



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16648-TDI/1611

**CARACTERIZAÇÃO FÍSICA E DINÂMICA DE
EPISÓDIOS DE CHUVAS INTENSAS NAS REGIÕES
SUL E SUDESTE DO BRASIL**

Mateus da Silva Teixeira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo
Dr. Prakki Satyamurty, aprovada em 17 de dezembro de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/02.05.00.27>>

INPE
São José dos Campos
2010

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:

Presidente:

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

Membros:

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

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

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

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

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

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

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

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16648-TDI/1611

**CARACTERIZAÇÃO FÍSICA E DINÂMICA DE
EPISÓDIOS DE CHUVAS INTENSAS NAS REGIÕES
SUL E SUDESTE DO BRASIL**

Mateus da Silva Teixeira

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo
Dr. Prakki Satyamurty, aprovada em 17 de dezembro de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/02.05.00.27>>

INPE
São José dos Campos
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Teixeira, Mateus da Silva.

T235c Caracterização física e dinâmica de episódios de chuvas intensas nas regiões sul e sudeste do Brasil / Mateus da Silva Teixeira. – São José dos Campos : INPE, 2010.

xxvi + 190 p. ; (INPE-16648-TDI/1611)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientador : Dr. Prakki Satyamurty.

1. Precipitação extrema. 2. Meteorologia dinâmica. 3. Meteorologia sinótica. 4. Modelagem numérica. 5. Compostos. I.Título.

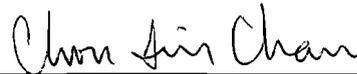
CDU 551.5(815)(816)

Copyright © 2010 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

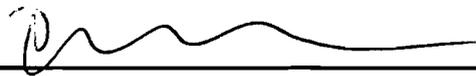
**Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Meteorologia**

Dra. Chou Sin Chan



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Prakki Satyamurty



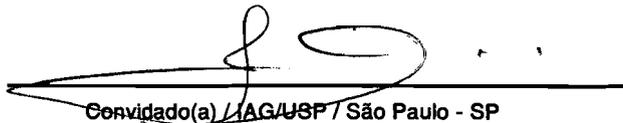
Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dr. José Paulo Bonatti



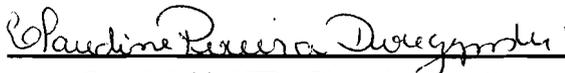
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Tércio Ambrizzi



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dra. Claudine Pereira Dereczynski



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

Aluno (a): Mateus da Silva Teixeira

São José dos Campos, 17 de dezembro de 2009

“It’s a long way to the top if you wanna rock ‘n’ roll”.

AC/DC

A minha esposa Helen

AGRADECIMENTOS

À Kelen, minha esposa, companheira e amiga, que sempre me incentivou e me apoiou em todos os momentos.

Ao meu orientador, Dr. Prakki Satyamurty, pela confiança em minhas idéias e em meu trabalho e pela sincera amizade construída ao longo da realização deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) e à Coordenação de Aperfeiçoamento Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela concessão de bolsas de doutorado e pelo apoio à participação em eventos científicos.

À Agência Nacional das Águas, pelo fornecimento dos dados pluviométricos diários, indispensáveis à realização deste estudo.

Ao ESRL Physical Sciences Division do National Oceanic & Atmospheric Administration, EUA, pelo fornecimento dos dados atmosféricos do Projeto Reanálise 2.

À equipe de desenvolvimento do NCAR Command Language (NCL), pela importante ajuda na utilização desta ferramenta de processamento e visualização de dados geofísicos.

Aos membros da banca examinadora, pelas críticas e sugestões.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), pela oportunidade de estudo e pela utilização de suas instalações.

Ao Instituto de Pesquisas Meteorológicas da Universidade Estadual Paulista (IP-Met/UNESP), pelo apoio à finalização da tese.

A todos que de uma forma ou outra colaboraram para a conclusão do doutorado.

RESUMO

Os eventos de chuva intensa ocorridos nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil entre 1960 e 2004 são investigados. Dentro deste período de 45 anos verificou-se a existência de tendências positivas nas frequências anuais destes eventos nas duas regiões, sendo mais significativa na Região Sul. Os ambientes atmosféricos associados a estes eventos também são investigados, mas dentro do período de 1979 a 2004, intervalo de tempo abrangido pelos dados da Reanálise 2. Na escala sinótica, cinco padrões são identificados em cada uma das regiões. Os casos de chuva intensa foram separados em duas classes, de acordo com a relação com estes os padrões: positivos e negativos. Os compostos para os casos positivamente correlacionados com os padrões para o Sudeste mostram configurações similares aquelas associadas a ZCAS enquanto que os negativamente correlacionados com os padrões sugerem a atuação direta de uma frente fria sobre o Sudeste. Os compostos para os casos da Região Sul apresentam mais características em comum, entre elas, a formação de um centro de baixa pressão sobre o norte da Argentina e intensos ventos de noroeste sobre o Paraguai, que levam ar quente e úmida à região. Um dos padrões apresentou condições singulares, em relação aos demais, como um cavado em níveis médios com orientação sudoeste-nordeste e um centro de alta pressão ao sul da Região, no início da chuva de 24 horas. Além disso, verificou-se que a forçante de escala sinótica é mais importante nos casos do Sul do que nos casos do Sudeste. Na escala regional, os resultados do modelo MM5 são usados para a obtenção de compostos e para o estudo dos processos que contribuem à ocorrência destes eventos, por meio da análise dos balanços de vortacidade, umidade e calor. Apesar do fraco desempenho do modelo em simular a chuva, ele mostrou destreza em capturar o ambiente de grande escala. Os compostos de escala regional mostram pequenas diferenças entre os padrões de escala sinótica aos quais estão ligados. Isto mostra que o condicionamento da atmosfera à ocorrência de chuvas intensas pela escala sinótica não acarreta, necessariamente, a diferentes configurações em escala regional.

PHYSICAL AND DYNAMICAL CHARACTERISTICS OF HEAVY RAINFALL EPISODES IN SOUTHERN AND SOUTHEASTERN BRAZIL

ABSTRACT

The heavy rainfall events occurred in Southern and Southeastern Brazil between 1960 and 2004 are investigated. It is observed positive trends in the annual frequency of these events in both regions in this period of 45 years. The trend in Southern Brazil is more significant. The atmospheric environments associated with these events also are investigated, but within the 1979-2004 period, which is covered by Reanalysis 2 data. Five synoptic-scale patterns are identified in both regions. The heavy rainfall events are classified into two classes, according to its relationship with the patterns: positives and negatives. The composite fields for the positively correlated events in Southeastern show configuration similar to those associated with SACZ, while negatively correlated events suggest the influence of cold fronts. The composite fields for Southern events show more commons characteristics: a low-pressure center located over northern Argentina and strong northwesterly winds over Paraguay that transport warm and moist air to Southern Brazil. One of the patterns presents unique conditions like a southwest-northeast oriented trough over northern Argentina and a high-pressure center located south of Southern Brazil. Comparisons between the events in Southern Brazil with those in Southeastern Brazil reveal that the former are associated with stronger synoptic forcing. In the regional scale, the simulations performed with MM5 model are used to obtain field composites as well as to analyze the moisture, vorticity and heat budgets. MM5 has a weak performance in simulate rainfall quantities. However, the synoptic-scale environment is well captured. Regional composite fields show little differences in function of the synoptic-scale patterns. This shows that the conditioning of the atmosphere to heavy rainfall occurrence by synoptic-scale does not produce, necessarily, important differences in the regional scale configurations.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Problema e Hipótese	2
1.2 Objetivos	3
1.2.1 Objetivos específicos	3
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	5
2.1 A chuva nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil	5
2.2 A ocorrência de chuva intensa	8
2.2.1 A chuva intensa nas Regiões Sul e Sudeste	10
2.3 O problema da previsão de chuva intensa	12
2.4 Simulação das chuvas intensas	15
3 ESTATÍSTICAS DA CHUVA NAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL E A CHUVA INTENSA	21
3.1 Introdução	21
3.2 Dados e metodologia	21
3.3 Estatísticas da chuva diária e os casos de chuva intensa.	25
4 AMBIENTES DE ESCALA SINÓTICA ASSOCIADOS AOS EVENTOS DE CHUVA INTENSA	35
4.1 Introdução	35
4.2 Dados e metodologia	36
4.3 Padrões de escala sinótica	39
4.4 Campos compostos	45
4.4.1 Região Sudeste	45
4.4.2 Região Sul	54
4.5 O ambiente convectivo do ponto de vista sinótico	61
4.5.1 Variação Temporal dos Parâmetros de Tempestade Severa	64
4.5.2 Relação dos parâmetros de tempestade severa com a chuva intensa	70
5 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS COM UM MODELO AT- MOSFÉRICO DE ESCALA REGIONAL	77

5.1	Introdução	77
5.2	O Modelo Atmosférico Regional e os Experimentos Numéricos	78
5.3	Avaliação dos Experimentos	80
5.4	Resultados	84
5.4.1	As Amostras de Chuva Observada e Simuladas	84
5.4.2	Índices Estatísticos	90
5.4.3	Erros do Modelo	93
5.4.4	Correlação Espacial	100
6	AMBIENTES DE ESCALA REGIONAL ASSOCIADOS AOS CASOS DE CHUVA INTENSA	105
6.1	Introdução	105
6.2	Metodologia	106
6.3	Resultados	108
6.3.1	Representação dos padrões de escala sinótica pelo modelo regional	108
6.4	Compostos de escala regional	112
6.4.1	Região Sudeste	112
6.4.2	Região Sul	117
6.5	Análise dos Balanços de Umidade, Vorticidade e Calor	122
6.5.1	Balanço de Umidade	122
6.5.2	Balanço de Vorticidade	130
6.5.3	Balanço de Calor	134
7	CONCLUSÕES	141
7.1	Quanto ao comportamento da chuva diária e à seleção dos eventos de chuva intensa.	141
7.2	Quanto aos padrões de escala sinótica associados aos casos de chuva intensa	143
7.3	Quanto ao ambiente convectivo definido pelos padrões sinóticos	145
7.4	Quanto aos experimentos numéricos com um modelo regional.	147
7.5	Quanto aos ambientes de escala regional dados pelas simulações	149
7.6	Sugestões para trabalhos futuros	152
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	153
	ANEXO A - ARTIGO PUBLICADO NO <i>MONTHLY WEATHER REVIEW</i>	169

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 As Regiões Sul (sombreamento mais escuro) e Sudeste (sombreamento mais claro) e suas localizações no continente sul-americano. As abreviações RS, SC, PR, SP, RJ, MG e ES indicam os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais e Espírito Santo, respectivamente.	1
3.1 Estações pluviométricas da ANA com total de falhas inferior ou igual a 10%. Os números identificam a que “grupo” as estações pertencem. Os triângulos abertos mostram os pontos nos quais os parâmetros de tempestade severa (Capítulo 4) são calculados. Ver texto para maiores detalhes.	24
3.2 Distribuição espacial dos parâmetros α (a) e β (b) da distribuição Gama das chuvas na Região Sul do Brasil.	26
3.3 Distribuição pluviométrica para o oeste do Rio Grande do Sul (a) e para o restante da Região Sul e para a Região Sudeste (b) dada pelos valores médios dos parâmetros da distribuição Gama para estas áreas. As linhas tracejada e pontilhada indicam a mediana e o quantil de 99%, respectivamente.	28
3.4 Frequência de dias chuvosos no sudeste (a) e sul (b) brasileiros. A ordenada mostra a porcentagem de dias com chuva no período 1960-2004 e a abscissa os meses.	29
3.5 Variação mensal do quantil de 99% climatológico para as Regiões Sudeste (a) e Sul (b). A ordenada mostra o valor o quantil de 99%, em mm, e a abscissa os meses.	30
3.6 Frequência anual de casos de chuva intensa nas Regiões Sudeste (a) e Sul (b) do Brasil. A linha tracejada indica a tendência linear no número de casos por ano.	32

4.1	Padrões atmosféricos obtidos com a ACP-T aplicada aos campos de PNMM associados aos casos de chuva intensa nas Regiões Sudeste e Sul do Brasil. As séries temporais mostram a relação de cada padrão com os casos de chuva intensa. Nas séries temporais, as linhas tracejadas indicam a correlação de $\pm 0,7$, usada para seleção de casos para os compostos. As áreas sombreadas indicam a que região o padrão está associado com chuvas intensas.	40
4.2	Compostos de PNMM (hPa) e omega (Pa s^{-1}), (a, c) e de DFU (10^{-7} s^{-1}) e TU (10^{-2} ms^{-1}), (b, d), dos casos associados ao primeiro padrão para a Região Sudeste. Os campos em (a, b) se referem aos casos positivos e (c, d) aos casos negativos.	46
4.3	Compostos de DIV (10^{-6} s^{-1}) e ESC em 250 hPa para os casos positivos (a) e negativos (b) associados ao primeiro padrão, Z e advecção horizontal de vorticidade relativa (10^{-11} s^{-1}) em 500 hPa (c) e de ADVT (10^{-4} s^{-1}) em 850 hPa (d) para os casos negativos.	48
4.4	Idem a Figura 4.2, exceto para o padrão 2.	49
4.5	Idem a Figura 4.3(a) e 4.3(b), exceto para o padrão 2.	50
4.6	Compostos de ROL para os padrões 1 (a, b) e 2 (c, d) para a Região Sudeste. As figuras (a, c) referem-se aos casos positivos e as figuras (b, d) aos casos negativos casos negativos. Contornos são plotados a cada 40 Wm^{-2} , sendo destacadas as áreas abaixo de 240 Wm^{-2} . A Região Sudeste do Brasil também é destacada no mapa.	51
4.7	Idem a Figura 4.6, exceto para os casos positivos do padrão 3.	53
4.8	Idem a Figura 4.2, exceto para a Região Sul do Brasil.	55
4.9	Idem a Figura 4.8, exceto para o padrão 2.	56
4.10	Compostos de DIV em 250 hPa para os casos positivos e negativos (a, b) e de ADVT em 850 hPa (c), para os casos positivos do padrão 2 (c).	57
4.11	Compostos de Z e advecção de vorticidade relativa em 500 hPa (a), PNMM e omega em 500 hPa (b), DFU e TU em 850 hPa (c) e DIV em 250 hPa (d) para os casos negativos do terceiro padrão.	59
4.12	Variação temporal de CAPE (a, b) e DNRV (c, d) para os casos correlacionados com o primeiro padrão de escala sinótica associado às chuvas intensas no Sudeste. As figuras do lado esquerdo referem-se aos casos positivos enquanto que aquelas do lado direito aos casos negativos. As linhas tracejadas verticais delimitam o período de 24 horas de acúmulo de chuva. As unidades físicas são apresentadas nas próprias figuras.	65

4.13	Idem a Figura 4.12, mas para a Região Sul do Brasil.	68
4.14	Diagramas de dispersão entre os parâmetros CAPE (a, b), DNRV (c, d) e CIN (e, f) com a chuva máxima observada nos grupos 1 e 3 da Região Sudeste.	72
4.15	Idem a Figura 4.14, mas para os grupos 1 e 4 da Região Sul.	74
5.1	Domínios horizontais (a, c), e relevo do modelo no domínio de maior resolução (b, d), nos quais foram realizados as simulações dos casos de chuva intensa ocorridos nas Regiões Sudeste (a) e Sul (b) do Brasil. . . .	79
5.2	Distribuições Empíricas de Frequência Acumulada das amostras de chuva observada e de chuva simuladas pelo modelo regional MM5 para a Região Sudeste. As figuras do lado esquerdo mostram as ECDF para os casos positivos e as do lado direito para os casos negativos, enquanto (a, b) referem-se ao domínio 1 e (c, d) referem-se ao domínio 2. As abcissas dão a chuva diária em mm e as ordenadas as frequências relativas acumuladas. As linhas verticais referem-se aos quantis de 99% de cada amostra. . . .	85
5.3	Idem a Figura 5.2, mas para a Região Sul do Brasil.	86
5.4	Gráficos de dispersão entre chuva simulada (ordenada, mm) e chuva observada (abscissa, mm) obtidas nas posições das estações pluviométricas da Região Sudeste. (a, b) referem-se ao experimento 2 nos domínios 1 e 2, respectivamente, para os casos positivos. (c, d) referem-se aos experimentos 2 e 4, respectivamente, para o domínio 1 e casos negativos. . . .	88
5.5	Idem a Figura 5.4, mas para a Região Sul do Brasil. (a, b) referem-se aos experimentos 2 e 4, respectivamente, para o domínio 2 e casos positivos. (c, d) referem-se aos mesmos experimentos e domínio de (a, b), mas para os casos negativos.	89
5.6	Índices estatísticos da precisão (TS: a, b, d), da confiança (FAR: c) e da tendência (B: e, f) do modelo MM5 nas simulações da chuva em 24 horas dos casos de chuva intensa da Região Sudeste positivamente correlacionados com os padrões atmosféricos. (a-c, e, f) referem-se ao segundo experimento e (d) refere-se ao terceiro experimento. (a, e) referem-se ao domínio 1 e (b, c, d, f) referem-se ao domínio 2.	91

5.7	Raiz do Erro Médio Quadrático (a, b) e Erro Médio (c, d) da chuva simulada para os casos de chuva intensa positivamente correlacionados com os padrões de escala sinótica do Sudeste. As figuras à esquerda referem-se ao domínio 1 e aquelas à direita ao domínio 2. As abscissas dão os casos e as ordenadas os erros, em mm dia ⁻¹ . As linhas verticais separam os casos com respeito aos padrões a que pertencem, sendo aqueles localizados mais a esquerda associados ao primeiro padrão e os mais a direita associados ao quinto e último padrão.	94
5.8	Idem a Figura 5.7, mas para os casos negativamente correlacionados com os padrões de escala sinótica.	96
5.9	Idem a Figura 5.7, mas para a Região Sul.	98
5.10	Idem a Figura 5.8, mas para a Região Sul.	99
5.11	Correlações espaciais entre a chuva simulada e a chuva observada nos casos positivos (a, b) e negativos (c, d) da Região Sudeste. A coluna à esquerda mostra estes valores para o domínio 1 e a coluna à direita para o domínio 2. Como nas figuras anteriores, as linhas verticais cheias dividem os casos em relação aos padrões, com os mais a esquerda associados ao primeiro padrão e o mais a direita ao quinto e último padrão. São mostradas apenas as correlações estatisticamente significativas.	101
5.12	Idem a Figura 5.11, mas para os casos da Região Sul.	102
6.1	Compostos de PNMM (hPa) e velocidade vertical em 500 hPa (m s ⁻¹) dos casos associados ao primeiro padrão (a, b) e ao segundo padrão (c, d) para a Região Sudeste obtidos a partir do experimento 1. Os compostos referem-se ao início do intervalo de 24 horas de acúmulo de chuva, correspondentes a 12 horas de simulação.	109
6.2	Compostos de DFU (10 ⁻⁷ s ⁻¹) e TU (10 ⁻² ms ⁻¹) em 850 hPa dos experimentos 1 (a) e 2 (b) dos casos positivos do primeiro padrão da Região Sudeste.	110
6.3	Idem a Figura 6.1, mas para a Região Sul	111
6.4	Compostos de PNMM (hPa), vento em 1000 hPa (m s ⁻¹) e velocidade vertical em 500 hPa (m s ⁻¹) para os casos positivos do primeiro padrão do Sudeste para o início do período da chuva em 24 horas (a) e para 8 horas após este instante (b). A magnitude do vento em 1000 hPa é dada pelas barbelas, com a escala de velocidade usual.	113
6.5	Idem a Figura 6.4, mas para os casos positivos do segundo padrão.	114

6.6	Idem a Figura 6.4, mas para os casos positivos do terceiro padrão, 13 horas após o início de 24 horas de chuva.	115
6.7	Idem a Figura 6.4, mas para os casos negativos do primeiro padrão. . . .	115
6.8	Idem a Figura 6.4, mas para os casos negativos do segundo padrão. O painel (a) refere-se ao início da chuva em 24 horas e os painéis (b-d) referem-se a 6, 8 e 10 horas após este início.	116
6.9	Idem a Figura 6.4, mas para os casos negativos do terceiro padrão. . . .	117
6.10	Idem a Figura 6.4, mas para os casos positivos do primeiro padrão sinótico da Região Sul. O painel (a) refere-se ao início do período de 24 horas de chuva e (b) a 20 horas após este início.	118
6.11	Idem a Figura 6.4, mas para os casos positivos do segundo padrão sinótico da Região Sul. O painel (a) refere-se ao início do período de 24 horas de chuva e (b) a 12 horas após este início.	119
6.12	Idem a Figura 6.4, mas para os casos positivos do primeiro padrão sinótico da Região Sul. O painel (a) refere-se ao início do período de 24 horas de chuva e (b) ao final deste período, ou seja, 24 horas após.	120
6.13	Idem a Figura 6.4, mas para os casos negativos do primeiro (a, b) e segundo (c, d) padrões sinóticos da Região Sul. Os painéis (a, c) referem-se ao início da chuva em 24 horas e os painéis (b, d) referem-se ao final deste período de acúmulo de chuva.	121
6.14	Idem a Figura 6.4, mas para os casos negativos do terceiro padrão sinótico da Região Sul. O painel (a) refere-se ao início do período de 24 horas de chuva e (b) a 20 horas após.	122
6.15	Seções pressão <i>versus</i> tempo dos termos de variação local (a), advecção horizontal (b), convergência horizontal (c) e convergência do fluxo vertical (d) da equação de conservação da umidade dos casos positivos do primeiro padrão sinótico do Sudeste, obtidas das simulações no domínio 2 e experimento 1. Unidades em 10^{-7} s^{-1} . A escala de tempo é relativa ao período de acúmulo de 24 horas da chuva, sendo o seu início indicado pelo 0 (12 UTC).	123
6.16	Idem à Figura 6.15, mas para os termos da convergência horizontal (a) e convergência do fluxo vertical de umidade (b) dos casos negativos.	125
6.17	Idem à Figura 6.15, mas para os casos positivos do primeiro padrão da Região Sul.	126
6.18	Idem à Figura 6.15, mas para os casos negativos do terceiro padrão da Região Sul.	128

6.19	Resíduos da equação da conservação da umidade para os casos positivos (a, c) e negativos (b, d) das Regiões Sudeste e Sul. (a, b, c) referem-se ao padrão 1 e (d) refere-se ao padrão 3.	129
6.20	Seções pressão <i>versus</i> tempo dos termos da advecção horizontal (a), da convergência do fluxo vertical (b), do estiramento (c) e da torção (d) de vorticidade dos casos positivos do Sudeste, obtidas das simulações no domínio 2 e experimento 1. Unidades em 10^{-10} s^{-1} . A escala de tempo é relativa ao período de acúmulo de 24 horas da chuva, sendo o seu início indicado pelo 0 (12 UTC).	131
6.21	Idem à Figura 6.20, mas para o termo da convergência do fluxo vertical de vorticidade dos casos negativos do primeiro padrão.	132
6.22	Idem a Figura 6.20, mas para os casos negativos do terceiro padrão da Região Sul.	133
6.23	Seções pressão <i>versus</i> tempo dos termos de variação local (a), advecção horizontal (b), convergência horizontal (c) e convergência do fluxo vertical (d) da equação da conservação do calor para os casos positivos do primeiro padrão da Região Sudeste, obtidas das simulações no domínio 2 e experimento 1. Unidades em 10^{-4} Ks^{-1} . A escala de tempo é relativa ao período de acúmulo de 24 horas da chuva, sendo o seu início indicado pelo 0 (12 UTC).	135
6.24	Idem a Figura 6.23, mas para a Região Sul.	137
6.25	Compostos de PNMM (linhas cheias, hPa), TU em 850 hPa (vetores, 10^{-2} s^{-1}) e velocidade do vento em 250 hPa (linhas tracejadas, em cinza, m s^{-1}) para o tempo 0 (a), para 12 (b) e 20 (c) horas após o início da chuva de 24 horas, respectivamente.	138
6.26	Resíduos da equação da conservação de calor para os casos positivos dos padrões sinóticos da Região Sudeste (a) e da Região Sul (b).	139

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Parametrizações de convecção cumulus mais comuns nos modelos numéricos de previsão de tempo.	14
3.1 Anos nos quais cada mês registrou mais casos de chuva intensa. Em parênteses é indicado o número de casos selecionados nos meses e anos apresentados na tabela. Os símbolos +, o e – referem-se as fases quente, neutra e fria do fenômeno ENSO. A classificação dos anos dentro das fases do ENSO segue o critério definido pelo <i>Center for Ocean-Atmospheric Prediction Studies</i> da Universidade Estadual da Flórida (http://coaps.fsu.edu/jma.shtml)	33
4.1 Distribuição sazonal dos casos de chuva intensa com correlação superior a 0,7 com os padrões atmosféricos da Região Sudeste do Brasil. Distinção do sinal da correção também é apresentada, sendo P para positivos e N para negativos. Total 1, total 2 e total 3 se referem a soma dos casos por sinal de correlação, por estação do ano e por padrão, respectivamente. . .	42
4.2 Idem a Tabela 4.1, mas para a Região Sul do Brasil.	43
4.3 Contagem de casos que provocaram chuvas médias nos grupos homogêneos de estações pluviométricas da Região Sudeste do Brasil superior ao quantil de 99%. Novamente, a contagem também está discriminada pela correlação dos casos com os padrões.	44
4.4 Igual a Tabela 4.3, mas para a Região Sul do Brasil.	45
5.1 Experimentos realizados com o modelo MM5. Em cada uma das colunas as informações referem-se ao domínio de 90 km e 30 km, respectivamente. B-M, K-F2 e Grell referem-se às parametrizações da convecção cumulus de Betts-Miller (BETTS, 1986; BETTS; MILLER, 1986), de Kain-Fritsch modificada (KAIN, 2004) e de Grell (GRELL et al., 1994), respectivamente, enquanto M-Y e MRF referem-se às parametrizações da Camada Limite Planetária de Mellor-Yamada (JANJIC, 1994) e de Hong e Pan (HONG; PAN, 1996)	80

5.2 Esquema da tabela de contingência: para cada limiar de chuva, a é o número de eventos corretamente previstos, b é o número de vezes que o evento foi previsto mas não foi observado, c é o número de vezes que o evento ocorreu mas não foi previsto e d é o número de vezes que a ausência do evento foi corretamente prevista. 81

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

IBGE	– Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
RS	– Rio Grande do Sul
SC	– Santa Catarina
PR	– Paraná
SP	– São Paulo
RJ	– Rio de Janeiro
MG	– Minas Gerais
ES	– Espírito Santo
SCM	– Sistemas Convectivos de Mesoescala
SF	– Sistemas Frontais
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul
CCM	– Complexos Convectivos de Mesoescala
EUA	– Estados Unidos da América
JBNAS	– Jato de Baixos Níveis da América do Sul
TSM	– Temperatura da Superfície do Mar
DJF	– Dezembro, Janeiro e Fevereiro
MAM	– Março, Abril e Maio
JJA	– Junho, Julho e Agosto
SON	– Setembro, Outubro e Novembro
JBN	– Jato de Baixos Níveis
JAN	– Jato de Altos Níveis
ANA	– Agência Nacional das Águas
AAH	– Análise de Agrupamento Hierárquico
ENOS	– El Niño-Oscilação Sul
NCEP-DOE	– National Centers for Environmental Prediction - Department of Energy
R1	– Reanálise versão 1
R2	– Reanálise versão 2
PNMM	– Pressão ao Nível Médio do Mar
T	– Temperatura do Ar
U	– Componente meridional do vento
V	– Componente zonal do vento
W	– Componente vertical do vento
Z	– Altura Geopotencial
ROL	– Radiação de Onda Longa Emergente no topo da atmosfera
Q	– Umidade Específica
ACP	– Análise de Componentes Principais
ACP-T	– Análise de Componentes Principais em modo T
DFU	– Divergência do Fluxo de Umidade

TU	–	Transporte de Umidade
ADVT	–	Advecção de Calor
ESC	–	Escoamento atmosférico
DIV	–	Divergência do vento
CAPE	–	Energia Potencial Convectiva Disponível
CIN	–	Inibição Convectiva
DNRV	–	Denominador do Número de Richardson Volumétrico
NCE	–	Nível de Convecção Espontânea
NE	–	Nível de Equilíbrio
UTC	–	Tempo Universal Coordenado
TS	–	Threat Score
B	–	Bias
FAR	–	False Alarm Rate
EM	–	Erro Médio
REMQ	–	Raiz do Erro Médio Quadrático
IC	–	Intervalo de Confiança
ECDF	–	Distribuição de Frequência Acumulada Empírica

1 INTRODUÇÃO

Nos últimos anos, os eventos de chuva intensa têm se tornado cada vez mais preocupantes, especialmente pelos danos socioeconômicos decorrentes. Além do próprio fenômeno meteorológico, alguns fatores geo-ambientais podem colaborar para aumentar o potencial de perigo relacionado à chuva.

As Regiões Sudeste e Sul do Brasil (Figura 1.1), além de concentrar mais da metade da população total brasileira, possuem aproximadamente 90 e 81% de suas populações vivendo em áreas urbanas, respectivamente (IBGE, Censo 2000). Economicamente, apesar do grande grau de industrialização destas regiões (com a região leste do Estado de São Paulo, considerada o maior centro poli-industrial brasileiro), a principal atividade continua sendo a agricultura a qual depende das condições meteorológicas.

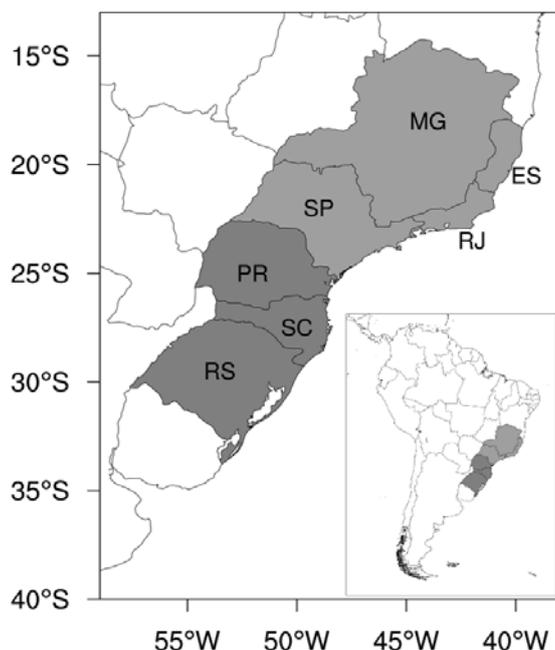


Figura 1.1 - As Regiões Sul (sombreamento mais escuro) e Sudeste (sombreamento mais claro) e suas localizações no continente sul-americano. As abreviações RS, SC, PR, SP, RJ, MG e ES indicam os estados do Rio Grande do Sul, Santa Catarina, Paraná, São Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais e Espírito Santo, respectivamente.

A grande quantidade de rios e a topografia acidentada colaboram para o aumento da

captação e retenção da água precipitada. O crescimento populacional desordenado causa a invasão e destruição de áreas com funções hidrológicas importantes como as matas ciliares e as matas das áreas com relevo acidentado, que protegem os rios do assoreamento e dificultam o escorregamento de massa em encostas íngremes, respectivamente.

Normalmente, os registros de enchentes e deslizamentos estão diretamente relacionados à grandes quantidades de chuva que extrapolam as capacidades de retenção das bacias hidrográficas e do solo nas encostas montanhosas. Entretanto, há situações nas quais a quantidade de chuva não precisa ser elevada para que estes desastres sejam deflagrados. No final da época chuvosa da Região Sudeste, por exemplo, que se estende de outubro a março, desastres podem ocorrer quando eventos meteorológicos levam chuvas a locais cujo solo já se encontra próximo da saturação ou já saturado (SATYAMURTY *et al.*, 2008).

Os pontos descritos acima mostram que grandes quantidades de chuva são suficientes, mas não necessários para causar transtornos às populações das cidades, especialmente nos meses chuvosos, quando o solo se encontra mais úmido e próximo da saturação.

Prever as condições que podem resultar em desastres é um dos grandes desafios científicos dos dias de hoje. Os vários ingredientes que compõem um evento desastroso evidenciam o caráter interdisciplinar que envolve este assunto. A visualização de situações como estas requerem o conhecimento de condições meteorológicas, hidrológicas e de distribuição populacional, só para citar algumas. A parte meteorológica deste quebra-cabeça, por si só, já se apresenta altamente complexa e desafiadora, e é o foco deste trabalho.

1.1 Problema e Hipótese

A previsão da chuva é um dos maiores desafios da Meteorologia. Em casos de chuva intensa, frequentemente, os estudos focam nos aspectos de grande escala, obtendo as condições atmosféricas comumente associadas a esta classe de eventos (o Capítulo 2 apresenta uma síntese destes estudos). Quando o foco muda para escalas espaciais inferiores (mesoescala e microescala), as investigações encontradas na literatura lidam com estudos de casos. Entretanto, os resultados de estudos deste tipo são difíceis de serem aplicados na previsão operacional.

Tendo isto em vista, a hipótese aqui levantada é a seguinte: a partir de compostos de escala sinótica também é possível obter compostos para a mesoescala, que ressaltam as características comuns a estes eventos e fornecem maior detalhamento do ambiente atmosférico associado aos casos de chuva intensa. Estes compostos colaborariam para o refinamento do processo de previsão de eventos de chuva intensa nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil, aumentando a probabilidade de sucesso dos meteorologistas na realização desta tarefa.

1.2 Objetivos

O objetivo geral deste trabalho é realizar uma investigação dos aspectos meteorológicos dos eventos de chuva intensa ocorridos nas Regiões Sul e Sudeste, procurando a melhoria no entendimento dos aspectos dinâmicos e termodinâmicos associados a estes eventos.

1.2.1 Objetivos específicos

- Analisar estatisticamente os dados de precipitação, procurando definir, caracterizar e agrupar os casos de chuva intensa das regiões alvos deste estudo
- Descrever os ambientes de escala sinótica associados à chuva intensa
- Realizar experimentos numéricos com um modelo de mesoescala usando diferentes configurações de resolução e parametrizações para identificar se combinações diferentes destas parametrizações podem resultar em melhores simulações dos casos de chuva intensa
- Descrever o ambiente de escala regional ou mesoescala a partir dos dados simulados

Nos capítulos posteriores são apresentados os principais estudos que já investigaram este assunto (Capítulo 2), as análises dos dados diários de precipitação, bem como a definição e seleção dos casos de chuva intensa (Capítulo 3), os padrões de escala sinótica associados às chuvas intensas nestas regiões (Capítulo 4), o modelo regional usado para as simulações destes casos (Capítulo 5), as características de mesoescala associadas aos casos (Capítulo 6) e, finalmente, as conclusões deste trabalho (Capítulo 7).

Nos Capítulos 3, 4, 5 e 6 são apresentadas uma pequena introdução a respeito do assunto tratado nos mesmos e a metodologia aplicada para obter os resultados mostrados. Esta estruturação procura facilitar o acompanhamento do trabalho, pois fragmenta a informação em menores porções, melhorando a compreensão do texto.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 A chuva nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil

Excetuando a região sul do Brasil, todas as demais regiões brasileiras possuem um período com abundância de chuvas e outro seco bem definidos (RAO; HADA, 1990). Na Região Sudeste a estação chuvosa tem início em meados de outubro e se encerra no final de março, enquanto nos meses de abril a setembro há uma grande diminuição nos totais mensais, com o mês de julho tendo, regularmente, o menor acúmulo mensal. Não são raros longos períodos de estiagens (SATYAMURTY et al., 2007), que favorecem às queimadas e também prejudicam a saúde humana, em especial, provocando o aumento dos casos de doenças respiratórias (DONALISIO et al., 2008). Já na Região sul, não há uma estação chuvosa definida e pode-se considerá-la uniformemente distribuída durante o ano. Em ambas regiões, as chuvas são causadas, em grande parte das situações pelos Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) e pelos Sistemas Frontais (SF).

Os SF que passam por estas regiões ou lá se formam também são responsáveis por organizar a convecção provocando grandes taxas de precipitação e, dependendo da velocidade do seu deslocamento, grandes acúmulos de chuva. Estes sistemas adentram o continente sul-americano durante todo o ano, sendo que no inverno a frequência é maior. Andrade (2007) observou que, aproximadamente, 5 frentes frias são observadas todos os meses no Sul do Brasil, com mínimo relativo no verão (especialmente, no interior desta região) devido ao maior número de sistemas que se deslocam para o oceano. Na Região Sudeste, há uma diferença maior entre verão e inverno. Nos meses de verão há uma frequência mais baixa, com 2 a 3 eventos por mês, enquanto que nos meses do inverno a frequência é equivalente àquela da Região Sul. É durante o inverno que as frentes frias conseguem atingir as latitudes mais ao norte (KOUSKY, 1979).

Além dos efeitos próprios da frente fria (chuvas fortes e entrada de ar frio, por exemplo), estes sistemas também conseguem interagir com a convecção continental quando adentram o continente sul-americano. Signorini (2001) mostrou que os SF podem se associar com a Baixa do Chaco e se tornarem ainda mais intensos, durante os meses do verão, provocando chuvas intensas no sul do Brasil.

Siqueira e Machado (2004) identificaram três tipos de interação entre os SF e a

convecção sobre a América do Sul. O primeiro tipo de interação, mais frequente na primavera e no verão, está associado à passagem dos SF pelo continente, vindos das latitudes médias ou subtropicais, que interagem com a convecção tropical e se deslocam com esta para norte, chegando ao centro do continente, ao sul do nordeste da América do Sul e à bacia Amazônica. O segundo tipo de interação SF-convecção continental, mais frequente no verão, está associado à formação de uma banda de convecção estendida da bacia Amazônica até o Atlântico Sul, provocada pela interação entre um SF e a convecção tropical, que apresenta um aumento na sua extensão em direção ao sul. Por fim, o terceiro tipo de interação está relacionado com SF quase estacionários nos subtropicais ou latitudes médias e apresentam pouca interação com a convecção tropical.

A consequência direta dos SF que atingem a costa da Região Sudeste e da maior extensão da convecção tropical para o sul, no verão, é a ocorrência de eventos de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). A ZCAS é identificada como uma permanente (mais de 3 dias) faixa de nebulosidade que se estende da região amazônica até o Atlântico Sul, que apresenta (i) convergência do fluxo de umidade em baixos e médios níveis da troposfera, (ii) cavado na média troposfera, sobre a costa leste da América do Sul, (iii) intenso gradiente de θ_e ao sul da faixa de nebulosidade e (iv) faixa de vorticidade relativa positiva (anticiclônica) em altos níveis (KODAMA, 1993; QUADRO, 1994). A interação dos SF com a convecção tropical do tipo 2, identificada por Siqueira e Machado (2004), está diretamente ligada com este fenômeno. Os SF são importantes tanto para o início quanto para a manutenção dos eventos de ZCAS (LIEBMANN et al., 1999; ANDRADE, 2007).

Os SF também têm importante influência na geração de SCM, nas duas regiões. Estes sistemas modulam o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS), uma longa e estreita faixa de ventos de norte que se forma a leste da Cordilheira dos Andes (SAULO et al., 2000), importante para a formação dos SCM responsáveis por chuvas intensas no Sul do Brasil. O JBNAS é responsável pelo transporte de ar quente e úmido da região amazônica para o nordeste da Argentina, Paraguai e Região Sul. A forte convergência do fluxo de umidade e de calor juntamente com a presença de uma corrente de jato em altos níveis proporciona condições favoráveis à convecção profunda nestas regiões, destacando-as entre os vários ambientes atmosféricos favoráveis à ocorrência de tempo severo e tornados observados pelo globo (BROOKS et al., 2003). Segundo Salio et al. (2007), em todas as estações do ano, ao menos um SCM

subtropical se desenvolveu em 41% dos dias com JBNAS, entre setembro de 2000 a maio de 2003, enquanto que em apenas 12% dos dias sem ocorrência do JBNAS foi observado o desenvolvimento de SCM.

Uma classe especial dos SCM também é observada nas regiões onde o JBNAS produz os maiores valores de convergência do fluxo de umidade e calor: os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Os CCM normalmente formam-se sobre o norte da Argentina e Sul do Brasil, deslocando-se para leste com direção mais zonal durante o inverno e direção sudoeste-nordeste no verão (GUEDES *et al.*, 1994). Velasco e Fritsch (1987) observaram que estes CCM se formam com maior frequência entre os meses de novembro a abril, e, geralmente, formam-se no final do dia atingindo sua máxima intensidade durante a madrugada.

Laing e Fritsch (2000) estudaram os ambientes de grande escala relacionados com os CCM de várias partes do mundo. Os autores observaram que os ambientes atmosféricos de grande escala chinês e sul-americano eram os que mais se aproximavam do ambiente norte-americano. O ambiente sul-americano é caracterizado, segundo estes autores, pela presença da entrada de ar quente e úmido na região de formação dos CCM (cuja fonte seria a bacia amazônica). Além disto, em praticamente toda a baixa troposfera houve giro horário do vento com a altura. A localização da região de formação dos CCM ao norte da corrente de jato em altos níveis, com escoamento divergente, também foi observada.

Entretanto, os CCM são apenas uma pequena porção dos SCM que se formam no sudeste da América do Sul. Starostin e Anabor (2002) mostraram que no momento da máxima extensão destes SCM, 70% são classificados como Sistemas Convectivos Alongados Persistentes (ANDERSON; ARRIT, 1998). Recentemente, (ANABOR *et al.*, 2008) estudaram SCM de longa duração (entre 19 e 69 horas) ocorridos no sudeste da América do Sul e observaram um ambiente sinótico muito similar aquele associado aos CCM dos EUA. Além disso, verificaram a presença de um forte anticiclone próximo a costa do Brasil nos estágios iniciais dos SCM.

Na Região Sudeste, Siqueira e Marques (2008) identificaram uma alta frequência dos SCM nos meses do outono, primavera e verão, que sofrem importante modulação da convecção profunda pelas incursões dos SF e pela forçante diurna. Esta modulação é refletida diretamente na movimentação destes sistemas, que, em sua grande maioria, deslocam-se do continente para o Oceano Atlântico adjacente. Os poucos SCM que

se movem na direção contrária o fazem devido à influência das circulações do tipo brisa (similar àquelas que ocorrem no nordeste do Brasil, responsáveis pela formação de linhas de instabilidades que se deslocam continente adentro (COHEN et al., 1995)). Além disso, os autores observaram menor número de SCM sobre o Espírito Santo, sul da Bahia e oceano adjacente, que associaram à divergência de umidade e à topografia costeira do Sudeste, considerados como fatores inibidores da convecção profunda.

Analisando os verões de 1998 e 1999, Ferreira et al. (2003) observaram que o JBNAS também tem importante papel no controle da convecção sobre o Sudeste, especialmente, nos eventos de ZCAS. A simples existência do JBNAS inibe a formação da ZCAS, levando a uma menor atividade convectiva no Sudeste e maior atividade convectiva no Sul, evidenciada pela associação JBNAS-SCM nos subtropicais do continente sul-americano. Nas situações com a presença de ZCAS, o JBNAS deixa de existir, dando lugar a fracos ventos de norte e até ventos de sul sobre a Bolívia.

2.2 A ocorrência de chuva intensa

Um conhecimento básico de como ocorre a chuva intensa pode ser obtido por meio de uma metodologia baseada nos ingredientes necessários para que ela ocorra, basicamente, (i) umidade, (ii) instabilidade e (iii) levantamento. Essa metodologia permite que seja estabelecida uma base física para a compreensão da chuva intensa, sem as limitações impostas por metodologias baseadas em relações estatísticas e destinadas a regiões específicas (DOSWELL et al., 1996).

Basicamente, a chuva intensa é o resultado de altas taxas de chuva sustentadas por um longo período de tempo. Para que altas taxas de chuva sejam possíveis é necessário que haja ascensão rápida de ar úmido e alta eficiência de precipitação. Por fim, a duração de um evento de chuva intensa está associada à velocidade de deslocamento e ao tamanho do sistema responsável pela chuva intensa. Destas afirmativas chega-se a pontos mais específicos relacionados às chuvas intensas:

- a) A ascensão rápida de ar úmido está associada com a flutuabilidade. A flutuabilidade, por sua vez, ocorre quando a variação vertical de temperatura (o “lapse rate”) da parcela saturada em ascensão é menor que a do ambiente, de modo que a parcela tornar-se-á mais quente que o ambiente durante toda a sua ascensão.
- b) Como na maioria das vezes a água precipitável não sofre substanciais mu-

danças antes e depois de um caso de chuva intensa (p.e., Satyamurty et al. (1998)), deve haver algum mecanismo que transporte grandes quantidades de umidade para o lugar onde a flutuabilidade está presente, normalmente, providenciado pela convergência do fluxo de umidade.

- c) Aproximadamente 99% do vapor d'água que entra em uma tempestade condensa; parte cai como precipitação e parte evapora (DOSWELL et al., 1996). A evaporação pode ser substancialmente aumentada caso altas taxas de entranhamento estejam presentes. O entranhamento mistura o ar seco do ambiente à nuvem, promovendo a evaporação.
- d) O lento movimento do sistema causador da chuva e a grande extensão espacial contribuem para a longa duração das altas taxas de precipitação.

Os pontos acima mencionados podem ser considerados como ingredientes básicos para que um evento de chuva intensa ocorra. A falta de um deles pode fazer com que uma condição favorável à ocorrência de chuva intensa - assim caracterizada por análise incompleta - não se confirme. Por exemplo, uma região cuja a coluna troposférica esteja instável, mas na qual não há umidade ou um outro mecanismo que traga a umidade de outra região. É igualmente importante que sejam conhecidos os processos meteorológicos que unem todos estes ingredientes tornando possível o surgimento de prolongadas altas taxas de precipitação.

Os processos de diferentes escalas, geralmente, atuam em conjunto para a união destes ingredientes (DOSWELL, 1987; DOSWELL; BOSART, 2001; JOHNSON; MAPES, 2001), principalmente, porque os sistemas de escala sinótica não provêm os movimentos verticais intensos (da ordem de cm s^{-1}) associados às chuvas intensas. Assim, pode-se estabelecer uma ordem (não necessariamente obedecida nos fenômenos atmosféricos observados) dos processos meteorológicos associados às chuvas intensas, na qual, num primeiro momento tem-se aqueles da escala sinótica que condicionam o ambiente atmosférico por meio das advecções diferenciais de calor e de vorticidade, diminuindo a estabilidade estática por meio da ascensão em grande escala e, num momento posterior tem-se aqueles processos das escalas menores, em especial da mesoescala, que proporcionam a intensificação dos processos advectivos e o levantamento necessário para que as parcelas de ar atinjam seus níveis de livre ascensão. Um exemplo prático desta visão são os ciclones extratropicais e as frentes frias associadas.

2.2.1 A chuva intensa nas Regiões Sul e Sudeste

Eventualmente, os sistemas que produzem chuvas nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil também são responsáveis por registros pluviométricos considerados intensos ou extremos, apesar destas duas classificações poderem ser completamente diferentes, especialmente, quando fatores socioeconômicos são levados em conta.

Severo (1994) estudou e determinou as características dos sistemas meteorológicos responsáveis por enchentes na região do Vale do Rio Itajaí, no nordeste de Santa Catarina. Os 21 casos causadores de enchentes foram classificados em 5 grupos, de acordo com as suas configurações sinóticas comuns. Em quatro dos cinco grupos, características do escoamento em altos níveis se mostraram como os principais elementos diferenciadores como a relação entre uma frente estacionária entre os estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina e um vórtice ciclônico nos altos níveis do Nordeste Brasileiro (grupo 1), a presença de um vórtice ciclônico em altos níveis a oeste da Região Sul, que se aprofundou até os baixos níveis (grupo 2), a influência de uma corrente de jato em altos níveis com curvatura anticiclônica sobre a região (grupo 3) e uma difluência do escoamento em altos níveis diretamente sobre a região (grupo 4). O quinto grupo descreve uma frente fria que avança em direção à Região Sudeste, mas retorna à Região Sul como uma frente quente. Um elemento comum e extremamente importante a estes eventos foi a presença de um fluxo de ar úmido e quente responsável por alimentar os sistemas causadores de chuvas intensas no Vale do Itajaí.

Liebmann et al. (2001) investigaram aspectos estatísticos dos eventos extremos diários no estado de São Paulo, mostrando que entre outubro e março ocorre o maior número de dias com extremos de precipitação, relativo ao inverno. Mostraram, também, a existência de uma relação positiva entre as anomalias da temperatura da superfície do mar (TSM) sobre o Oceano Pacífico leste e central e o número de eventos extremos. Esta relação foi mais evidente no leste do Estado, que também apresentou mesmo sinal de relação com as anomalias de TSM no Atlântico Sul. Os autores não identificaram relação significativa entre as anomalias de TSM em ambos oceanos com os totais de chuva no verão.

Carvalho et al. (2002) mostraram que a ocorrência de eventos extremos de chuva no Estado de São Paulo está intimamente ligada à atividade da ZCAS. Os autores verificaram que 65% dos casos extremos estiveram relacionados com intensos even-

tos de ZCAS: 30% associados a ZCAS intensa e estendida ao Oceano Atlântico e afetando o norte de São Paulo, e 35% associados a ZCAS intensa, mas restrita ao continente. Os casos extremos identificados quando a ZCAS tinha baixa atividade são responsáveis pelos 35% dos casos restantes.

Os casos extremos associados com intensa atividade da ZCAS apresentaram uma circulação anticiclônica anômala, em baixos níveis, sobre o Oceano Atlântico subtropical ocidental, que foi responsável pela extensão oceânica da ZCAS. Os outros casos associados com fortes ZCAS, cuja intensidade esteve diretamente ligada à advecção de umidade da região Amazônica ao Centro-Oeste do Brasil e ao Estado de São Paulo. Já os casos ocorridos em ZCAS mais fracas apresentaram (i) uma circulação anticiclônica anômala próxima à costa paulista e (ii) aumento dos ventos de norte a oeste de São Paulo e a norte da Baixa do Chaco, que estão ligados a formação de CCM e SCM que se propagam em direção a São Paulo, causando chuvas intensas.

Posteriormente, [Carvalho et al. \(2004\)](#) investigaram a variabilidade da atividade convectiva e a circulação de grande escala com a ZCAS durante o verão do Hemisfério Sul. Os autores encontraram que o padrão de “gangorra” existente no comportamento da precipitação ([Nogués-Peagle; MO, 1997](#); [LIEBMANN et al., 1999](#)) se apresenta bem definido apenas quando a ZCAS está deslocada para o Oceano Atlântico. Além disso, quando a ZCAS apresenta baixa intensidade, um aumento da convecção sobre a Região Sul do Brasil e sobre o Uruguai é observada.

A contribuição da ZCAS à ocorrência de chuva extrema no Sudeste também foi estudada por [Carvalho et al. \(2004\)](#). Eles verificaram que ZCAS mais intensas estão associadas a aumentos nos percentis de 95% em relação ao percentil de 95% climatológico do verão (DJF) em toda a Região Sudeste, sendo maiores quando a ZCAS tem extensão oceânica. Ao contrário, quando a ZCAS tem baixa atividade convectiva, há diminuições nos percentis de 95% da chuva diária em toda a região. E mais, quando estas fracas ZCAS têm uma extensão oceânica, há aumentos nos percentis extremos dos estados da Região Sul do Brasil.

Um ponto importante a ser enfatizado é que [Carvalho et al. \(2002\)](#) e [Carvalho et al. \(2004\)](#) focaram seus estudos somente para o período chuvoso da Região Sudeste do Brasil, compreendido entre os meses de outubro e março. É claro, eles concentraram-se no entendimento do papel da ZCAS no regime pluviométrico da América do

Sul, fenômeno este que ocorre neste período. Mesmo assim é importante lembrar, assim como apresentado por [Liebmann et al. \(2001\)](#), que eventos extremos de chuva também ocorrem durante o período considerado seco, que se estende de abril a setembro, podendo ser tão ameaçadores à vida e à propriedade quanto aqueles que ocorrem no período chuvoso, apesar de serem menos frequentes e, normalmente, menos intensos.

2.3 O problema da previsão de chuva intensa

A previsão da chuva intensa é uma das tarefas mais críticas e desafiadoras dos meteorologistas operacionais ([FRITSCH et al., 1998](#)). Foi mencionado na seção anterior que os processos de escala menor que a sinótica são determinantes à intensidade e organização da chuva, especialmente, a primeira. Tanto no âmbito observacional quanto no da modelagem atmosférica, há uma grande dificuldade em resolver ou “enxergar” os detalhes de mesoescala ou de escala menor ainda. Apesar da facilidade computacional atualmente disponível, que proporciona condições para o desenvolvimento de modelos com resoluções cada vez maiores, a distribuição e o número de estações de medição atmosférica não são adequados.

[Banacos e Schultz \(2005\)](#) mostraram que na escala sinótica (aquela resolvida pela rede de estações meteorológicas) o termo de advecção de umidade é mais importante que o termo de convergência nas mudanças locais de umidade. Isso mostra a importância, no caso da América do Sul, do JBN a leste dos Andes que traz ar com grande teor de umidade. Mas na mesoescala, o termo da convergência é tão importante quanto o de advecção.

Sendo a precipitação aproximadamente igual a convergência do fluxo de umidade integrada na coluna atmosférica em um dado intervalo de tempo, vê-se o papel decisivo de uma boa representação da convergência do fluxo de umidade por toda a coluna atmosférica, na estimativa da chuva. Em outras palavras, uma grande melhora na previsão da precipitação acumulada em um dado tempo (p.e., em 24 horas) está intimamente ligada a uma realística representação deste termo da equação de balanço de umidade.

Se os detalhes da mesoescala são difíceis de serem analisados, o que dizer sobre aqueles pertencentes às escalas das tempestades. Neste grau de detalhamento, as correntes descendentes e ascendentes, o entranhamento do ar ambiental e as frontei-

ras dos efluxos das tempestades (“outflow boundaries”, em inglês) têm tanta importância quanto os processos já descritos. Estes fenômenos são impossíveis de serem resolvidos pelas observações e pelos modelos numéricos. Numa análise observacional, eles são levados em conta por meio de modelos conceituais resultando numa análise qualitativa dos seus efeitos. Já no âmbito da modelagem, eles são descritos por parâmetros nas equações do modelo. Este tipo de representação ou consideração é chamado de *parametrização*.

A parametrização refere-se a relacionar os efeitos destes e qualquer outros processos que o modelo é incapaz de representar explicitamente, ou processos de sub-grade, às escalas de movimentos resolvidas pelo modelo numérico. Para que o desenvolvimento de uma parametrização seja bem sucedido é necessária a existência de uma relação física entre os movimentos das escalas resolvidas e de sub-grade. Em outras palavras, devem existir parâmetros da grande escala que controlam, ou ao menos modulam, o comportamento dos fenômenos das escalas menores (COTTON; ANTHES, 1989).

Os diversos aspectos da chuva - abrangência espacial, duração e taxas instantâneas - estão fortemente ligados aos processos físicos e dinâmicos relativos às nuvens cumulus e as transformações de fase da água nelas. Hoje em dia, vários esquemas de parametrizações de convecção cumulus e de microfísica de nuvens estão disponíveis nos modelos numéricos, cada um com uma característica própria e adaptado para uma determinada escala resolvida do modelo. A tabela 2.1 mostra os esquemas de parametrização de convecção cumulus juntamente com as suas respectivas escalas adequadas.

Da tabela 2.1 vê-se que o entendimento da convecção cumulus não pode ser considerado completo, visto que no decorrer dos anos vários modelos conceituais, que acabam resultando nos esquemas de parametrização, foram concebidos. A base física, acima mencionada, para a validação de um esquema de parametrização deve ser suportada pelas observações. Estas, devido às dificuldades pertinentes, são difíceis de se obter e, normalmente, a realização de experimentos de campo é necessária para que estes estudos possam ser desenvolvidos. Assim, os esquemas de parametrização dos processos de sub-grade são generalizações de estudos específicos de experimentos observacionais localizados como o Experimento do Atlântico Tropical do Programa de Pesquisa da Atmosfera Global (GATE, em inglês) ocorrido em 1974 e o Experimento de Grande Escala da Biosfera-Atmosfera na Amazônia (LBA, em inglês) iniciado em 2001.

O crescente interesse pela Meteorologia, em específico pela previsão de tempo severo (chuvas intensas, granizo, ventos fortes etc), e a necessidade de prevenir-se das consequências trazidas por estas situações pressionam os centros de previsão a introduzirem melhoras nas previsões e produtos por eles disponibilizados. Normalmente, dois caminhos são adotados: o aumento da rede observacional e melhoria dos modelos numéricos. A primeira tarefa é relativamente lenta e dispendiosa visto os custos inerentes aos instrumentos e a sua instalação. Já o segundo caminho é mais atrativo pois versões modificadas do modelo numérico podem ser testadas concomitantemente ao modelo numérico “oficial”.

Talvez, a modificação mais simples de ser implementada, dependendo do modelo, está na resolução espacial, tanto horizontal e vertical. Entretanto, o aumento de resolução proporcionado tanto pelos modelos globais quanto os de mesoescala introduz novos problemas relacionados à necessidade de redefinir a descrição dos processos físicos não descritos pelo modelo. Uma vez que os esquemas de parametrização são modelos conceituais generalizados de situações específicas e designados para determinadas resoluções resolvidas pelo modelo, uma “melhora” na resolução espacial pode tornar o desempenho dos esquemas inadequado ou mesmo inútil para uma determinada aplicação.

Além disso, o problema das condições iniciais e de contorno pode ser piorado quando

Tabela 2.1 - Parametrizações de convecção cumulus mais comuns nos modelos numéricos de previsão de tempo.

Parametrização	Referências
Anthes-Kuo (AK)	Kuo (1965, 1974) Anthes (1977)
Arakawa-Schubert (AS)	Arakawa e Schubert (1974)
Fritsch-Chappell (FC)	Fritsch e Chappell (1980) Fritsch e Kain (1993)
Betts-Miller (BM)	Betts (1986) Betts e Miller (1986)
Grell (G)	Grell et al. (1991) Grell (1993)
Kain-Fritsch (KF)	Kain e Fritsch (1990, 1993)

Fonte: Pielke (2002)

esta solução aparentemente simples é implementada. Por exemplo, [Spencer e Stensrud \(1998\)](#) mostraram que a inclusão de detalhes de pequena escala nas condições iniciais tem um grande impacto na magnitude e na localização de máximos de precipitação. Isso posto, conclui-se que mesmo com um poderoso recurso de adequação dos dados observados à grade do modelo, o aumento da resolução do modelo provocará um importante aumento do peso da interpolação dos dados observados nas condições iniciais. Em outras palavras, poucas observações interferem negativamente na interpolação das mesmas numa grade mais fina.

2.4 Simulação das chuvas intensas

Os estudos abaixo resumidos investigaram como as previsões/simulações de casos de chuva intensa podem ser influenciadas por diferentes combinações de parametrizações e resoluções. Uma vez identificados os problemas nos resultados e relacionados com os processos físicos e dinâmicos que governam um determinado fenômeno, modificações podem ser propostas e implementadas. Além disso, uma vez conseguida uma simulação realista de determinado sistema, os dados do modelo podem ser usados para entender melhor aquele sistema ([COTTON; ANTHES, 1989](#)).

[Spencer e Stensrud \(1998\)](#) investigaram os impactos em um modelo de mesoescala relacionados à mudanças no modo como o esquema de parametrização Kain-Fritsch trata as correntes descendentes. Neste esquema, estas correntes ascendentes ocorrem ao mesmo tempo que a atividade convectiva. Os melhores resultados foram obtidos quando as correntes ascendentes foram atrasadas, em relação à atividade convectiva. Observações indicam que as correntes descendentes tendem a aparecer entre 30 minutos e uma hora após iniciada a convecção.

[Stensrud et al. \(1999\)](#) estudaram a importância da inclusão de detalhes da mesoescala no modelo ETA usado no National Centers for Environmental Prediction (NCEP). A preocupação dos investigadores foi especificamente a inclusão da representação das piscinas de ar frio (“cold pools”, em inglês) no modelo. Estas piscinas de ar frio são geradas pelas correntes descendentes das tempestades. Os autores verificaram pequenas modificações nas previsões do modelo ETA quando intensa forçante de grande escala estava presente. Ao contrário, muitos campos do modelo apresentaram significativas mudanças quando a forçante de grande escala era fraca. Estes resultados são importantes para aumentar a previsibilidade da chuva, principalmente no verão, em que a forçante de grande escala é relativamente mais fraca.

Corazza et al. (2003) compararam dois modelos de mesoescala (BOLAM, desenvolvido em Bologna, Itália, e LILAM - Liguria Limited Area Model - usado operacionalmente na Liguria, Itália) simulando 11 casos de chuva extrema ocorridos no noroeste da Itália entre 1984 e 1994. Os autores verificaram que os modelos, em geral, têm dificuldades de prever altas taxas de precipitação. Baseando-se neste resultado, modificaram a parametrização da convecção cumulus, atrasando o início das correntes descendentes, exatamente como fizeram Spencer e Stensrud (1998), obtendo os mesmos benefícios.

Zängl (2004) fez diversas simulações de um caso de chuva extrema ocorrido em Agosto de 2002 no leste da Alemanha. As simulações envolveram diferentes tipos de parametrizações da convecção cumulus e da microfísica de nuvens, procurando investigar como a previsibilidade do modelo de mesoescala usado depende da sua configuração. Zängl observou que o padrão espacial da chuva foi corretamente simulado pelo modelo, entretanto, a concordância quantitativa não mostrou-se boa para regiões onde a chuva excedeu 100 mm.

A tendência de subestimar as altas precipitações apontam, segundo Zängl, para problemas relacionados à parametrização da microfísica das nuvens e/ou na capacidade do modelo em simular as células convectivas embebidas no sistema. O autor também afirmou que a antecipada estabilização da atmosfera, que contribuiu para a má representação dos máximos de chuva, sugere imprecisões nas condições inicial ou de contorno. Em testes sobre a influência da resolução horizontal do modelo sobre a simulação do evento, ele observou que a sua redução degrada o desempenho do modelo, independente dos tipos de parametrizações usados. Esta incapacidade de simular as células convectivas embebidas no sistema atuante pode ser especialmente problemática no caso de uma simulação de ZCAS, por exemplo. Este sistema pode permanecer sobre a Região Sudeste do Brasil por vários dias com constantes desenvolvimentos de novas células convectivas.

Yang e Tung (2003) compararam quatro parametrizações de convecção cumulus e verificaram que elas não provocam diferenças evidentes nas características de escala sinótica. Em outras palavras, os sistemas de escala sinótica não foram sensíveis às diferentes parametrizações usadas. Entretanto, o modelo não representou apropriadamente os casos de chuva intensa ocorridos na primavera e no verão. Como os mecanismos para a ocorrência de chuva nestas estações estão na pequena escala (forçante térmica e levantamento orográfico), os modelos têm a sua destreza reduzida.

Para pequenos tempos de acúmulo de precipitação foi verificada uma super estimativa enquanto que em maiores tempos de acúmulos a precipitação foi subestimada.

Como certa porção dos eventos de chuva intensa que ocorrem nas Regiões Sul e Sudeste relacionam-se aos SCM é importante que os modelos de mesoescala consigam simular todos os aspectos ligados ao desenvolvimento e intensificação destes sistemas. Entre estes aspectos pode-se citar as presenças do JBN e da corrente de jato em altos níveis, bem como a organização de células convectivas em grupos convectivos maiores. Alguns trabalhos investigaram este assunto.

[Chen et al. \(2000\)](#) simularam dois SCM que se desenvolveram sequencialmente ao longo da frente de Meiyu, no leste da China, em Junho de 1991. O modelo conseguiu simular o desenvolvimento sucessivo dos SCM ao longo da frente. Isto é importante, pois grande parte da precipitação ao longo desta frente é consequência de alguns SCM que se formam em sequência e contribuem para grandes enchentes na bacia do rio Yangzi-Huai. Outra característica destes SCM bem simulada foi o acoplamento dos jatos em baixos e altos níveis. Este acoplamento é essencial à persistência dos fortes movimentos convectivos observados nestes sistemas. A influência da liberação do calor latente também foi investigada pelos autores. O resultado deste experimento mostrou que mesmo sem a inclusão da liberação de calor latente o modelo conseguiu simular a formação inicial de centros de convecção ao longo da frente, mas o desenvolvimento de convecção intensa depende deste processo.

[Xu et al. \(2001\)](#) investigaram o efeito do tamanho do passo de tempo nas simulações de um SCM com um modelo de mesoescala. Este efeito não recebe muita atenção dos pesquisadores por acharem que os erros associados a ele não sejam significativos. Entretanto, os autores chamam a atenção para a possibilidade do efeito acumulativo de pequenos erros das integrações discretas no tempo. Estes erros podem se amplificar com o tempo devido a não-linearidade das equações do modelo. Eles verificaram que o campo de precipitação é o mais sensível à mudanças no tamanho do passo de tempo da integração. Eles atribuíram este efeito ao fato da difusividade horizontal usada no modelo ser inversamente proporcional ao passo de tempo. Esta difusão horizontal é usada no modelo para controlar o crescimento de instabilidades não-lineares. Foi sugerido que o termo de difusão horizontal seja independente do tamanho do passo de tempo. Este procedimento fez com que o modelo apresentasse uma menor sensibilidade à mudanças neste parâmetro.

Bei et al. (2002) realizaram um estudo numérico de um evento de chuva intensa na China. O evento foi caracterizado por um sistema de escala meso- β . Eles verificaram que o escoamento ciclônico ocorreu primeiro e então o centro de baixo geopotencial desenvolveu-se, coincidindo com a dinâmica de mesoescala na qual o campo de massa normalmente se ajusta ao campo e vento. Os resultados mostraram máximos na convergência de massa do fluxo de umidade antes do estágio maduro do sistema de mesoescala enquanto o máximo de vortacidade segue a maturidade do sistema.

Shin e Lee (2005) encontraram forte relação entre os JBN e JAN com as chuvas intensas na Coreia. No evento estudado o acoplamento entre os dois jatos foi observado e o transporte de umidade e calor pelo JBN foi igualmente importante. As simulações numéricas sugeriram dois tipos de formação da banda convectiva: (i) iniciada por uma convergência alongada dos escoamentos de grande escala e (ii) iniciada pelas células convectivas existentes na corrente de ar de sudoeste.

Os experimentos numéricos de uma gama de eventos de chuva fornecem informações acerca dos problemas que estes possuem em representar adequadamente os sistemas simulados, influência de diferentes parametrizações e resoluções e, além disso, de configurações mais adequadas a diferentes localizações. Por exemplo, Hong (2004) identificou diferenças nos mecanismos responsáveis pela ocorrência de chuva intensa nos Estados Unidos e na Coreia. Os estudos de modelagem mostraram que a remoção da instabilidade convectiva pelo esquema de parametrização cumulus é um processo essencial para a chuva intensa ocorrer nos Estados Unidos, mas tem um papel insignificante nas chuvas ocorridas sobre a Coreia. Isso mostra que o ambiente coreano é favorável ao algoritmo de precipitação resolvível na grade do modelo (ativado quando há supersaturação) tornando a atmosfera supersaturada em condições meteorológicas dinamicamente intensas.

Isso mostra que não só os modelos numéricos devem ser modificados para uma verdadeira representação do ambiente atmosférico observado em determinadas regiões, mas sim toda a estratégia de previsão de tempo. Um exemplo disso, é a crença demasiada dos meteorologistas em índices de instabilidade. Konrad (1997) e Teixeira e Satyamurty (2006) mostraram que estes índices não dão indicações corretas da possibilidade da chuva intensa. Speer e Leslie (2002) investigaram duas situações nas quais foram previstas, probabilisticamente, chuvas intensas na Austrália, mas em um dos casos não houve tempo severo. Com isso propuseram uma estratégia de previsão que usa informações determinísticas e/ou probabilísticas integradamente.

Tal estratégia tem três etapas: (i) a etapa inicial compreenderia a atual prática de previsão subjetiva; (ii) na segunda etapa, a previsão determinística obtida dos modelos numéricos seria analisada e (iii) numa etapa final, o desenvolvimento de um conjunto de previsões (sistema de previsão por conjuntos) do qual se analisaria a dispersão dos seus membros.

Nos últimos anos, o uso da previsão por conjuntos em modelos de mesoescala tem sido investigado e, segundo alguns autores, podem trazer melhoras na previsão quantitativa de precipitação. O número de membros do conjunto e a forma de obtê-los ainda não é um consenso na comunidade meteorológica tornando-se uma escolha pessoal. A quantidade de membros do conjunto ficam entre 5 e 10. Os modos usados para a obtenção dos membros englobam a definição de diferentes combinações de parametrizações físicas para cada um dos membros; o uso de vários modelos numéricos para uma mesma condição inicial, sendo assim, cada modelo caracteriza um membro; e o uso de análises de diversos centros de previsão para formar o conjunto. Como discutido por [Yang e Tung \(2003\)](#), o uso da previsão por conjuntos pode deteriorar a previsão de alguns aspectos importantes da chuva (como intensidade e máximos) devido ao caráter natural de suavização pela média dos membros, apesar de aumentar relativamente a habilidade de previsão de chuva intensa em comparação com uma previsão única.

[Chien e Jou \(2004\)](#) realizaram previsões por conjuntos com um modelo de mesoescala sendo os seus seis membros definidos por combinações diferentes de parametrizações de convecção cumulus e de microfísica de nuvens. Eles obtiveram uma configuração adequada à região de Taiwan constituída pelo esquema de parametrização de convecção cumulus Grell e pela parametrização de microfísica de nuvens Reisner I.

Os estudos aqui apresentados mostram a situação atual da pesquisa dos processos que causam a chuva intensa. A grande maioria faz uma descrição do sistema e mostra como os modelos numéricos os representam. Poucos tentam mostrar alternativas para procurar melhorar a representação física ou melhorar a estratégia de previsão de tempo da chuva intensa.

Em sua grande maioria, os estudos sobre os sistemas que causam precipitação nas Regiões Sul e Sudeste dão uma visão das condições de grande escala. Essa visão é importante para a identificação de situações favoráveis as suas ocorrências, mas pouco ajudam na identificação precisa de sua intensidade e potencial ameaça à população

atingida. Sem um conhecimento mais apurado dos detalhes dinâmicos e físicos destes os meteorologistas acabam reféns dos modelos numéricos de previsão que podem apresentar resultados errôneos, seja pela falta de informações apropriadas (condições de contorno e inicial) ou pela má representação de algum processo importante que caracterize adequadamente a dinâmica e a física dos sistemas previstos.

Estas lacunas deixadas pela pequena quantidade de estudos e a necessidade de um maior conhecimento dos processos que colaboram para um determinado sistema provocar chuvas intensas justificam os objetivos pretendidos por este estudo, apresentados previamente.

3 ESTATÍSTICAS DA CHUVA NAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL E A CHUVA INTENSA

3.1 Introdução

Há uma marcha norte-sul da precipitação durante o ano, na qual a precipitação na região tropical brasileira se desloca em direção ao sul a partir da primavera, atingindo máximos valores durante o verão. A partir do outono, o caminho inverso é seguido e as áreas centrais do país tem seu mínimo de precipitação durante o inverno, ficando a chuva concentrada no norte da Região Norte, praticamente todo o litoral brasileiro e na Região Sul. A este ciclo sazonal da precipitação tem-se atribuído características de um sistema de monção (GAN *et al.*, 2004), quando alguns aspectos da circulação atmosférica similares aquelas das monções do leste asiático são perceptíveis (ZHOU; LAU, 1998).

A orografia também tem papel importante na definição dos locais com maiores acúmulos de precipitação. Ambas regiões brasileiras possuem terreno acidentado, destacando-se, especialmente, a Serra do Mar, que se estende do norte catarinense até o estado do Rio de Janeiro. A interação entre esta estrutura orográfica e a circulação pode levar a processos de intensificação da precipitação, responsáveis por totais anuais superiores a 4000 mm (BLANCO; MASSAMBANI, 2000). Além disso, esta interação orografia-circulação também pode ser responsável por elevados extremos diários de precipitação nesta região (TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2006).

Neste capítulo são apresentados alguns aspectos estatísticos da chuva diária nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil, com foco principal nos seus extremos. Normalmente, em estudos sobre as chuvas da Região Sudeste apenas o período chuvoso é levado em conta. Todavia, eventos significativos de chuva também podem ocorrer durante o período mais seco e, por isso, nenhuma estação do ano é descartada ao se analisar esta região. Nas seções seguintes, os dados, a metodologia e os resultados obtidos são apresentados.

3.2 Dados e metodologia

As avaliações das chuvas registradas nestas duas regiões são desenvolvidas com os dados pluviométricos diários provenientes da Agência Nacional das Águas (ANA). Esta agência disponibiliza estes dados gratuitamente por meio da internet, pelo endereço <http://hidroweb.ana.gov.br>.

O comportamento da chuva é investigado no período de 1960 a 2004, e para que ele seja bem descrito é importante que as séries pluviométricas possuam poucas ou nenhuma falha. Infelizmente, é muito difícil encontrar séries completas e um limite máximo de falhas deve ser estipulado. Não há consenso sobre qual seria o máximo de falhas em uma série e normalmente se segue uma definição arbitrária e pessoal. Nesta investigação usa-se a limite máximo de 10% de falhas, contínuas ou não. Dentro do período 1960-2004 há aproximadamente 16.000 observações diárias e com o limite máximo de falhas imposto, permite-se aproximadamente 1600 dias sem dados, ou aproximadamente 4 anos.

A Figura 3.1 apresenta as estações usadas neste estudo, que possuíram total de falhas inferior ou igual a 10%. A diminuição da quantidade de estações aptas a serem utilizadas neste estudo foi grande. De um total de 796 estações da Região Sudeste, apenas 202 possuem 10% ou menos de falhas, ou seja, apenas 25% das estações atendem ao critério estabelecido. Na Região Sul a diminuição é similar. De um total de 476 estações, apenas 109 atenderam o critério de quantidade mínima de falhas, ou seja, apenas 23%. Em função disso, infelizmente, parte de alguns estados não são satisfatoriamente cobertos por estações pluviométricas, como o estado de São Paulo, em seu setor oeste, e os estados do Paraná e Rio Grande do Sul, onde há poucas estações em seus setores oeste e sul, respectivamente. Mesmo assim, acredita-se que estas falhas de cobertura não prejudicam o estudo da chuva nestas duas regiões, especialmente, porque o mesmo número de estações é usado para todo o intervalo de tempo estudado, ou seja, 45 anos.

A distribuição estatística da chuva diária é claramente assimétrica, restringida positivamente (não há valores negativos) e concentrada nos valores mais baixos. A distribuição Gama é normalmente escolhida para representar dados de precipitação por conseguir representar as características desta variável. Ela é definida por

$$f(x) = \frac{(x/\beta)^{\alpha-1} \exp(-x/\beta)}{\beta\Gamma(\alpha)}, \quad x, \alpha, \beta > 0. \quad (3.1)$$

tendo dois parâmetros que a controlam: α (adimensional), que controla a forma e β (com mesmas unidades dos dados representados pela distribuição), que controla a escala, ou "estica" e "contraí" a distribuição. A média da distribuição é dada por

$\alpha\beta$ e a variância é dada por $\alpha\beta^2$. Estes parâmetros são estimados a partir das séries pluviométricas de cada uma das estações por meio da aproximação de Thom (1958) para o método da máxima verossimilhança. Com esta aproximação, os parâmetros são estimados por

$$\hat{\alpha} = \frac{1 + \sqrt{1 + 4D/3}}{4D} \quad e \quad \hat{\beta} = \frac{\bar{x}}{\hat{\alpha}} \quad (3.2)$$

na qual $D = \ln(\bar{x}) - \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \ln x_i$ é a diferença entre as médias aritmética e geométrica, $\hat{\alpha}$ e $\hat{\beta}$ são as estimativas dos parâmetros da distribuição gama e x_i e \bar{x} são os dados e a média dos dados, respectivamente, usados na estimação dos parâmetros.

Tradicionalmente, eventos de chuva intensa são identificados apenas por meio de limiares de chuva (ESPÍRITO SANTO; SATYAMURTY, 2002) ou pela quantidade de chuva em uma determinada área (HARNACK et al., 1999; TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2007). Quando a área estudada possui um terreno acidentado, com grandes diferenças de elevações, a distribuição de precipitação nesta área pode sofrer fortes variações devido a interação entre o escoamento atmosférico e a orografia, que pode invalidar certos critérios para seleção objetiva de casos de chuva intensa. Para tentar atacar este problema, as diferenças espaciais da distribuição da chuva e as características estatísticas da chuva devem ser levadas em conta numa definição de chuva intensa. Em outras palavras, esta definição não é estática.

As diferenças espaciais da chuva são estudadas por meio da Análise de Agrupamento Hierárquico (AAH). Esta técnica é uma ferramenta muito útil na estratificação de dados. Neste estudo, a estratificação procurada é o agrupamento de estações pluviométricas. Assim, o resultado final é um conjunto de grupos de estações, cujos membros (estações) possuem características similares. A similaridade, normalmente, é dada por alguma medida de distância entre os dados, sendo neste estudo aplicada a distância euclidiana. Cada grupo é formado por estações com as menores distâncias entre si e os diferentes grupos apresentam grandes distâncias entre as estações que os compõem. Para a formação dos grupos é aplicado o método de Ward, que une grupos analisando a soma do quadrado das distâncias entre os dados e os centroides dos grupos (WILKS, 2006).

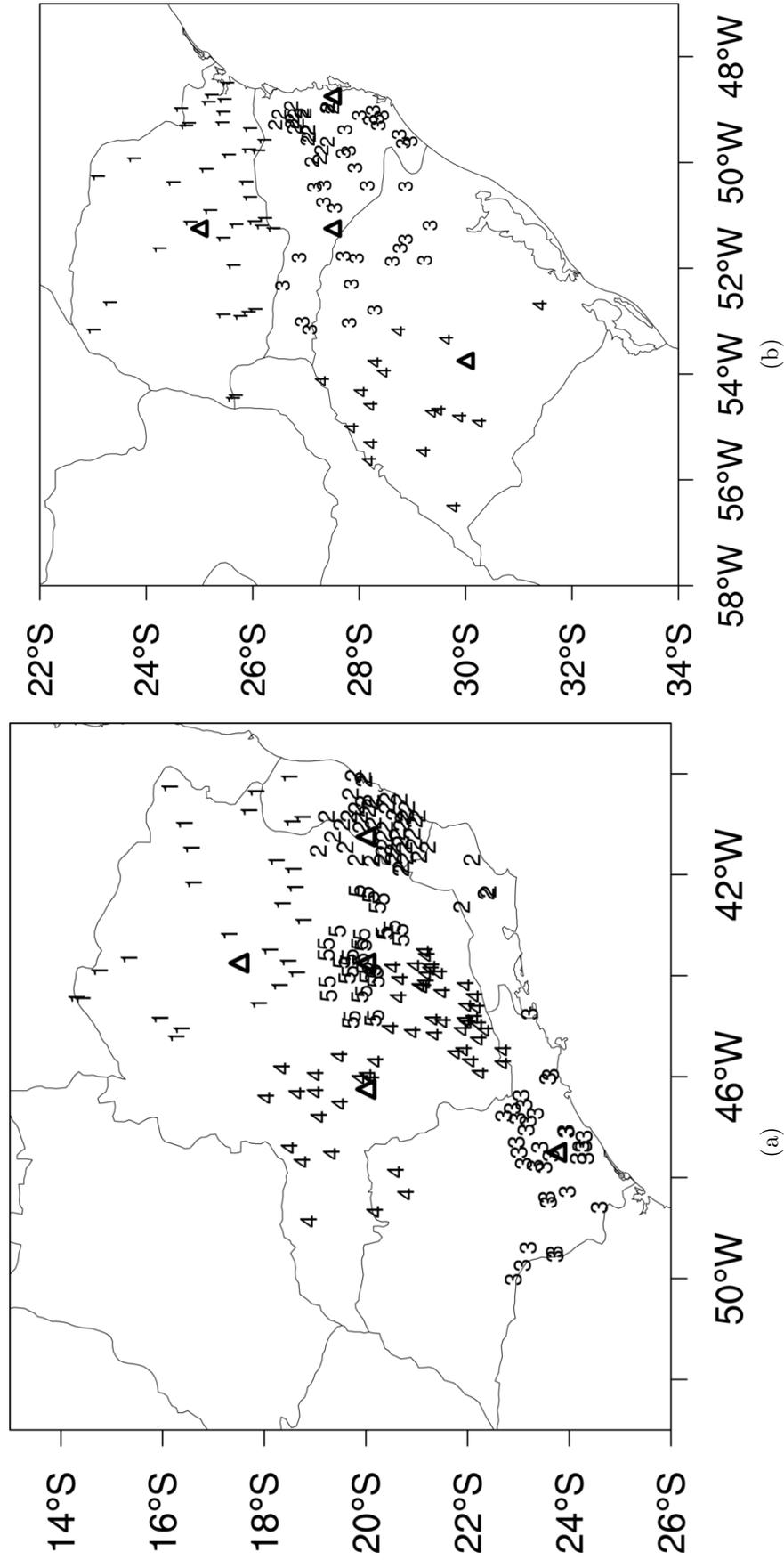


Figura 3.1 - Estações pluviométricas da ANA com total de falhas inferior ou igual a 10%. Os números identificam a que “grupo” as estações pertencem. Os triângulos abertos mostram os pontos nos quais os parâmetros de tempestade severa (Capítulo 4) são calculados. Ver texto para maiores detalhes.

Por fim, a informação do quantil de 99% das séries pluviométricas é incorporada à definição de um caso de chuva intensa. Para cada um dos grupos de estações é construída uma série pluviométrica média. A partir destas séries obtêm-se os valores dos quantis de 99% climatológico mensal. Os dias que apresentam chuva média no grupo superior ao quantil de 99% do mês em que ocorreram são selecionados como casos de chuva intensa. São eliminados os dias posteriores, mesmo se apresentam chuvas superiores e o dia que provocou chuva superior a este quantil em mais de um grupo é selecionado apenas uma única vez.

3.3 Estatísticas da chuva diária e os casos de chuva intensa.

A Figura 3.2 mostra os parâmetros α e β estimados pela equação 3.2 para a Região Sul. A distribuição pluviométrica no sul brasileiro não possui diferenças marcantes, exceto pela região oeste do estado do Rio Grande do Sul que possui, na grande maioria das estações, β superior a 20,0 e α próximo de 1,0. Nesta área (representada pelo grupo 4 da Região Sul), extremos próximos a 250 mm podem ocorrer e chuvas próximas a 50 mm não são raras. Nas demais estações os extremos podem chegar a 150 mm. Já no sudeste brasileiro (não mostrado) não é possível distinguir algum conjunto de estações diferenciado em função da distribuição Gama, a maior parte das estações tem extremos que podem variar de 140 a 160 mm, com a maioria das estações com α entre 0,7 e 0,8 e β entre 14 e 17 mm dia⁻¹.

A Figura 3.3 resume as informações apresentadas no parágrafo anterior. É notável a diferença entre as medianas e os quantis de 99% entre as duas distribuições. Os valores comumente encontrados em grande parte da Região Sul e na Região Sudeste são aproximadamente metade daqueles encontrados no oeste do Rio Grande do Sul.

Como pôde ser visto, a distribuição Gama pode ser útil para conhecer, resumidamente, o comportamento ou a distribuição pluviométrica em uma região e as diferenças espaciais da chuva. A distribuições da Figura 3.3 mostram o comportamento pluviométrico mais provável de ser encontrado nas estações destas áreas. Entretanto, os parâmetros da distribuição Gama não mostraram grandes diferenças espaciais, não se apresentando interessante para uma análise espacial da chuva.

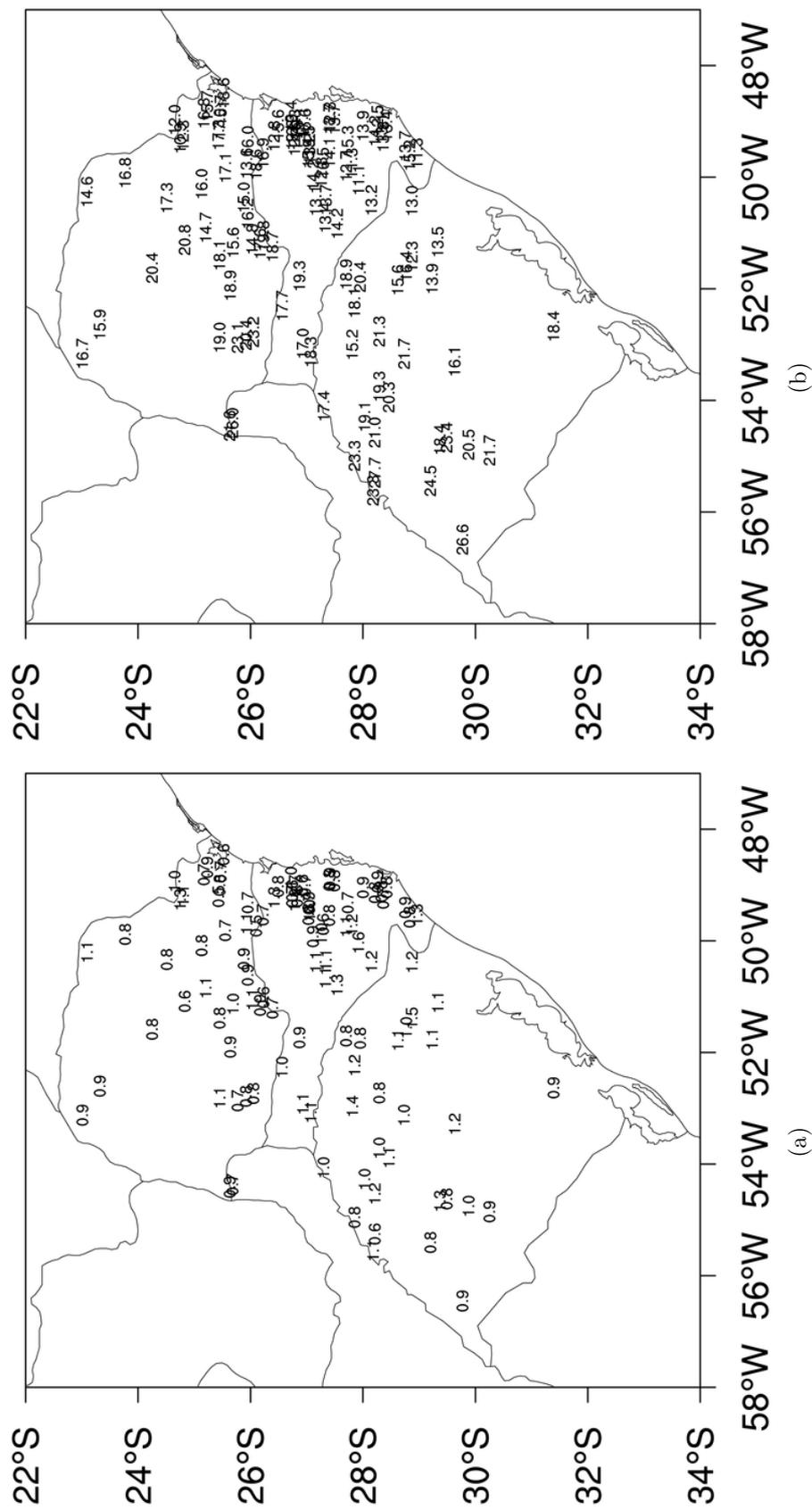


Figura 3.2 - Distribuição espacial dos parâmetros α (a) e β (b) da distribuição Gama das chuvas na Região Sul do Brasil.

A AAH aplicada aos dados pluviométricos resultou em quatro grupos homogêneos para a Região Sul e em cinco grupos para a Região Sudeste. A constância destes resultados foi verificada com o uso da AAH a sub-períodos. Com pequenas modificações no arranjo dos grupos, o número de grupos encontrados para todo o período de 45 anos para cada uma das regiões também foi observado nos sub-períodos, corroborando os resultados. Os grupos obtidos separadamente para as Regiões Sul e Sudeste também foram obtidos quando as duas regiões foram analisadas conjuntamente, mas por questões de simplicidade na análise e separação dos casos, as investigações subsequentes são realizadas para cada uma das regiões. A Figura 3.1 apresenta os grupos encontrados pela AAH.

Os grupos da Região Sudeste abrangeram as seguintes áreas:

- grupo 1: norte dos estados de Minas Gerais e Espírito Santo;
- grupo 2: restante do Espírito Santo e partes da baixada, centro, norte e noroeste fluminenses;
- grupo 3: parte leste do estado de São Paulo;
- grupo 4: norte paulista, Triângulo Mineiro e centro, oeste e sul mineiros;
- grupo 5: região metropolitana de Belo Horizonte.

Na Região Sul, os grupos tiveram as seguintes abrangências:

- grupo 1: estado do Paraná;
- grupo 2: nordeste de Santa Catarina e Vale do Rio Itajaí;
- grupo 3: restante do estado catarinense e norte do Rio Grande do Sul;
- grupo 4: oeste, centro e parte do sul do Rio Grande do Sul.

O isolamento de algumas áreas é um dos aspectos interessantes dos resultados da aplicação da AAH às duas regiões. A terceira maior região metropolitana do Brasil, em número de habitantes, é destacadamente isolada pelo grupo 5 da Região Sudeste. Apesar das duas regiões metropolitanas mais populosas do Brasil também estarem

na Região Sudeste, o baixo número de estações pluviométricas nestas áreas não permitiram que igual isolamento fosse obtido.

Na Região Sul, o Vale do Rio Itajaí também aparece marcadamente isolado pelo grupo 2. Nesta área, enchentes não são raras e as chuvas que as provocam já foram objeto de estudo (SEVERO, 1994). Em novembro de 2008, chuvas fortes e contínuas provocaram uma das maiores enchentes já registradas no Vale do Rio Itajaí, deixando mais de 12 mil desalojados e provocando 135 mortes (Defesa Civil do Estado de Santa Catarina, <http://www.desastre.sc.gov.br/>).

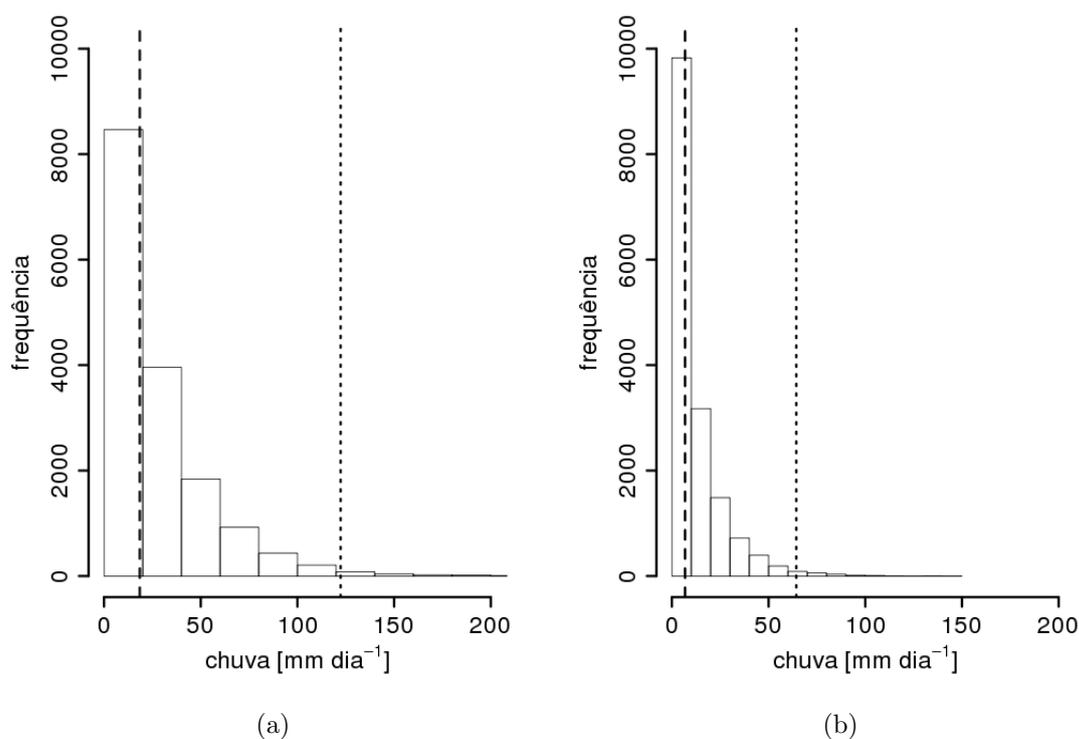


Figura 3.3 - Distribuição pluviométrica para o oeste do Rio Grande do Sul (a) e para o restante da Região Sul e para a Região Sudeste (b) dada pelos valores médios dos parâmetros da distribuição Gama para estas áreas. As linhas tracejada e pontilhada indicam a mediana e o quantil de 99%, respectivamente.

Severo (2008) também aplicou a AAH aos dados pluviométricos da Região Sul do Brasil. Num período menor, de 1979 a 2002, ele encontrou cinco grupos homogêneos, mas nenhuma deles isolou marcadamente a área do Vale do Rio Itajaí. A quantidade

menor de dados usada por Severo (2008) pode ter causado a diferença entre os seus resultados e os obtidos neste estudo.

Como mencionado na seção anterior, séries médias para cada grupo foram obtidas e, por meio delas, mais alguns aspectos interessantes podem ser observados. As Figuras 3.4 e 3.5 mostram a porcentagem de dias de chuva para cada mês e os valores climatológicos mensais do quantil de 99%, respectivamente.

É clara a diferença do ciclo anual da chuva entre as duas regiões. No sudeste há uma estação chuvosa bem definida, e no sul a diferença entre o mínimo e o máximo não é tão grande. Enquanto no sul a maior amplitude de frequência de dias chuvosos é de 19%, na Região Sudeste a amplitude, para a maioria das regiões supera os 40%. Assim, o inverno na Região Sudeste é caracterizado por uma frequência muito pequena de dias com chuva e no verão, em alguns grupos, 50% dos dias registram chuvas; Barbieri (2005) mostra este mesmo comportamento por meio de pântadas. Mesmo sem apresentar grande diferença entre verão e inverno, o inverno da Região Sul também tem uma frequência de dias com chuva menor que no restante do ano.

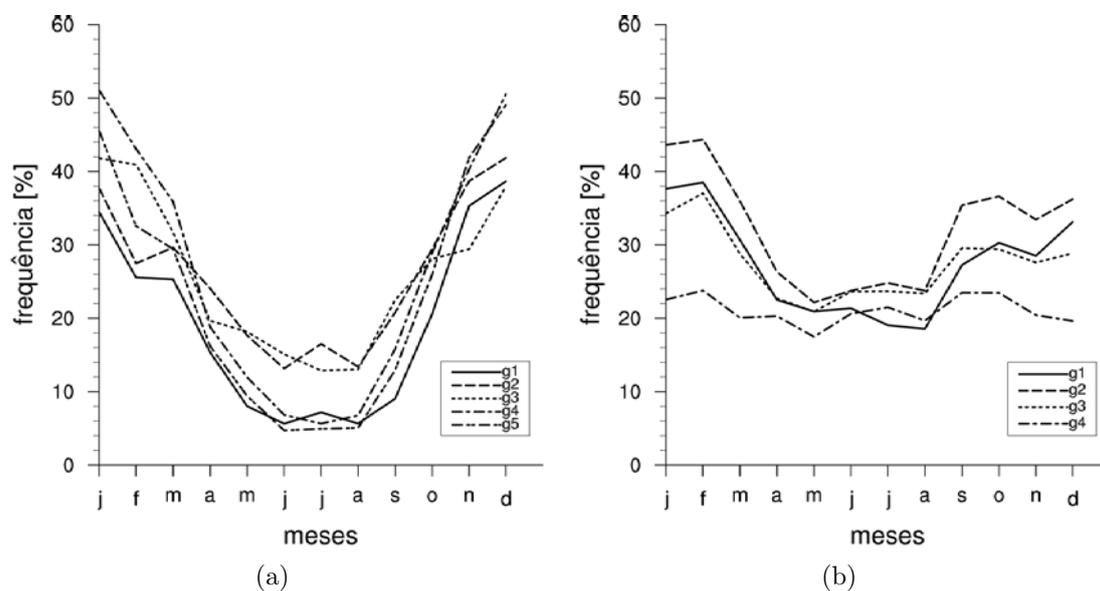


Figura 3.4 - Frequência de dias chuvosos no sudeste (a) e sul (b) brasileiros. A ordenada mostra a porcentagem de dias com chuva no período 1960-2004 e a abscissa os meses.

Na Figura 3.5 as conclusões do parágrafo acima são fortalecidas para a Região Su-

deste. Além da frequência menor de dias de chuva na época do inverno austral, os extremos de chuva diária neste período também são bastante baixos, caracterizando-o como o período mais seco do ano. Já na Região Sul, apesar da menor frequência de dias com chuva, os extremos neste período são elevados. No grupo 3 desta região, por exemplo, os maiores extremos de chuva ocorrem no período maio-setembro.

Dois máximos do quantil de 99% podem ser observados em praticamente todos os grupos da Região Sul: um no outono (grupos 1, 3 e 4) e outro na primavera (grupos 1, 2 e 4). A maior frequência de formação dos Complexos Convectivos de Mesoescala no nordeste argentino e sul do Brasil durante as estações de transição (VELASCO; FRITSCH, 1987) colaboram para a produção de elevados extremos nestes períodos. Grimm et al. (2000) mostram dois máximos de chuva mensal para Região Sul do Brasil, relacionando a ligação entre acumulados mensais e extremos de chuva.

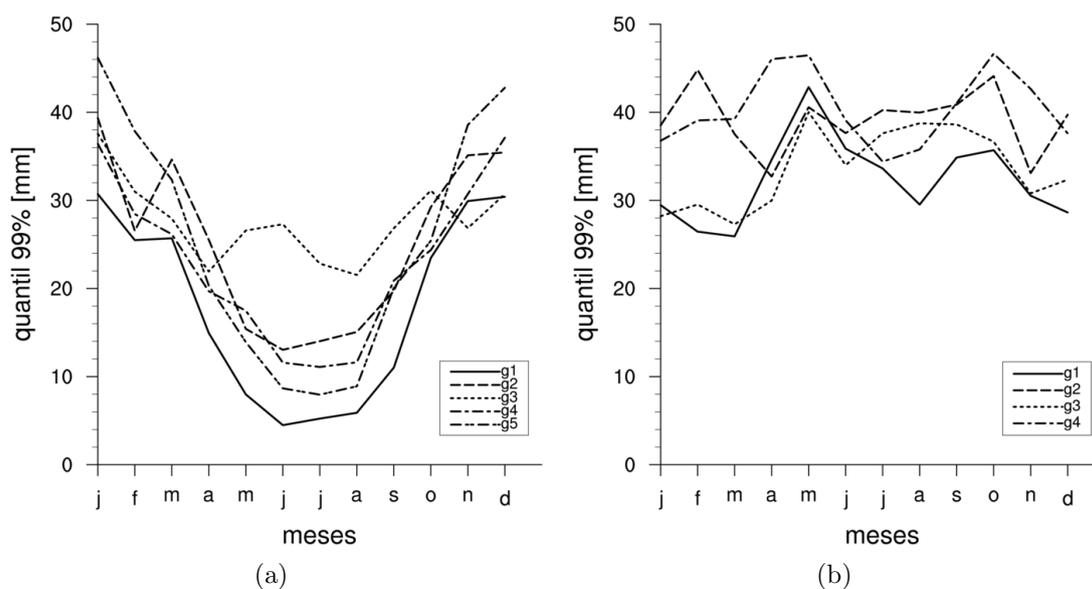


Figura 3.5 - Variação mensal do quantil de 99% climatológico para as Regiões Sudeste (a) e Sul (b). A ordenada mostra o valor o quantil de 99%, em mm, e a abscissa os meses.

Na Região Sudeste, o destaque fica para o grupo 3, que não apresenta os baixos valores do quantil de 99% para os meses de inverno, comum nos demais grupos. Durante os meses de inverno, a corrente de jato subtropical deslocada mais ao sul e mais forte que nas demais estações atua como uma barreira ao deslocamento meridional das frentes frias e massas de ar seco dominam grande parte do Brasil

Central, causando períodos prolongados de tempo seco e quente (SATYAMURTY et al., 2007). Nestas condições as frentes frias têm deslocamento zonalmente para leste pronunciado, afetando, principalmente, as áreas costeiras desta região. Aliado a isso, os anticiclones pós-frontais e do Atlântico Sul, por meio da advecção de umidade para o continente, proporcionam mais dias com chuva no inverno, neste grupo.

Um exemplo recente de chuvas fortes causadas por frentes frias no inverno na Região Sudeste, foi registrado no início de setembro de 2009, quando uma intensa frente fria provocou chuvas fortes em vários pontos do Estado de São Paulo, causando inundações, deslizamentos e mortes, além de inúmeros desabrigados (G1.GLOBO.COM, 2009). Os efeitos desta frente fria também foram sentidos nos Estados da Região Sul, onde diversas cidades foram castigadas pelas fortes chuvas (ZEROHORA.COM, 2009).

Conforme analisa-se mais para o interior e mais para o norte, os extremos diários vão diminuindo. Isto pode ser comprovado comparando-se, por exemplo, o grupo 2, que abrange as demais estações pluviométricas que ficam próximas à costa, com os grupos 1, 4 e 5. A ocorrência de longos períodos (uma a duas semanas) quentes e secos durante o inverno nas Regiões Centro-Oeste e Sudeste do Brasil colaboram para a baixa frequência de dias de chuva (SATYAMURTY et al., 2007) e ajudam a enfraquecer os sistemas frontais que se aproximam destas regiões, produzindo baixos extremos de precipitação

Os resultados apresentados na Figura 3.5 são usados para a seleção dos casos de chuva intensa no sul e no sudeste. Todos os dias que apresentaram chuva média em algum grupo superior ao quantil de 99% climatológico do mês daqueles dias são considerados casos de chuva intensa. Como o objetivo é investigar o ambiente atmosférico que antecede um caso, os dias consecutivos ao um dia selecionado não são incluídos no conjunto de casos. Assim, um caso de chuva intensa é todo aquele responsável por chuva média em um grupo de estações pluviométricas superior ao quantil de 99% climatológico do mês no qual o caso ocorreu.

Para todo o período de 45 anos, 510 casos não consecutivos foram selecionados na Região Sudeste e 466 na Região Sul. A Figura 3.6 apresenta a frequência anual de casos de chuva intensa nas duas regiões. Em ambas regiões há tendência linear positiva de casos, sendo na Região Sul um pouco maior. Na Região Sul, onde a chuva sofre modulação significativa do fenômeno ENSO (ROPELEWSKI; HALPERT,

1989; RAO; HADA, 1990; GRIMM et al., 2000), é possível observar a influência deste fenômeno de grande escala na frequência de casos. Nos eventos El-Niño de 1982-83 e 1997-98 há um grande número de casos de chuva intensa, assim como na maioria dos demais anos onde este fenômeno foi registrado, ou seja, na metade dos anos 60, metade e final dos anos 70 e próximo ao final dos anos 80. Com os eventos La-Niña o contrário ocorre, ou seja, grandes quedas no número de casos são observadas.

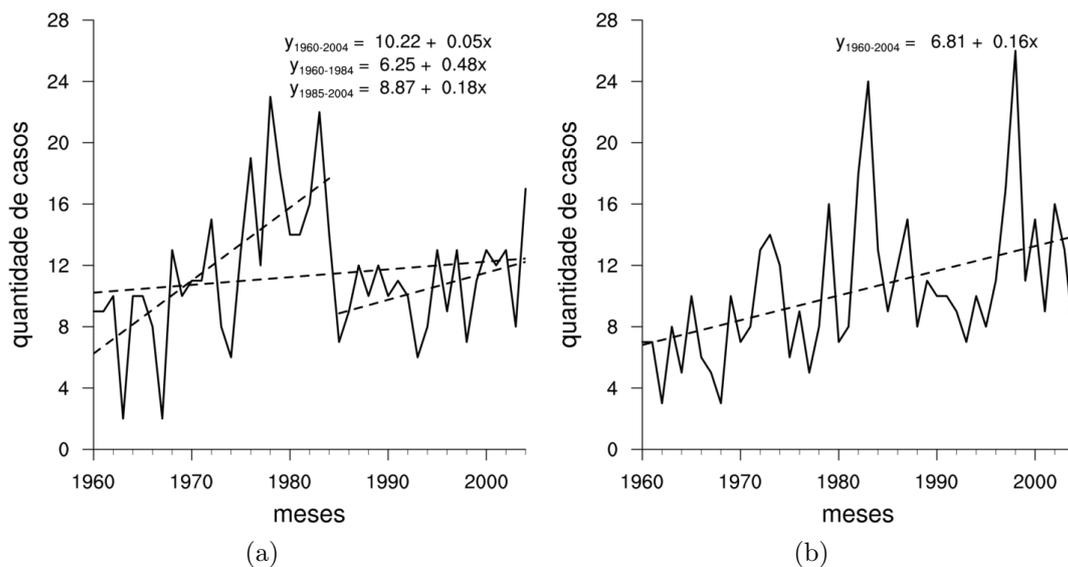


Figura 3.6 - Frequência anual de casos de chuva intensa nas Regiões Sudeste (a) e Sul (b) do Brasil. A linha tracejada indica a tendência linear no número de casos por ano.

No sudeste esta relação não é tão clara, uma vez que há grande número de casos de chuva intensa associado com as duas fases do fenômeno ENSO, nos períodos de 75-76 (La-Niña) e 82-83 (El-Niño). Recentemente, Grimm (2003) mostrou que as chuvas que ocorrem em janeiro do ano seguinte a um evento de El-Niño apresentam relação com este fenômeno. Entretanto, a própria autora enfatiza que neste mês a influência local às anomalias de circulação sobre o sudeste do Brasil é dominante, ficando, desta maneira, complicada a visualização direta da parcela de contribuição dos eventos El-Niño. A tabela 3.1 reforça o que foi afirmado acima, além de mostrar que o mês de janeiro não se destaca com um número maior de casos nos anos de El-Niño. Para fins de comparação, o mês de setembro de 1983 teve o mesmo número de casos de chuva intensa que janeiro de 1982.

Há que se enfatizar a tendência positiva apresentada na Figura 3.6. Nos últimos anos, grandes esforços têm sido realizados para detectar sinais de mudanças no clima da Terra e entender quais seriam os seus impactos no regime de chuvas, por exemplo. Tendências positivas no número de eventos extremos de chuva também foram encontradas por Frich et al. (2002). Todavia, seu estudo não incluiu a América do Sul e, pode-se dizer, também não incluiu grande parte do hemisfério sul. Similar tendência também foi verificada para a Nova Zelândia (SANSOM; RENWICK, 2007). Outros estudos afirmam que similar tendência ocorrerá no futuro (HUNTINGFORD et al., 2003; BUONOMO et al., 2007), evidenciando uma possível influência antropogênica nas mudanças climáticas.

Tabela 3.1 - Anos nos quais cada mês registrou mais casos de chuva intensa. Em parênteses é indicado o número de casos selecionados nos meses e anos apresentados na tabela. Os símbolos +, o e - referem-se as fases quente, neutra e fria do fenômeno ENSO. A classificação dos anos dentro das fases do ENSO segue o critério definido pelo *Center for Ocean-Atmospheric Prediction Studies* da Universidade Estadual da Flórida (<http://coaps.fsu.edu/jma.shtml>)

Meses	Sudeste	Sul
Jan	1982o (5)	1997o, 2003+ (3)
Fev	2004o (5)	1998+ (4)
Mar	1985o, 2000- (3)	1974-, 1998+ (4)
Abr	1980o (5)	1998+ (5)
Mai	1978o (4)	1983+, 1992+ (4)
Jun	1971- (4)	1991o (4)
Jul	1978o (6)	1983+ (5)
Ago	1982o (4)	1972- (4)
Set	1983+ (5)	1998+, 2002o (4)
Out	1973- (4)	1997+ (4)
Nov	1975-, 1978o (3)	1982+ (4)
Dez	1962o (4)	1981o, 1991+, 2000o (3)

Está clara a tendência positiva de casos de chuva intensa nestas duas regiões brasileiras. Entretanto, um teste estatístico se faz necessário para avaliar a significância destas tendências. O teste de Mann-Kendall (HIPEL; MCLEOD, 1994, cap. 23), sob a hipótese nula (H_0) de não haver tendência, é aplicado às séries de frequência anual dos casos, considerando um nível de significância de 95%. Para todo o intervalo de

tempo considerado apenas a tendência de aumento com o tempo de casos de chuva intensa na Região Sul pode ser considerada significativa. Todavia, é importante enfatizar que a não rejeição de H_0 para a tendência encontrada para a Região Sudeste não significa que não existe esta tendência, mas apenas que o período usado pode ser insuficiente para tirar conclusões a este respeito. O aumento do número de casos de chuva intensa na Região Sul nos últimos anos é um resultado alarmante, mas maiores investigações (climatológicas) devem ser realizadas para se estabelecer uma possível causa, visto a impossibilidade de se atribuí-lo a algum processo de mudança climática induzida naturalmente ou antropologicamente.

Um aspecto interessante que pode ser observado na Figura 3.6(a) é a aparente descontinuidade nas tendências existentes entre os períodos 1960-1984 e 1985-2004. Em ambos períodos há uma tendência positiva, mas muito mais pronunciada durante o primeiro. O teste de Mann-Kendall também foi aplicado para cada um desses períodos e apenas nos primeiros 25 anos há uma tendência positiva estatisticamente significativa. Estas diferentes tendências podem estar relacionadas a alguma oscilação atmosférica mais longa que, por ter sido parcialmente coberta pelo período estudado, resultou numa tendência positiva não significativa para o período de 45 anos, indo ao encontro do afirmado no parágrafo anterior sobre a não rejeição de H_0 .

Um ponto que pode fortalecer a existência desta tendência como uma consequência da mudança da atmosfera é o procedimento usado para a definição do evento de chuva intensa usada aqui. Ao se reter e se usar apenas aquelas estações com o maior número de dados existentes acredita-se que uma possível variação artificial de eventos foi eliminada. Este tipo de variação pode ocorrer quando outras estações meteorológicas, além daquelas usadas na caracterização de um evento intenso, são usadas, posteriormente, na seleção dos eventos. Em suma, acredita-se que as amostras de eventos de chuva intensa aqui selecionadas são frutos de um conjunto de situações realmente diferentes, que proporcionaram quantidades significativas de chuva e não, meramente, um resultado artificial da metodologia aplicada.

Nos capítulos posteriores, os aspectos meteorológicos de escala sinótica e de mesoescala são investigados.

4 AMBIENTES DE ESCALA SINÓTICA ASSOCIADOS AOS EVENTOS DE CHUVA INTENSA

4.1 Introdução

Normalmente, o estudo de situações atmosféricas significativas - chuvas intensas, enchentes, tornados, tempestades acompanhadas de granizos etc - é conduzido por um de dois caminhos: (i) estudo de casos ou (ii) composição de um conjunto de casos. A primeira classe de estudos fornece informações detalhadas sobre a evolução do ambiente atmosférico durante a ocorrência do evento significativo (DOSWELL, 1987; SCHWARTZ et al., 1990; BOSART et al., 1992; DOSWELL et al., 1996; FU et al., 2004). Já o segundo utiliza a informação coletiva de um conjunto de eventos associados a um mesmo fenômeno atmosférico para conhecer o ambiente sinótico médio que contribuiu para a sua ocorrência (DOSWELL, 1980; VELASCO; FRITSCH, 1987; HARNACK et al., 1999; LAING; FRITSCH, 2000; CARVALHO et al., 2002; TEIXEIRA; SATYAMURTY, 2007, entre muitos outros).

A complexidade dos movimentos da atmosfera fazem com que os estudos que usam o primeiro caminho tornem-se apenas visões ilustratórias e pontuais de como o ambiente atmosférico se estabelece nestas situações, dificultando a aplicação das informações obtidas num entendimento mais geral dos fenômenos envolvidos e até a sua aplicação à meteorologia operacional. Neste sentido, o uso das informações providas por vários casos parece ser mais satisfatório.

Mesmo com uma coleção de casos, as condições meteorológicas associadas a eventos significativos podem não ser representativas seja pelo tamanho da amostra de casos, seja pela maneira escolhida para estratificá-las. Estudos como os de Harnack et al. (1999) e Teixeira e Satyamurty (2007) agregam os casos significativos sazonalmente, tendo como grande desvantagem o fato de não levar em conta a variabilidade intrasazonal da atmosfera e, por isso, situações distintas podem ser encaradas como similares, simplesmente, pelo fato de terem ocorrido numa mesma estação do ano.

Alguns outros estudos tentam refinar um pouco mais o processo, considerando as próprias condições atmosféricas como o principal elemento classificador. Como exemplo, Maddox et al. (1979), num dos primeiros estudos sobre ambientes sinóticos associados a chuvas intensas, separou os casos de chuva intensa de acordo com características comuns como a presença de ciclones extratropicais, frentes e mesoaltas. Todavia, tais

estudos podem ignorar (descartar) condições diferentes das pré-especificadas, mas igualmente importantes.

Dentro do conjunto de estudos que usam uma amostra de casos para compreender o ambiente atmosférico associado a eles encontram-se, também, aqueles que utilizam métodos mais apurados (mais complexos), como Análise de Fatores (CARVALHO *et al.*, 2002; CARVALHO *et al.*, 2004), de Componentes Principais (HUTH, 1996; DE; MAZUMDAR, 1999; JACOBET *et al.*, 2003; ESCOBAR, 2007) e até de Agrupamento Hierárquico (KONRAD, 1997), usado neste estudo (Capítulo 3), mas para o agrupamento de estações pluviométricas.

Neste capítulo, os ambientes de escala sinótica são investigados a partir dos casos selecionados no capítulo anterior. Na seção seguinte, os dados usados e a metodologia aplicada são introduzidos e nas seções posteriores os resultados são apresentados.

4.2 Dados e metodologia

Os dados da Reanálise II (R2) do NCEP-DOE (“National Centers for Environmental Prediction-Department of Energy”, dos EUA) (KANAMITSU *et al.*, 2002) são usados no estudo dos ambientes sinóticos associados às chuvas intensas. A versão dois da reanálise incorpora vários melhoramentos no seu sistema de modelagem. Entre eles a correção no uso das PAOBS¹ para o hemisfério sul, que foram erroneamente usadas na primeira versão da Reanálise (R1) (KALNAY *et al.*, 1996). Segundo Kanamitsu *et al.* (2002), este problema não compromete estudos que consideram médias mensais, mas pode ser importante para estudos de caso dentro do período de 1979 a 1992 e, por isso, inadequados para esta classe de estudos para o hemisfério sul. Os dados da R2 têm as mesmas resoluções espacial (2,5° de latitude x 2,5° de longitude) e temporal (6 h) daqueles fornecidos na R1.

Infelizmente, os dados da R2 abrangem um período menor que aqueles da R1, se estendendo de janeiro de 1979 até dezembro de 2008, ao passo que a R1 compreende o período de 1948 até o presente. Consequentemente, as amostras de casos de chuva intensa selecionadas são reduzidas para o período de 1979 a 2004, mas mantêm mais da metade dos casos para cada uma das regiões, aproximadamente 68% (320 casos) para o sul e 61% (309 casos) para o sudeste. Portanto, acredita-se que o ganho obtido com melhores dados atmosféricos sobrepõem-se à diminuição do tamanho da

¹PAOBS são estimativas pontuais da pressão ao nível médio do mar extraídas de análises manuais (SEAMAN; HART, 2003)

amostra de casos.

As variáveis de pressão ao nível médio do mar (PNMM), temperatura (T), componentes meridional (V), zonal (U) e vertical (W) do vento, radiação de onda longa emergente no topo da atmosfera (ROL) e altura geopotencial (Z) são usadas para o estudo do ambiente sinótico associado aos casos de chuva intensa. O campo de umidade específica (Q) também é usado, mas foi derivado dos campos de umidade relativa e temperatura, uma vez que esta variável não é, originalmente, fornecida na R2.

Ao conjunto de casos é aplicada uma Análise de Componentes Principais (ACP). A ACP é amplamente usada em várias áreas acadêmicas e fortemente difundida em estudos atmosféricos, pois se trata de um método não paramétrico que permite a extração de informações relevantes de um conjunto de dados que, a princípio, possuem estruturas ou relações complicadas (SHLENS, 2009). Quando aplicada a campos geofísicos pode fornecer maior compreensão a respeito das variações espaciais e temporais contida nos campos analisados (WILKS, 2006).

Entre os diversos modos de aplicação da ACP (RICHMAN, 1986) há um que tem sido frequentemente utilizado em estudos que visam a obtenção de padrões sinóticos associados a casos relacionados a um tipo de fenômeno meteorológico. O modo T da ACP (ACP-T) é altamente recomendado quando se deseja uma classificação sinótica (COMPAGNUCCI; RICHMAN, 2008) e vários estudos o têm usado, como por exemplo, Huth (1996), Romero et al. (1999), Escobar (2007). Abaixo, a ACP-T é brevemente resumida. Para maiores detalhes a respeito das aplicações e da matemática envolvida nesta técnica, recomenda-se a leitura dos estudos citados neste capítulo.

A ACP-T procura expressar uma matriz de dados $\mathbf{Z} = (z_{ij})$, com $i = 1, \dots, n$, indicando os casos (variação temporal) e $j = 1, \dots, p$, relacionando os pontos de grade (ou variáveis, na terminologia padrão da ACP), na forma de um produto $\mathbf{Z} = \mathbf{F}\mathbf{A}^T$. Neste produto, $\mathbf{F} = (f_{im})$, $m = 1, \dots, n$, é a matriz das amplitudes (scores) das componentes principais e $\mathbf{A} = (a_{jm})$ é a matriz dos coeficientes (loadings) das componentes principais, cujas colunas estão relacionadas às variáveis da matriz de entrada \mathbf{Z} . Normalmente, \mathbf{Z} é uma matriz de covariância ou correlação dos dados originais. Aqui, a matriz de covariância é usada, uma vez que o uso da matriz de correlação é recomendado para situações que envolvam variáveis com diferentes unidades (WILKS, 2006, pág. 469), que não é o caso.

Como resultado, as colunas da matriz das amplitudes das componentes principais, \mathbf{F} , podem ser plotadas como um campo espacial e as colunas da matriz dos coeficientes das componentes principais, \mathbf{A} , fornecem as séries temporais. Segundo [Compagnucci e Richman \(2008\)](#), as amplitudes das componentes principais obtidas de uma ACP-T baseada em uma matriz de covariância devem ser interpretadas como padrões espaciais anômalos. Já os coeficientes das componentes principais indicam quando (ou em que casos, aqui neste estudo) os padrões ocorrem. Finalmente, a multiplicação das colunas das matrizes dos coeficientes pela raiz quadrada do respectivo autovalor e a divisão pelo desvio padrão das respectivas colunas da matriz de dados resulta na correlação entre os padrões com os casos. Este produto da ACP-T permite a seleção dos casos mais correlacionados com os padrões e é usado aqui para a construção dos compostos de casos, para as variáveis meteorológicas citadas anteriormente.

Na meteorologia, a aplicação da ACP objetiva a obtenção de padrões e, portanto, uma interpretação física dos resultados dados por uma técnica puramente matemática. Recomenda-se, nesta situação, a rotação das componentes principais ([RICHMAN, 1986](#); [JOLLIFFE, 2002](#); [WILKS, 2006](#)). Uma rotação ortogonal usando o critério Varimax ([KAISER, 1958](#)) é aplicada aos resultados da ACP-T. O algoritmo Varimax é um dos vários disponíveis para rotacionar os autovetores resultantes da ACP ([RICHMAN, 1986](#)) e é usado aqui por ser um dos mais aplicados em pesquisas atmosféricas.

Normalmente, a rotação é realizada em um subconjunto de autovetores. Há inúmeros critérios para a seleção deste subconjunto, mas nenhum pode ser considerado mais correto que os demais e cada um pode levar a resultados (quantidades) diferentes. A quantidade de autovetores retidos para a rotação foi definida com base na quantidade total de variância a ser representada, que foi estipulada ser o superior mais próximo de 70%. [Jolliffe \(2002\)](#), sugere que a variância total representada pelos autovetores truncados fique dentro do intervalo de 70 a 90%. Além disso, a estabilidade da rotação foi testada variando-se o número de autovetores, a partir da quantidade informada pelo critério da variância total. Este passo é considerado importante na determinação dos padrões rotacionados, uma vez que a retenção de um grande número (ou pequeno demais) de autovetores pode levar a distorções nos padrões mais importantes ([O'LENIC; LIVEZEY, 1988](#)).

A ACP-T é usada para gerar padrões atmosféricos em superfície utilizando os campos de PNMM associados ao início dos casos de chuva intensa. Os horários das leituras

da chuva acumulada em 24 horas nas estações da ANA são realizadas todos os dias às 7 h, horário local, ou 10 UTC, sendo atribuídas ao dia da leitura (Borges, 2008)². Portanto, os campos de PNMM - e todos os demais - que se referem ao início do caso de chuva intensa (D0) são das 12 UTC do dia anterior à data de leitura da chuva, horário da R2 mais próximo do início do acúmulo de 24 horas de chuva.

Compostos da divergência do fluxo de umidade (DFU), transporte de umidade (TU), advecção térmica (ADVT), todos em 850 hPa, Z e W em 500 hPa, escoamento (ESC) e divergência (DIV) deste em 250 hPa, ROL e PNMM são apresentados nas seções seguintes.

4.3 Padrões de escala sinótica

O critério da variância total explicada pelos autovetores resultou na retenção de 5 componentes principais para a rotação Varimax em ambas regiões. Um total de 72,3% e 75,7% da variância contida nos dados é explicada pelas componentes principais para as Regiões Sudeste e Sul, respectivamente. A Figura 4.1 apresenta os padrões obtidos com a ACP-T. Além dos padrões, dados pelas amplitudes das componentes principais, são mostradas, também, as séries temporais para cada um dos padrões, dadas pelos coeficientes das componentes principais.

A análise dos padrões apresentados na Figura 4.1 deve levar em conta que a matriz de covariância utilizada no cálculo da ACP-T é uma matriz de anomalias locais, ou seja, é retirada de cada ponto de grade a média deste ponto, obtida de todos os casos. Uma consequência importante disto é observada na correlação entre os padrões e os casos de chuva intensa, que pode ser tanto positiva quanto negativa.

O primeiro padrão associado a chuvas intensas na Região Sudeste 4.1(a) mostra um centro positivo a sudeste da América do Sul e um centro negativo a sudoeste deste. Assim, os casos com correlação positiva com este padrão, apresentam um centro de alta pressão a sudeste da América do Sul e um centro de baixa pressão a sudoeste do continente. Inversamente, os casos com correlação negativa com este padrão apresentam centro de baixa pressão e um centro de alta pressão a sudeste e a sudoeste do continente, respectivamente. Em suma, para a mesma região há casos que podem provocar chuva intensa associados a baixas anômalas e a altas anômalas.

²BORGES, R. N. (Grupo de Validação dos Dados da Operação da Rede Hidrometeorológica, Agência Nacional das Águas, Brasília). Comunicação pessoal, julho de 2008

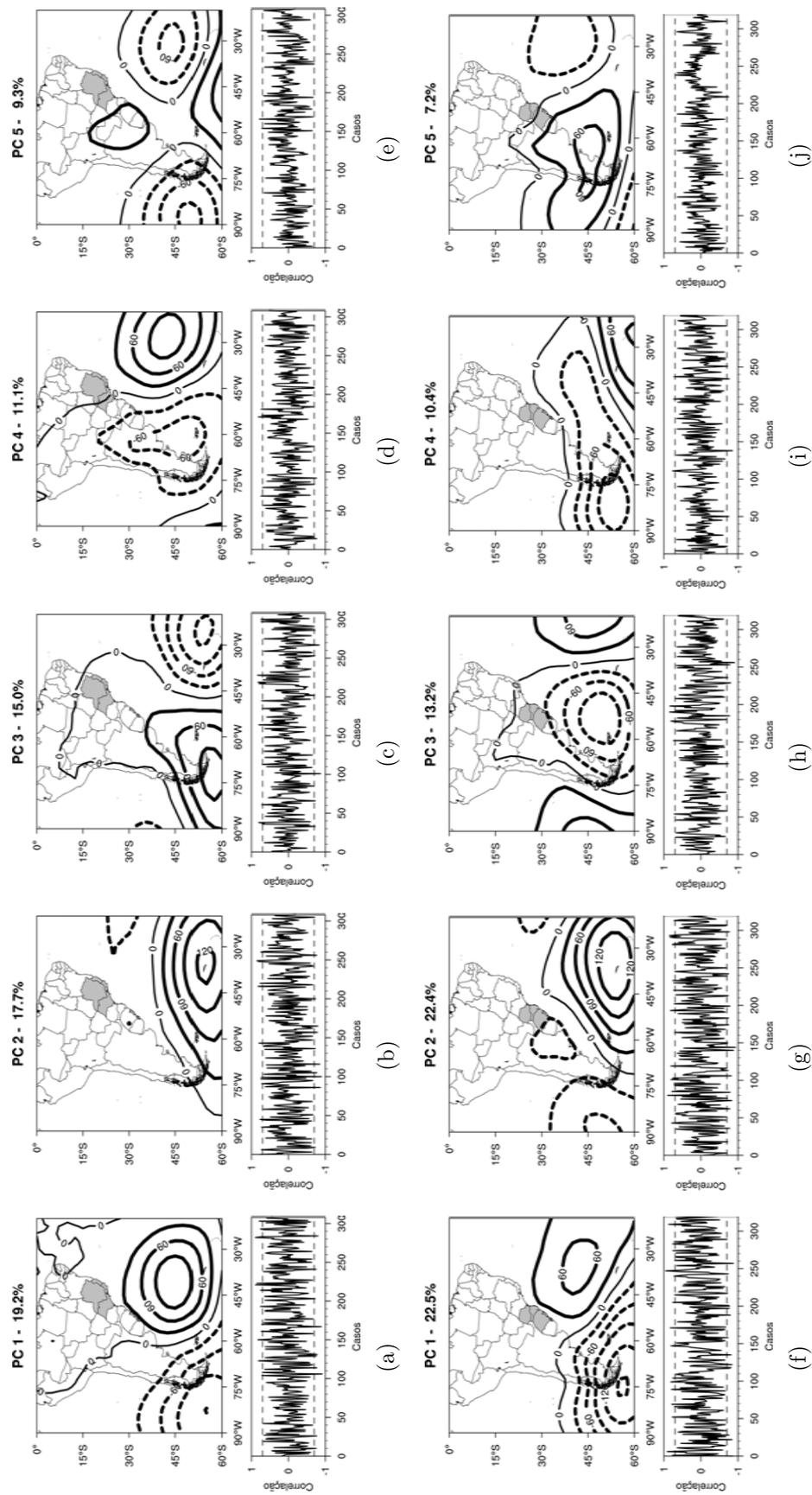


Figura 4.1 - Padrões atmosféricos obtidos com a ACP-T aplicada aos campos de PNMM associados aos casos de chuva intensa nas Regiões Sudeste e Sul do Brasil. As séries temporais mostram a relação de cada padrão com os casos de chuva intensa. Nas séries temporais, as linhas tracejadas indicam a correlação de $\pm 0,7$, usada para seleção de casos para os compostos. As áreas sombreadas indicam a que região o padrão está associado com chuvas intensas.

Esta interpretação serve para todos os demais padrões e pode ser comprovada nos campos compostos dos casos selecionados. Em função desta escolha da forma da matriz de covariância obtêm-se dois conjuntos de casos para cada padrão, positiva e negativamente correlacionados.

Diferente de Huth (1996), a possibilidade de uma situação (chuvas intensas) estar associada a anomalias opostas é considerada vantajosa, pois permite identificar cenários diferenciados para um mesmo fenômeno atmosférico, que vai ao encontro da característica atmosférica de produzir situações anômalas contrárias (VAN DEN DOOL, 1991).

No segundo padrão (Figura 4.1(b)), um centro positivo está localizado mais a sudeste, em relação ao centro positivo observado no primeiro padrão. Há, também, a leste do continente, um prolongamento de um centro negativo. Nos padrões 3 e 4 (Figuras 4.1(c) e 4.1(d)) dipolos são observados ao sul de e em 45°S. O quinto e último padrão (Figura 4.1(e)) apresenta um centro positivo sobre o continente, abrangendo parte da Região Sul do Brasil, nordeste argentino e Paraguai e dois centros negativos, um a sudeste e outro a sudoeste do continente.

A Tabela 4.1 apresenta a distribuição sazonal dos casos de chuva intensa ocorridos na Região Sudeste que tiveram correlação com os padrões superior a 0,7, separados por padrão e pelo sinal da correlação com os padrões. Em termos gerais, não há grandes surpresas com a distribuição sazonal dos casos de chuva intensa (Total 2), ou seja, há menos casos no inverno (JJA) e mais casos nas demais estações. No entanto, o verão, pico da estação chuvosa desta região, possui menos casos que o outono e primavera. A frequente formação de ZCAS durante esta estação do ano, provocando mais de 3 dias consecutivos de chuva, pode ter direta implicação neste resultado uma vez que a definição de casos de chuva intensa aqui utilizada não leva em conta dias consecutivos de chuva. O total por padrões (Total 3) reflete o grau de importância dos três primeiros padrões, com mais de 80% dos casos com maior correlação com os mesmos.

Exceto para os padrões 4 e 5, que possuem poucos casos, os demais padrões não parecem ter uma preferência por alguma estação do ano, sendo aproximadamente comuns em todas as épocas do ano. O único conjunto de casos que possui uma frequência relativamente maior de ocorrer nas estações de transição (outono e primavera) é aquele relacionado negativamente com o primeiro padrão. Dos dez casos

relacionados a este conjunto, nove ocorreram nestes períodos e um no verão. Em termos gerais (Total 2), esta preferência aparente pelas estações de transição também pode ser observada, com o outono tendo o maior número de casos.

Tabela 4.1 - Distribuição sazonal dos casos de chuva intensa com correlação superior a 0,7 com os padrões atmosféricos da Região Sudeste do Brasil. Distinção do sinal da correção também é apresentada, sendo P para positivos e N para negativos. Total 1, total 2 e total 3 se referem a soma dos casos por sinal de correlação, por estação do ano e por padrão, respectivamente.

Padrões	DJF		MAM		JJA		SON		Total 3
	P	N	P	N	P	N	P	N	
P1	5	1	1	6	4	0	4	3	24
P2	5	2	5	3	1	3	2	3	24
P3	4	2	5	3	2	0	1	3	20
P4	1	0	1	1	2	0	0	3	8
P5	0	0	0	1	1	0	2	0	4
Total 1	15	5	12	14	10	3	9	12	80
Total 2	20		26		13		21		80

Para a Região Sul do Brasil, vê-se alguma semelhança com os padrões obtidos para o sudeste brasileiro, em especial, para os dois primeiros padrões. Nestes dois primeiros padrões (Figuras 4.1(f) e 4.1(g)), centros de valores positivos das amplitudes destas componentes principais são observados a sudeste do continente sul-americano, com aquele do segundo padrão deslocado um pouco mais ao sul, em relação ao primeiro. Também, no segundo padrão, nota-se uma área de valores negativos sobre o leste argentino e Uruguai. O terceiro padrão (Figura 4.1(h)) está associado a um centro negativo a sudeste da Argentina, se estendendo até a Região Sul do Brasil e o norte da Argentina. No padrão 4 (Figura 4.1(i)), um centro negativo alongado na direção sudoeste-nordeste é observado ao sul do continente. Finalmente, o quinto padrão (Figura 4.1(j)) apresenta um centro positivo no sul do continente e um centro negativo sobre o Oceano Atlântico.

A Tabela 4.2 mostra a distribuição sazonal dos casos de chuva intensa que apresentaram maior correlação ($r > 0,7$) com os padrões da Região Sul. Assim como registrado na Região Sudeste, não há grandes surpresas na quantidade de casos por estação do ano, uma vez que esta região possui uma distribuição anual pluviométrica

aproximadamente regular. O número de casos no verão também é menor que nas demais estações do ano. Aqui, a ZCAS também pode ter influência importante, desta vez, indireta. Nogués-Peagle e Mo (1997) mostraram que a América do Sul possui uma “gangorra” no padrão de chuva associada a intensidade da ZCAS. Quando esta se apresenta com forte atividade convectiva, chuva abundante é registrada na Região Sudeste do Brasil e menor quantidade de chuva ocorre sobre o sul do Brasil. Quando a ZCAS apresenta fraca atividade convectiva, situação inversa é observada.

Tabela 4.2 - Idem a Tabela 4.1, mas para a Região Sul do Brasil.

Padrões	DJF		MAM		JJA		SON		Total 3
	P	N	P	N	P	N	P	N	
P1	4	6	4	3	4	4	7	3	35
P2	2	4	4	5	5	7	10	7	44
P3	0	1	3	5	2	1	0	1	13
P4	1	2	1	1	1	0	0	2	8
P5	0	0	0	1	0	0	0	0	1
Total 1	7	13	12	15	12	12	17	13	101
Total 2	20		27		24		30		101

Como observado para a Região Sudeste, há uma aproximada uniformidade na distribuição sazonal dos casos de chuva intensa na Região Sul quando separados pelos padrões de escala sinótica, especialmente, em relação aos dois primeiros. A princípio, o único padrão que aparenta uma certa preferência para ocorrer no outono é o terceiro, com quantidade relativamente maior dos casos correlacionados negativamente com este padrão. Novamente, em termos gerais, há uma leve tendência para maior ocorrência de eventos de chuva intensa na Região Sul nas estações de transição, com a primavera como a estação com maior número de casos.

Os resultados mostrados pelas Tabelas 4.1 e 4.2 mostram um aspecto interessante da estratificação dos casos pela ACP-T: os padrões obtidos podem ocorrer em qualquer época do ano, com leve preferência para uma ou outra estação (outono, no caso da Região Sudeste e primavera, no caso da Região Sul), exceto pelo últimos dois padrões para as duas regiões que, pelo fato de possuírem poucos casos fortemente correlacionados, são observados em poucas estações. A possibilidade de se encontrar um mesmo padrão em diferentes épocas do ano mostra o quão complexo é o estudo

do ambiente atmosférico associado a casos de chuva intensa. Numa metodologia comumente adotada, na qual o agrupamento de casos se dá sazonalmente, os compostos gerados podem ser seriamente afetados, resultando num falso padrão para o campo atmosférico investigado. Neste ponto, mais uma vez, reforça-se a importante informação obtida a partir da ACP-T.

Uma questão importante surge com relação aos padrões e as chuvas geradas pelo ambiente associado: os padrões espaciais estão associados com chuvas intensas em quais grupos (veja Capítulo 3) homogêneos de estações pluviométricas? Uma tentativa em se responder esta questão é dada por meio das Tabelas 4.3 e 4.4 para as Regiões Sudeste e Sul, respectivamente.

Tabela 4.3 - Contagem de casos que provocaram chuvas médias nos grupos homogêneos de estações pluviométricas da Região Sudeste do Brasil superior ao quantil de 99%. Novamente, a contagem também está discriminada pela correlação dos casos com os padrões.

	P1		P2		P3		P4		P5	
	P	N	P	N	P	N	P	N	P	N
G1	3	1	6	3	2	1	2	0	2	0
G2	3	5	2	4	3	2	1	1	1	0
G3	4	3	2	3	2	2	0	1	0	0
G4	6	2	1	1	6	4	2	0	1	0
G5	4	4	5	2	2	1	2	2	1	1

Como pode-se ver destas tabelas, não há uma forte tendência para que qualquer um dos padrões proporcione chuvas intensas, exclusivamente, em um único grupo de estações pluviométricas. Nas duas regiões, o primeiro padrão provoca chuvas intensas em todos os grupos. Pequenas preferências por algum grupo pode ser observado na contagem para os padrões 2 e 3 de ambas regiões. No Sudeste, estes padrões tendem a provocar chuvas intensas, mais frequentemente, nos grupos 1 e 2, e 4, respectivamente. Na Região Sul, o segundo padrão gera mais chuvas intensas nos grupos 1 e 4, enquanto que o terceiro produz mais casos no grupo 4. Nenhuma afirmação conclusiva pode ser feita a respeito dos padrões 4 e 5, devido ao pequeno número de casos, apesar do quarto padrão para as Regiões Sudeste e Sul produzir 4 casos nos grupos 5 e 4, respectivamente.

Esta análise também dá uma ideia da dificuldade em se avaliar eventos de chuva intensa em áreas específicas. Não há meios de assegurar que um determinado ambiente produzirá chuvas apenas naquela área, particularmente, quando se tenta associar eventos de chuva intensa a ambientes de grande escala. Exceto por pequenas preferências relativas, nenhum padrão é responsável por chuvas intensas, exclusivamente, em algum dos grupos de estações. Os compostos apresentados na seção seguinte mostram claramente este aspecto importante, evidenciando a dificuldade de se prever chuvas intensas em pequenas áreas.

Tabela 4.4 - Igual a Tabela 4.3, mas para a Região Sul do Brasil.

	P1		P2		P3		P4		P5	
	P	N	P	N	P	N	P	N	P	N
G1	6	4	9	8	2	2	3	0	0	0
G2	7	7	5	5	0	3	2	1	0	0
G3	5	5	2	4	1	2	1	0	0	0
G4	7	5	10	8	2	6	0	4	0	1

4.4 Campos compostos

Os campos compostos dos casos mais correlacionados com os padrões permitem uma visualização mais abrangente dos padrões de escala sinótica fornecidos pela ACP-T, baseados no campo de PNMM. Uma descrição sucinta é desejada e, portanto, os dois primeiros padrões para cada uma das regiões são descritos com maiores detalhes, especialmente, por estarem envolvidos com a maioria dos casos. Os demais padrões são descritos por meio de suas principais diferenças com os primeiros.

4.4.1 Região Sudeste

Como esperado, os campos compostos de PNMM apresentam características similares às aquelas apresentadas nas Figuras 4.1(a)-4.1(e), mostrando que aqueles campos podem ser interpretados como centros relativos de PNMM, ou seja, valores positivos associados a centros de alta pressão e valores negativos associados a centros de baixa pressão.

Assim, os casos positivamente correlacionados com o primeiro padrão (daqui em diante referidos como casos positivos) mostram um anticiclone a sudeste da América

do Sul e pressões mais baixas a sudoeste do continente (Figura 4.2(a)). Além disso, há um cavado sobre os Estados de São Paulo e Rio de Janeiro, associado à circulação ciclônica existente no centro do continente, também observado no escoamento em baixos níveis (Figura 4.2(b)).

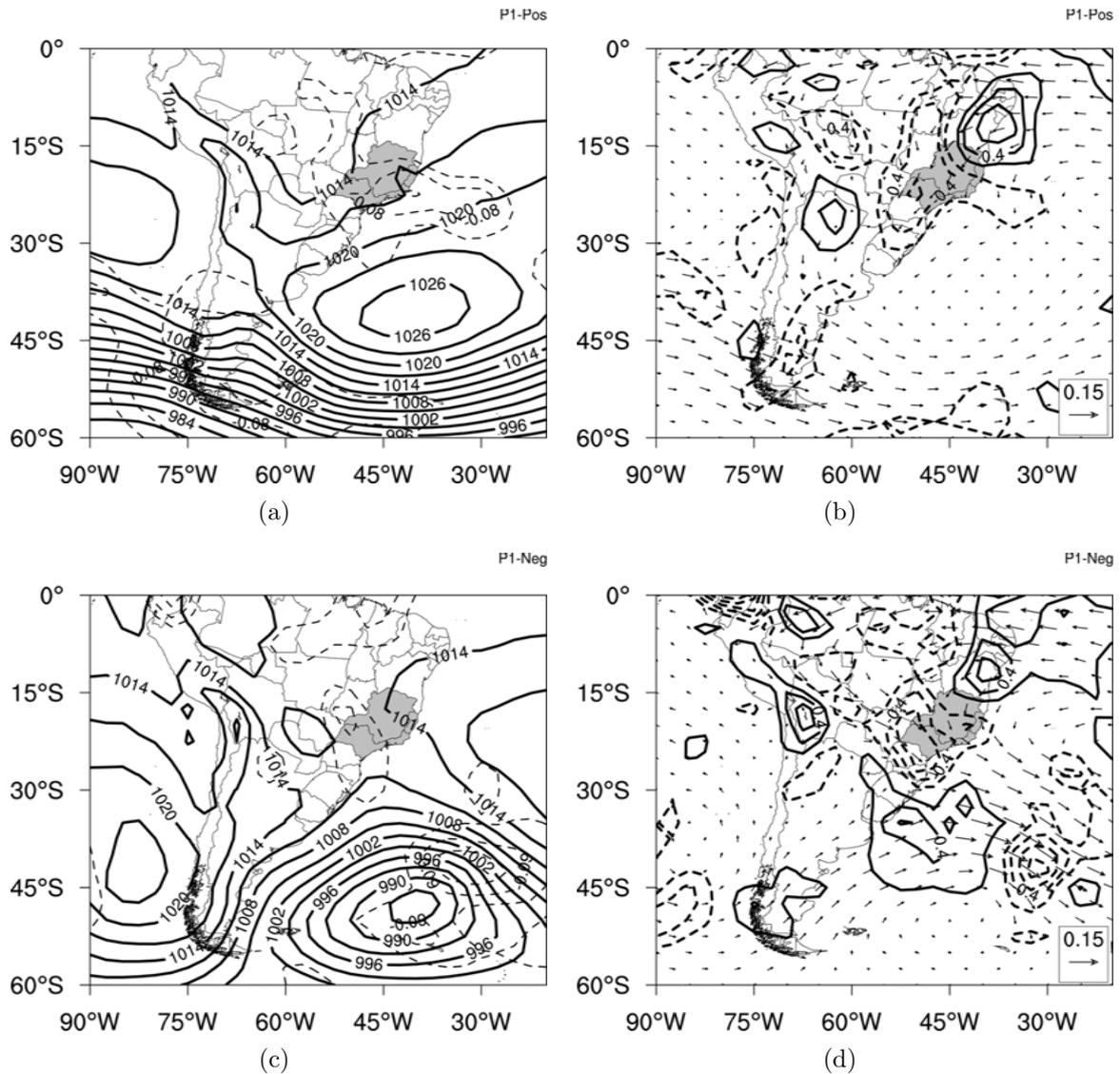


Figura 4.2 - Compostos de PNMM (hPa) e omega (Pa s^{-1}), (a, c) e de DFU (10^{-7} s^{-1}) e TU (10^{-2} ms^{-1}), (b, d), dos casos associados ao primeiro padrão para a Região Sudeste. Os campos em (a, b) se referem aos casos positivos e (c, d) aos casos negativos.

Ao norte e a leste deste cavado em superfície observa-se movimento ascendente, que

cobre praticamente todo o Sudeste, se estendendo meridionalmente para o norte, sobre o continente, e para leste, oceano adentro. Nos níveis médios (não mostrado) não é observada advecção horizontal de vorticidade relativa negativa a esta região, não sendo, portanto, um parâmetro importante à ocorrência de chuvas intensas no Sudeste. Outro interessante aspecto apresentado pelos compostos destes casos é a igual importância da advecção horizontal de temperatura em baixos níveis. Nenhuma advecção térmica (também não mostrado) importante foi observada sobre o Sudeste momentos antes do início da chuva diária. Já em altos níveis, forte divergência do escoamento é observada sobre a região (Figura 4.3(a)), juntamente, com uma circulação anticiclônica a norte da Bolívia e um pronunciado cavado a leste do Nordeste Brasileiro.

Nos casos correlacionados negativamente (daqui em diante referidos como casos negativos) com este padrão, um ciclone é observado a sudeste do continente sul-americano, com um cavado se estendendo até a costa da Região Sul (Figura 4.2(c)), responsável por movimentos ascendentes sobre o Sudeste. Os compostos para estes casos evidenciam a associação destes eventos com a passagem de frentes frias pelo Sudeste Brasileiro. A confluência dos ventos em baixos níveis (Figura 4.2(d)), o cavado em altos níveis e a extensão da divergência do escoamento na alta troposfera (Figura 4.3(b)), a advecção de vorticidade relativa negativa em 500 hPa (Figura 4.3(c)) e a advecção de ar frio em baixos níveis e localizada a sudoeste do cavado em superfície (Figura 4.3(d)) são bons indicativos desta associação.

Em ambas situações, é possível perceber que a circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul aparenta ter importante contribuição como fonte de umidade para os casos de chuva intensa na Região Sudeste. A divergência do fluxo de umidade que cobre quase que inteiramente o Nordeste Brasileiro é uma boa indicação desta contribuição. Esta fonte de umidade une-se aquela provida pela região amazônica proporcionando grande convergência do fluxo de umidade sobre o Sudeste Brasileiro, um dos ingredientes indispensáveis à ocorrência de chuvas intensas (Figura 4.2(d)).

Conforme descrito acima, os casos negativos parecem estar ligados diretamente a influências de sistemas frontais sobre a Região Sudeste, dadas as características obtidas pelos padrões. Os casos positivos, por sua vez, apesar de ocorrerem em qualquer época do ano (com mínimo no outono), parecem estar relacionados com eventos de ZCAS. O número de eventos no verão (5) e em novembro (2) podem indicar esta associação. Exceto pela fraco cavado na média troposfera associado a

estes casos (não mostrado), todos as demais variáveis apresentam características similares àquelas encontradas em eventos de ZCAS, descritos por Quadro (1994). Estes compostos também mostram que ambientes parecidos com aqueles típicos de verão podem ocorrer em outras estações. É claro, estas situações são momentâneas (no início dos casos) e em eventos de ZCAS esta característica média do escoamento atmosférico perdura por mais de 3 dias.

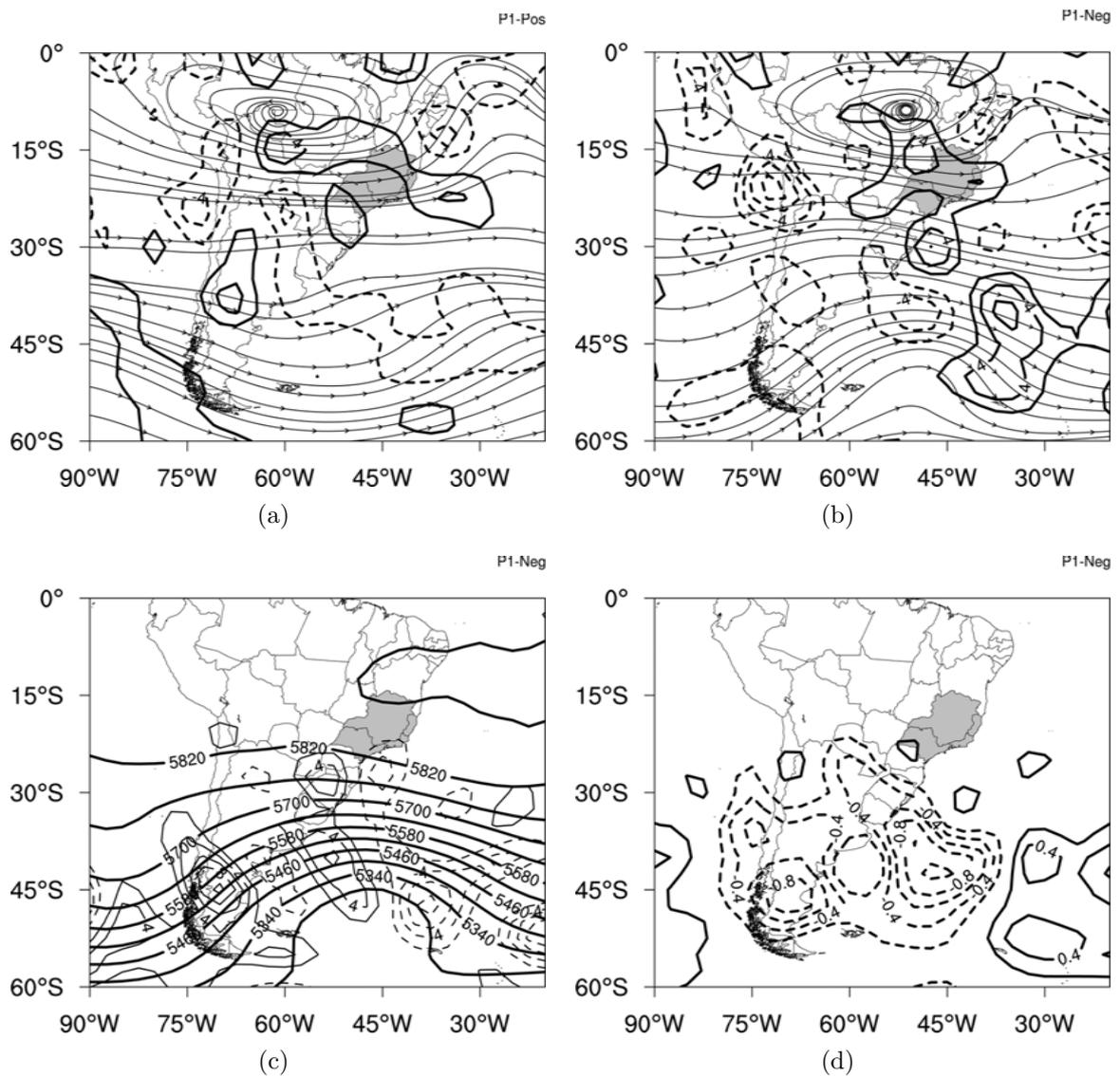


Figura 4.3 - Compostos de DIV (10^{-6} s^{-1}) e ESC em 250 hPa para os casos positivos (a) e negativos (b) associados ao primeiro padrão, Z e advecção horizontal de vorticidade relativa (10^{-11} s^{-1}) em 500 hPa (c) e de ADVT (10^{-4} s^{-1}) em 850 hPa (d) para os casos negativos.

Os compostos para o segundo padrão (Figura 4.4) mostram características similares aquelas do primeiro, mas com o anticiclone (positivos) e o ciclone (negativos) observados sobre o Oceano Atlântico posicionados mais ao sul. Também, um cavado mais amplo é observado a leste do Sudeste, sobre o Oceano Atlântico (em casos individuais, um ciclone se forma no litoral da região), nos casos positivos. Nos altos níveis esta similaridade também é evidente, especialmente, quando se compara as divergências do escoamento atmosférico (Figura 4.5).

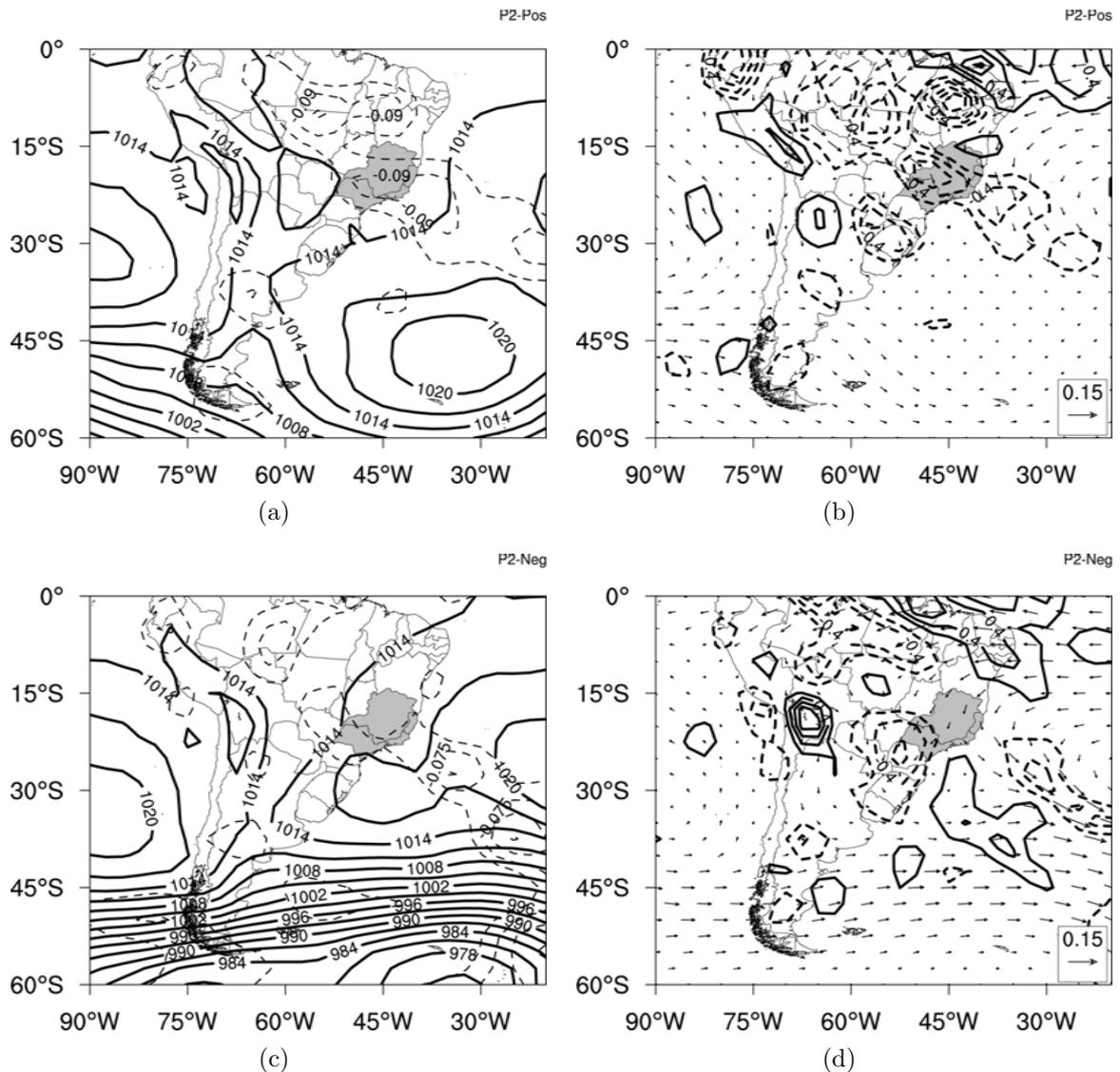


Figura 4.4 - Idem a Figura 4.2, exceto para o padrão 2.

Novamente, os casos positivos parecem estar relacionados com eventos de ZCAS (5 casos no verão e 4 em março) enquanto que os negativos com sistemas frontais. Isto é evidenciado pela divergência do escoamento atmosférico em altos níveis (Figura 4.5) e do fluxo de umidade em baixos níveis (Figuras 4.4(b) e 4.4(d)), que mostram forte divergência sobre a Região Sudeste e litoral desta, em altos níveis, e uma banda de convergência do fluxo de umidade se estendendo da região amazônica até o Oceano Atlântico, em baixos níveis, sinais típicos de um evento de ZCAS. Ainda comparando os compostos para os casos positivos dos dois primeiros padrões, aqueles para o padrão 2 mostram uma aparente maior contribuição da fonte de umidade amazônica para os eventos de chuva intensa, como pode ser observado pelas magnitudes dos vetores transporte de umidade, na Figura 4.4(b). Esta conclusão fica mais evidente quando comparados os campos de DFU (Figuras 4.2(b) e 4.4(b)) e os campos de ROL (Figura 4.6), que mostram faixas de convergência do fluxo de umidade e de ROL mais extensas que nos casos positivos associados ao primeiro padrão.

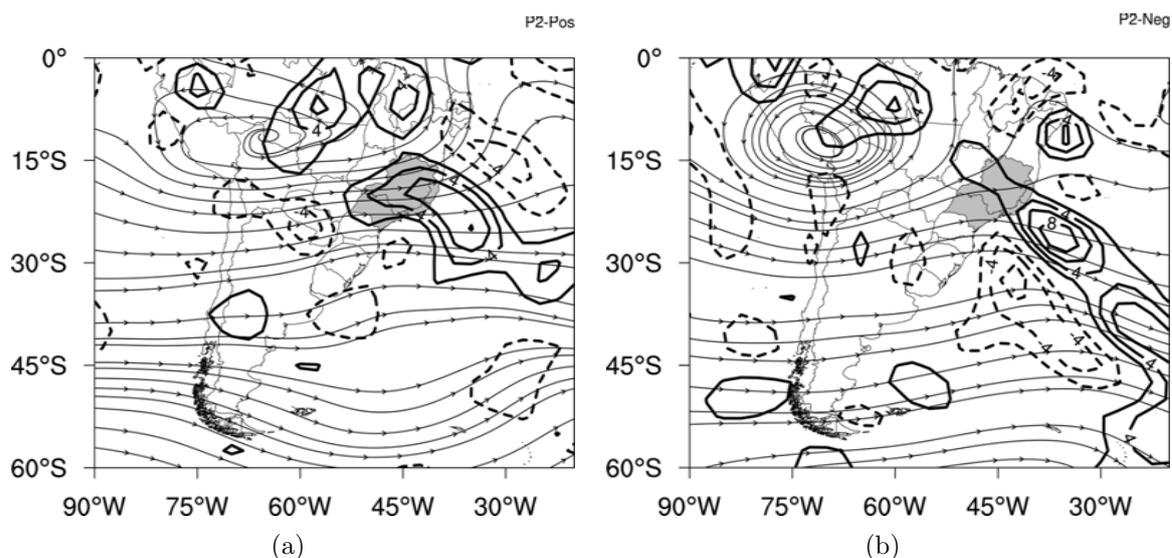


Figura 4.5 - Idem a Figura 4.3(a) e 4.3(b), exceto para o padrão 2.

Devido à posição mais ao sul do ciclone observado no Oceano Atlântico (negativos), a região de convergência do fluxo de umidade fica concentrada sobre o oceano e sobre o Estado de São Paulo e Região Sul do Brasil, sendo que nestas últimas áreas, a circulação anticiclônica associada à crista em superfície é a fonte de umidade.

Os compostos de ROL (Figura 4.6) mostram os resultados destes ambientes nos

padrões de convecção de grande escala responsáveis pelas chuvas intensas na Região Sudeste. Nos casos positivos dos dois primeiros padrões vê-se, claramente, uma banda orientada na direção NW-SE com valores de ROL inferiores a 240 Wm^{-2} , que estão relacionados á convecção profunda e à chuva nos trópicos e subtropicais (DESER; SMITH, 1998; FRANCHITO et al., 2008), se estendendo da região amazônica até o Oceano Atlântico.

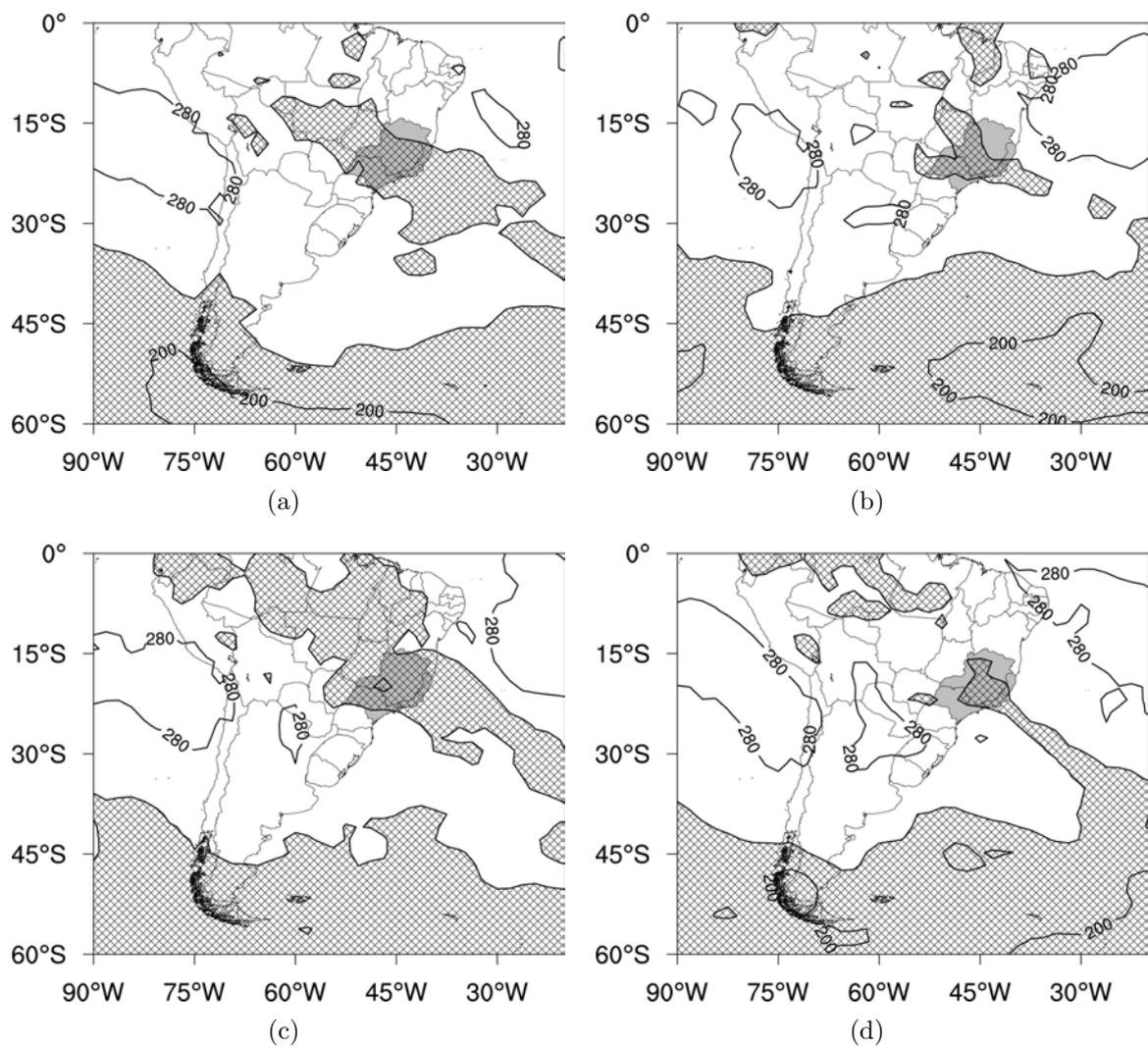


Figura 4.6 - Compostos de ROL para os padrões 1 (a, b) e 2 (c, d) para a Região Sudeste. As figuras (a, c) referem-se aos casos positivos e as figuras (b, d) aos casos negativos. Contornos são plotados a cada 40 Wm^{-2} , sendo destacadas as áreas abaixo de 240 Wm^{-2} . A Região Sudeste do Brasil também é destacada no mapa.

É necessário lembrar que os compostos apresentados não fazem distinção entre os sistemas meteorológicos que comumente influenciam o tempo no Sudeste. Por exemplo, os compostos para os casos positivos dos padrões 1 e 2, muito provavelmente, estão associados a sistemas frontais transientes e a ZCAS. Levando isso em conta, é possível pensar em três situações que podem, facilmente, produzir tais campos:

- a passagem de frentes frias que conseguem gerar convecção até o Estado de Rondônia durante o inverno, normalmente, frentes frias de forte intensidade (Figura 4.6(a)), associadas aos casos positivos do padrão 1 ocorridos em Abril, no inverno e no início da primavera;
- a passagem de frentes frias que chegam ao sudeste da América do Sul e organizam a convecção na região amazônica e no Centro-Oeste do Brasil (Figura 4.6(c)), associadas aos casos positivos do padrão 2 ocorridos em Maio, no inverno e em Setembro, que conseguem interagir com a convecção tropical (similar à interação Tipo 1, apresentada por Siqueira e Machado (2004));
- a organização de eventos de ZCAS com atividade oceânica intensa (Figura 4.6(c)) e de eventos de ZCAS com intensa atividade continental (Figura 4.6(a)), conforme apresentados por Carvalho et al. (2002). Estas situações estariam associadas aos casos ocorridos durante o período de novembro a março, apesar de Carvalho et al. (2002) classificarem os eventos de ZCAS ocorridos apenas no verão austral.

Entretanto, algumas ressalvas devem ser feitas, especialmente, em relação ao segundo item. Conforme descrito por Siqueira e Machado (2004), os sistemas frontais que interagem com a convecção tropical (interação do Tipo 1) podem ocorrer em qualquer época do ano, mas com menor frequência no inverno (conforme a sua Figura 3, pág. 1759). Além disso, a interação do Tipo 2 apresentada por estes autores, também ocorre em todas as estações do ano, mas representa a configuração sinótica da ZCAS. Ainda mais, Siqueira e Machado (2004) mostram uma mudança do tipo de interação, especialmente, nos eventos de ZCAS, que iniciam pelo estímulo da convecção amazônica por meio das frentes frias, interação do Tipo 1, passando ao evento de ZCAS com a estacionaridade das frentes frias, passando a interação do Tipo 2.

Os padrões restantes apresentam similaridades com os dois primeiros, ou seja, um anticiclone (casos positivos dos padrões 3 e 4) e um ciclone (casos negativos destes padrões) a sudeste da América do Sul, com variações em suas posições. Estas diferenças nas posições destes centros de pressão levam a algumas mudanças nos campos de DFU e de ROL, principais variáveis indicadoras de condições associadas à chuva. Em suma, os casos positivos destes padrões apresentam DFU praticamente limitada sobre o continente, sem uma extensão oceano adentro, como observado nos padrões 1 e 2. Esta extensão em direção ao oceano é observada nos compostos dos casos negativos, ligada à influência do ciclone existente a sudeste do continente. Mais uma vez, algumas suposições podem ser feitas, especialmente, em relação aos compostos positivos do terceiro padrão. Tendo em vista que quatro casos ocorreram no verão, três em março e um em novembro, meses nos quais se observa a ZCAS, pode-se especular que estes compostos estão associados a eventos de ZCAS com intensa atividade continental (comparar a Figura 9c de [Carvalho et al. \(2002\)](#) com a Figura 4.7, apesar da primeira apresentar anomalias de ROL).

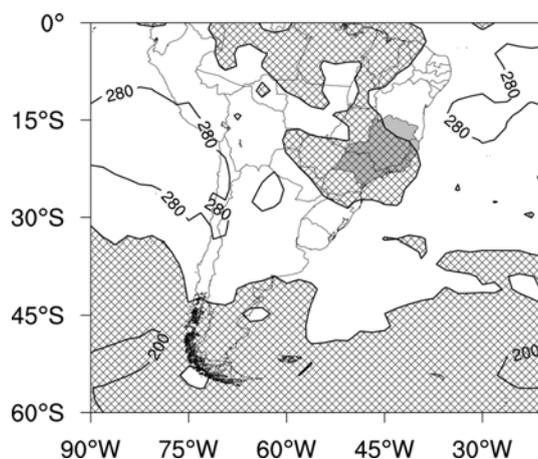


Figura 4.7 - Idem a Figura 4.6, exceto para os casos positivos do padrão 3.

Uma comparação entre os compostos dos casos positivos e negativos para os padrões de grande escala associados à chuvas intensas no Sudeste, especialmente, para os três primeiros padrões mostram que os casos negativos apresentam ambientes atmosféricos que podem ser satisfatoriamente descritos pela teoria quase-geostrófica, ou seja, as advecções horizontais de temperatura e de vorticidade relativa (apesar dos compostos aqui apresentados não levarem em conta a variação destas advecções na vertical, a advecção diferencial) aparentam ter importância substancial para a

produção do movimento vertical ascendente observado sobre o Sudeste, nestes casos. Os casos positivos, por sua vez, não apresentam compostos dos quais esta mesma conclusão pode ser chegada. A ausência das advecções térmica e de vorticidade evidenciam que os processos de grande escala podem não ser tão importantes a estes casos quanto os são para os casos negativos.

Pode-se, então, especular que nos casos positivos, os processos de escala inferior são mais importantes para a ocorrência de chuva intensa no Sudeste do Brasil. Em matéria dos ingredientes necessários à convecção úmida e profunda, a grande escala parece conseguir provir apenas o excesso de umidade, por meio dos transportes de vapor d'água da região amazônica e do oceano adjacente para a Região Sudeste, ficando para as escalas inferiores (mesoescala, principalmente) o fornecimento da instabilidade e do levantamento. Nos casos negativos, os três ingredientes necessários parecem ser providos pela grande escala: (i) umidade, pelas mesmas fontes associadas aos casos positivos, (ii) instabilidade, fornecida pela advecção de vorticidade relativa negativa em níveis médios associada ao cavado observado neste mesmo nível e (iii) levantamento, fornecido pela superfície frontal associada ao cavado em superfície e ao ciclone extratropical localizado a sudeste do continente.

4.4.2 Região Sul

Diferentemente do observado nos compostos para a Região Sudeste, os campos compostos para a Região Sul apresentam maiores similaridades entre padrões. Basicamente, todos os casos de chuva intensa nesta região estão associados com um centro de baixa pressão sobre o continente, sobre o norte da Argentina, como mostrado nas Figura 4.8(a), 4.8(c), 4.9(a) e 4.9(c). De um padrão a outro, as diferenças praticamente se restringem à posição do ciclone extratropical localizado, na maioria das vezes, ao sul do continente. Ora este ciclone se encontra a sudoeste da América do Sul (casos positivos dos padrões 1, 2 e 4, não mostrado), ora se encontra a sudeste do continente (casos negativos dos mesmos padrões).

A alteração da posição do ciclone extratropical, juntamente com o escoamento em níveis médios, provocam diferenças na forma e intensidade das áreas de convergência do fluxo de umidade e advecção de temperatura em baixos níveis e de divergência do escoamento em altos níveis. Aqueles casos cujo ciclone extratropical está localizado a sudoeste do continente têm, em termos gerais, áreas mais limitadas de divergência em altos níveis e convergência do fluxo de umidade em baixos níveis. A advecção

térmica, por sua vez, tem uma orientação mais meridional nestes casos. As Figuras 4.8, 4.9 e 4.10(c) ilustram estas afirmações para o ambiente atmosférico próximo à superfície e as Figuras 4.10(b) e 4.10(a) ilustram o ambiente em altos níveis.

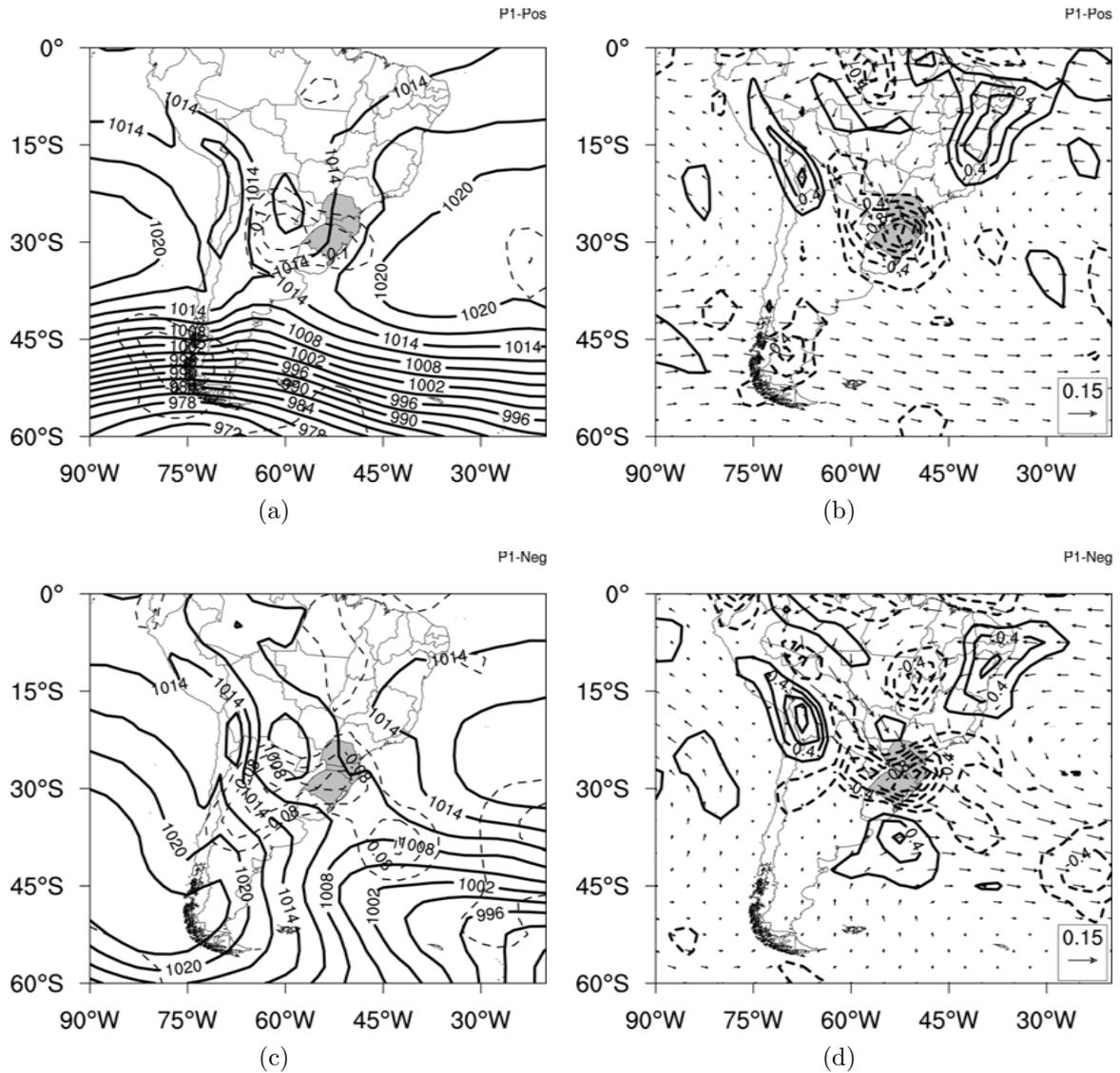


Figura 4.8 - Idem a Figura 4.2, exceto para a Região Sul do Brasil.

Outra importante diferença é observada na intensidade do centro de alta pressão localizado a sudeste do continente sul-americano, que é mais intensa que aqueles observados nos demais compostos para a Região Sul, geralmente, entre 4 a 6 hPa a mais. A diferença de pressão entre este centro de alta pressão e o centro de baixa

pressão localizado no nordeste da Argentina e Paraguai proporcionam um intenso gradiente horizontal de pressão que, por sua vez, favorecem a um forte escoamento vindo de noroeste, norte e nordeste, direcionados, diretamente, à Região Sul. Este escoamento é responsável por forte convergência do fluxo de umidade sobre a região (Figura 4.9(b)).

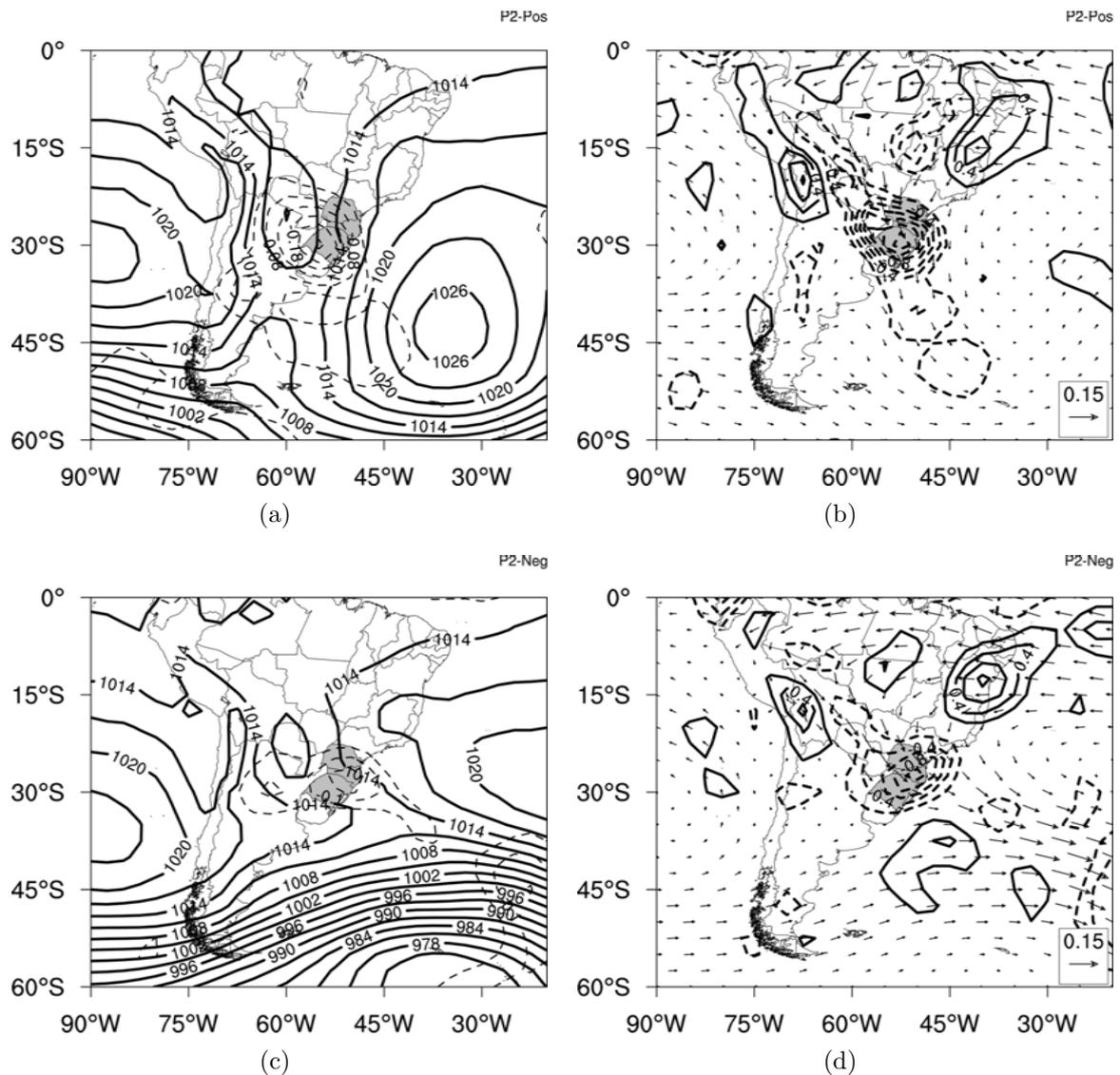


Figura 4.9 - Idem a Figura 4.8, exceto para o padrão 2.

Além da intensa convergência do fluxo de umidade nos baixos níveis, os casos de chuva intensa correlacionados positivamente com o segundo padrão também apre-

sentam forte movimento ascendente (Figura 4.9(a)), forte divergência do escoamento em 250 hPa (Figura 4.10(a)) e intensa advecção quente (Figura 4.10(c)), todos sobre toda a Região Sul, mostrando a especial configuração do ambiente de grande escala associado a estes casos.

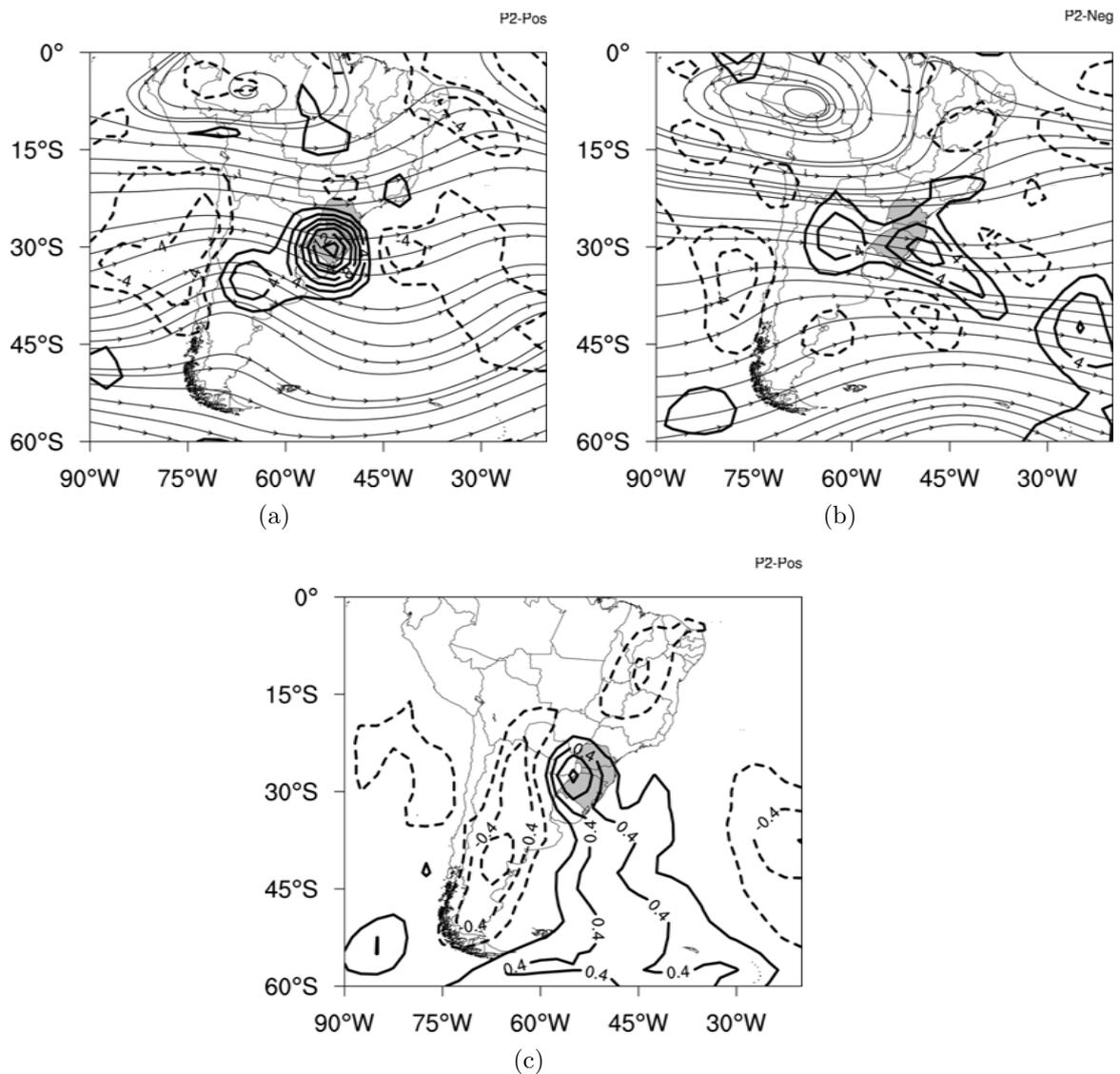


Figura 4.10 - Compostos de DIV em 250 hPa para os casos positivos e negativos (a, b) e de ADVT em 850 hPa (c), para os casos positivos do padrão 2 (c).

É importante lembrar que estes compostos são construídos por 21 casos de chuva intensa. É comum em composições de (vários) casos surgirem campos atmosféricos

com centros alongados de pressão em superfície, bem como em outras variáveis atmosféricas. Isso deve-se, na maioria das vezes, a variações nas posições destes centros de um caso a outro. Em alguns compostos aqui mostrados é possível ver tais alongamentos, especialmente, nos campos de convergência do fluxo de umidade e divergência do escoamento em altos níveis. Este aspecto dos compostos para os casos positivos do padrão 2 chama a atenção, que mostram intensas e concentradas convergência do fluxo de umidade em baixos níveis e divergência do escoamento em altos níveis. Isto também é evidenciado pelo campo de omega em níveis médios. Em suma, estes compostos mostram que o local (a Região Sul) onde se concentram estas variáveis é, realmente, o local onde os ingredientes para a convecção profunda e, portanto, à chuvas intensas, são esperados.

Foi mencionado acima a similaridade entre os compostos, que apresentam a atuação direta de um ciclone extratropical a sudoeste (positivos) ou a sudeste (negativos) do continente, com um centro de baixa pressão sobre o continente (positivos e negativos). Entretanto, um dos compostos se diferencia dos demais por apresentar um centro de alta pressão a sudeste da Região Sul: os compostos para os casos negativamente correlacionados com o terceiro padrão (Figura 4.11). Em comum com os demais compostos de PNMM somente o centro de baixa pressão sobre o nordeste da Argentina.

Na média troposfera, um cavado com uma orientação sudoeste-nordeste, diferente do comumente observado nos demais compostos (com orientação noroeste-sudeste), advecta vorticidade relativa negativa sobre o norte da Argentina e oeste da Região Sul (Figura 4.11(a)). Esta advecção de vorticidade, juntamente com a advecção quente em baixos níveis são responsáveis pelo movimento ascendente sobre o nordeste argentino e Região Sul, resultando na ciclogênese em superfície observada na Figura 4.11(b). Aliado a isto, tem-se intensas convergência do fluxo de umidade sobre toda a Região Sul e divergência do escoamento em altos níveis sobre estas duas áreas, mas muito mais intensa sobre o norte de Argentina.

Este cavado em níveis médios proporciona maiores condições à instabilidade a leste da Cordilheira dos Andes, sobre o norte-nordeste da Argentina. Cavados na média troposfera indicam a presença de temperaturas mais baixas que o normal neste nível, ao contrário, cristas indicam a presença de temperaturas mais altas que o normal. A união de ar mais frio em níveis médios com ar quente e úmido em baixos níveis (Figuras 4.11(c) e 4.11(d)) produz maior instabilidade termodinâmica que em

situações onde se observa cavados com inclinação mais comum (noroeste-sudeste). McDonald (1976) e Glickman et al. (1977) identificaram a relação destes cavados com tempo severo e chuvas intensas nos Estados Unidos, que apresentam orientação noroeste-sudeste, diferente da orientação normalmente observada, sudoeste-nordeste.

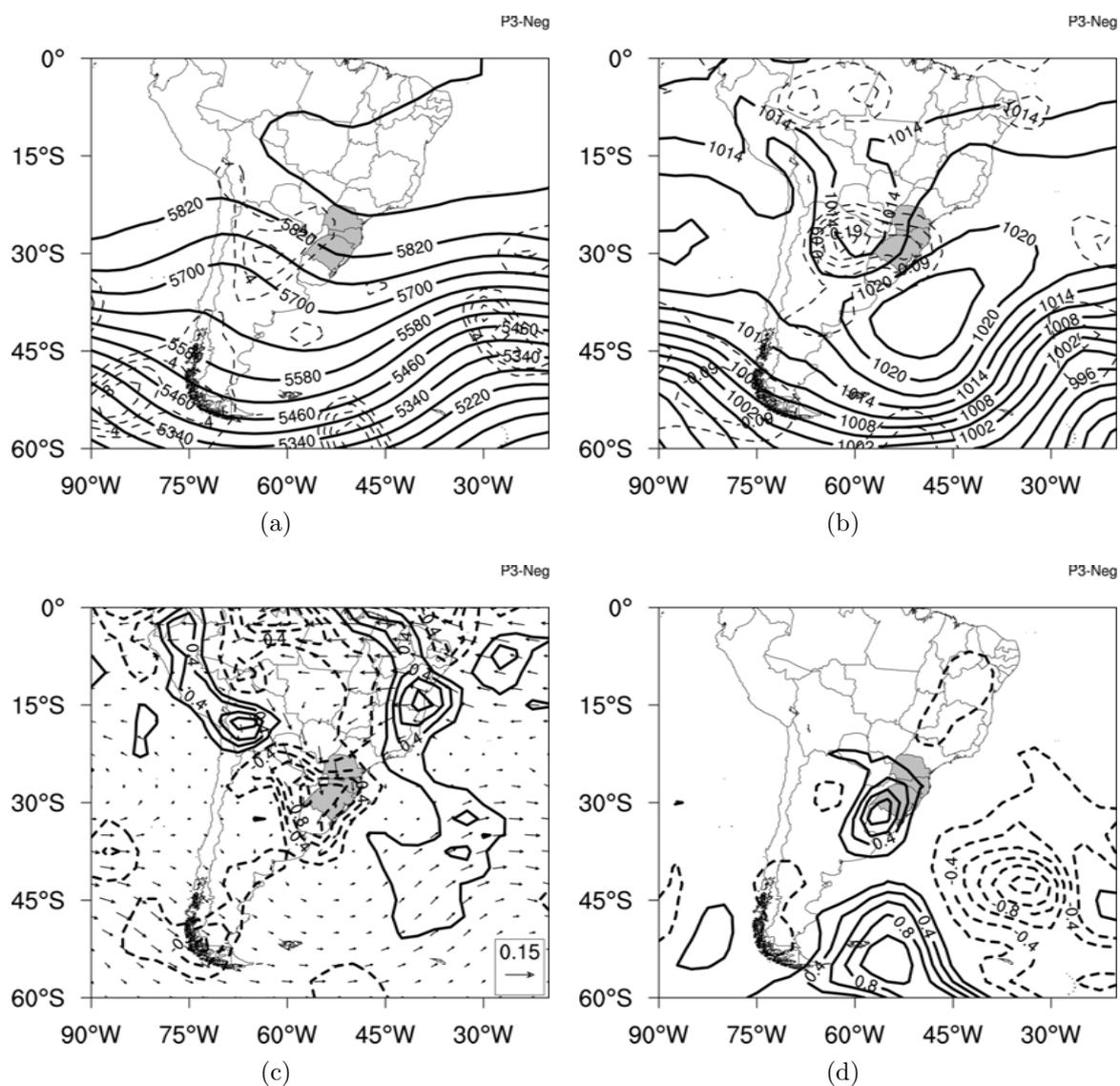


Figura 4.11 - Compostos de Z e advecção de vorticidade relativa em 500 hPa (a), PNMM e omega em 500 hPa (b), DFU e TU em 850 hPa (c) e DIV em 250 hPa (d) para os casos negativos do terceiro padrão.

Na análise de agrupamento apresentada no capítulo anterior foram identificados 4 grupos de estações pluviométricas. Em apenas 3 casos selecionados para os compos-

tos para a Região Sul foram registradas chuvas em 3 ou mais grupos de estações acima do quantil de 99% climatológico, ou seja, apenas 3 casos apresentaram chuvas intensas generalizadas por toda a região. Estes 3 casos estão relacionados com os compostos dos casos positivos para o padrão 2 e dos casos negativos para o terceiro padrão.

No caso ocorrido em 18 de março de 1998, a chuva registrada superou os quantis de 99% climatológicos ($G1=25,91 \text{ mm dia}^{-1}$; $G2=37,52 \text{ mm dia}^{-1}$; $G3=27,29 \text{ mm dia}^{-1}$ e $G4=39,24 \text{ mm dia}^{-1}$) dos quatro grupos, tendo sido registradas chuvas médias superiores a 40 mm dia^{-1} nos grupos G1, G2 e G4 e superior a 30 mm dia^{-1} no grupo G3. Em 12 de maio de 1994, as chuvas superaram os quantis extremos climatológicos ($G1=42,86 \text{ mm dia}^{-1}$; $G2=40,57 \text{ mm dia}^{-1}$; $G3=40,02 \text{ mm dia}^{-1}$ e $G4=46,47 \text{ mm dia}^{-1}$) de 3 grupos, com chuvas superiores a 40 mm dia^{-1} nos grupos G1, G2 e G3, sendo que no grupo de estações localizado sobre o Vale do Rio Itajaí (G2) foi registrada chuva superior a 80 mm dia^{-1} . Estes casos estão associados com os compostos dos casos negativos do terceiro padrão.

O caso associado com os compostos dos casos positivos do segundo padrão, ocorrido em 1º de outubro de 2001, também foi responsável por chuvas intensas generalizadas na Região Sul. Em três dos quatro grupos de estações (G1, G2 e G3) a chuva superou os quantis extremos climatológicos obtidos para o mês de outubro ($G1=35,70 \text{ mm dia}^{-1}$; $G2=44,11 \text{ mm dia}^{-1}$; $G3=36,66 \text{ mm dia}^{-1}$ e $G4=46,65 \text{ mm dia}^{-1}$). Nos grupos G2 e G3, chuvas médias superiores a 90 mm dia^{-1} foram registradas.

Seguindo o mesmo método usado para avaliar os ambientes descritos pelos compostos para a Região Sudeste, pode-se perceber que as chuvas intensas ocorridas no Sul do Brasil estão, sem exceção, associadas a forte forçante de escala sinótica, ou seja, os importantes processos desta escala, descritos pela teoria quase-geostrófica, permitem o substancial condicionamento do ambiente à convecção profunda. Observa-se advecções de vorticidade negativa em médios níveis a oeste da Região Sul, sobre o norte-nordeste da Argentina, e forte advecção térmica positiva em baixos níveis sobre toda a região (no Sudeste não foram observadas advecção de vorticidade próximo à região e advecção de ar quente sobre a região).

Assim, pode-se concluir que a escala sinótica consegue reunir dois dos principais ingredientes à convecção profunda: umidade e instabilidade e ainda consegue condicionar o ambiente ao terceiro, e também importante, ingrediente, o levantamento.

Entretanto, como advertido por [Doswell \(1987\)](#), deve ser levado em conta a dificuldade dos processos de grande escala servirem como processos disparadores. Segundo o autor, tais processos normalmente estão ligados a escalas inferiores, em especial, a mesoescala.

Tendo em vista os compostos apresentados na [Figura 4.11](#), o ambiente sinótico associado a estes casos pode fornecer maiores condições para intensos e duradouros sistemas convectivos uma vez que descreve um ambiente mais termodinamicamente instável devido à presença de ar mais frio em níveis médios e ar mais quente em baixos níveis que os demais ambientes apresentados pelos compostos.

Outro ambiente que merece destaque é aquele relacionado com os casos positivos do padrão 2, descrito acima. Tais ambientes também podem estar relacionados com SCM mais duradouros. [Anabor et al. \(2008\)](#) descreveram o ambiente sinótico associado a uma classe especial destes sistemas, SCM com tempos de vida entre 18 e 70 horas que se propagam no sentido contrário ao do escoamento na camada atmosférica onde se desenvolvem. O ambiente sinótico descrito por [Anabor et al. \(2008\)](#) no início da formação destes SCM (sua [Figura 9](#), página 3098) é bastante similar àquele dos compostos dos casos positivos do padrão 2, que mostra um centro alongado de baixa pressão a leste da Cordilheira dos Andes (posição geográfica da baixa do noroeste argentino, descrito por [Seluchi et al. \(2003\)](#)), também observada nos outros compostos, e um intenso centro de alta pressão sobre o Atlântico Sul, a leste da Região Sul. CAPE médio de 1262 J kg^{-1} foi observado pelos autores no início dos SCM.

O JBNAS é um fator presente em todos os compostos, fornecendo os principais combustíveis às chuvas intensas no Sul do Brasil: umidade e calor (evidenciados pelas fortes convergência do fluxo de umidade e advecção quente). [Velasco e Fritsch \(1987\)](#), [Salio et al. \(2007\)](#) e [Anabor et al. \(2008\)](#), por exemplo, mostraram a importância deste escoamento de sul aos SCM que se formam na região da bacia do Rio da Prata.

4.5 O ambiente convectivo do ponto de vista sinótico

Na seção anterior os ambientes de escala sinótica associados aos casos de chuva intensa no Sul e no Sudeste do Brasil foram mostrados. Por meio dos compostos destes casos é possível ver como a grande escala condiciona a atmosfera para a ocorrência de fortes chuvas.

Em ambas regiões, em termos gerais, as chuvas intensas estão associadas a forte convergência do fluxo de umidade em baixos níveis, forte divergência do escoamento nos altos níveis da troposfera, cavado em níveis médios e em superfície. Esta configuração é mais comum às chuvas intensas ocorridas no Sul do Brasil. No Sudeste, ambientes mais sutis também estão associados a chuvas intensas. Nestas situações, a ausência de advecção quente próximo à superfície e de advecção de vorticidade relativa em níveis médios, por exemplo, mostram, apesar da existência de movimento ascendente sobre a região, que estes processos sinóticos não conseguem explicar a ocorrência de chuvas intensas.

Em qualquer um dos ambientes (com forte ou fraca forçante sinótica) é complicado pensar no movimento ascendente produzido pelos processos de escala sinótica como um agente disparador de convecção, especialmente, por causa da baixa velocidade deste movimento (ordem de cm s^{-1}). Conseqüentemente, pode-se assumir que os processos disparadores de convecção profunda se encontram na mesoescala (DOSWELL, 1987). Obviamente, tais processos não podem ser capturados por dados com resoluções espaciais como aquelas da Reanálise II, muito grosseiras para tal propósito. Mesmo assim, é possível obter uma visualização do potencial para tempestades severas, normalmente associadas a chuvas intensas, a partir destes dados. Um exemplo disto é o estudo de Brooks et al. (2003), que identificou vários locais no globo propícios à tempestades severas por meio do cálculo de parâmetros termodinâmicos e cinemáticos a partir da Reanálise I. Na América do Sul, o norte da Argentina e o Sul do Brasil foram identificados como locais favoráveis à ocorrência de tempestades severas e de tornados.

Assim, o condicionamento da atmosfera nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil a eventos severos pelo ambiente de grande escala é investigado. Investigações deste tipo, normalmente, fazem o uso de alguns parâmetros termodinâmicos e cinemáticos que tentam descrever este condicionamento. Os Índices Showalter (SHOWALTER, 1953), de Levantamento (GALWAY, 1956) e K (GEORGE, 1960), por exemplo, são ferramentas comuns nesta tarefa. No entanto, como enfatizado por Doswell (1987), estes índices são deficientes na descrição das estruturas termodinâmicas envolvidas e dos processos envolvidos nas modificações de umidade e taxa de variação vertical de temperatura. Estas deficiências devem-se ao fato destes índices utilizarem informações em níveis pré-estabelecidos, que podem levar a conclusões erradas a respeito da possibilidade de tempo severo e de não levarem em conta processos que levam à

intensificação ou desintensificação do potencial convectivo (modificações nas distribuições de umidade e da variação vertical de temperatura).

Levando estas considerações em conta, o potencial para tempestades severas, e consequentemente para chuvas intensas, indicado pelo ambiente de grande escala é descrito por meio da energia potencial convectiva disponível (CAPE, em inglês) e inibição convectiva (CIN, em inglês), conforme definido por Colman (1990), e pelo Denominador do Número de Richardson Volumétrico (DNRV), que leva em conta o cisalhamento vertical na camada atmosférica entre 500 m e 6000 m de altura, conforme definido em Stensrud et al. (1997). Estes parâmetros são brevemente descritos a seguir: a CAPE é dada por

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{\theta_v(z) - \overline{\theta}_v(z)}{\overline{\theta}_v(z)} dz \quad (4.1)$$

sendo o NCE o Nível de Convecção Espontânea e NE o Nível de Equilíbrio. θ_v é a temperatura potencial virtual da parcela de ar e $\overline{\theta}_v$ é a temperatura potencial virtual do ambiente. A equação para a CIN é idêntica a Equação 4.1, mas com os limites superior e inferior da integração definidos no NCE e na superfície, respectivamente. CAPE e CIN têm unidades físicas de $J kg^{-1}$ e são calculadas apenas para a parcela com a maior temperatura potencial equivalente na coluna atmosférica analisada. Por parcela entende-se uma parcela com 500 m de profundidade (que é procurada dentro dos primeiros 3000 m acima do solo), cujas temperatura e umidade são definidas pela média destas quantidades nesta profundidade.

A CAPE e a CIN permitem uma visualização da instabilidade termodinâmica existente em uma determinada região. Inclusive, a sua evolução temporal pode mostrar como os movimentos de escala sinótica colaboram ao condicionamento do ambiente à convecção. Valores de CAPE entre 1000 e 2500 $J kg^{-1}$ são considerados altos; valores superiores a 2500 $J kg^{-1}$ estão associados a instabilidade acentuada enquanto valores superiores a 4000 $J kg^{-1}$ indicam instabilidade extrema (NASCIMENTO, 2005). Já a CIN varia entre 0 e 50 $J kg^{-1}$, sendo considerada alta quando superior a 100 $J kg^{-1}$, indicando forte inibição convectiva.

O DNRV, por sua vez, é dado pela seguinte relação:

$$DNRV = \frac{1}{2}(\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \quad (4.2)$$

na qual \bar{u} e \bar{v} são as componentes do vento da diferença entre o vento médio nos primeiros 6000 m, ponderados pela densidade do ar, e o vento médio nos primeiros 500 m acima da superfície. Os valores de DNRV têm unidades de $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$.

O DNRV pode indicar situações nas quais supercélulas podem se desenvolver, pois este tipo de tempestade está diretamente ligado à interação da convecção com o cisalhamento atmosférico (DOSWELL; BOSART, 2001). Stensrud et al. (1997) mostraram que ambientes com valores de DNRV entre 40 e 100 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ são propícios à tempestades severas com rotação em baixos níveis, ou seja, situações propícias a formação de tornados. Já os ambientes com valores de DNRV abaixo, mas próximos de 40 $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ seriam propícios ao desenvolvimento de tempestades dominadas por efluxos, frequentemente associadas à ocorrência de rajadas de ventos em superfície.

Estes três parâmetros foram calculados a partir dos dados da R2 em pontos próximos ao centro dos grupos de estações pluviométricas identificados no Capítulo 3 e mostrados na Figura 3.1 por triângulos abertos.

4.5.1 Variação Temporal dos Parâmetros de Tempestade Severa

A Figura 4.12 mostra a variação temporal de CAPE e DNRV, nas áreas dos grupos de estações da Região Sudeste, para os casos positivos e negativos do padrão 1 desde 24 horas antes do início do evento até 12 horas após o término do período do acúmulo de 24 horas de chuva.

É clara a forte variação diurna da CAPE (Figuras 4.12(a) e 4.12(b)), com máximos às 18 UTC e mínimo às 06 UTC, em praticamente todos os grupos de estações para ambos conjuntos de casos associados ao padrão 1. Há diferenças nas magnitudes obtidas para as áreas, com valores menores para os grupos 2 e 3. Ainda, na área do grupo de estações localizado no leste de São Paulo, observa-se um comportamento diferenciado na variação da CAPE para os casos positivos. Nestes casos há um aumento deste parâmetro a partir do início do período de acúmulo de chuva (tempo 0 na Figura 4.12(a)). Entretanto, os valores são baixos, inferiores a 1000 J kg^{-1} , mesmo depois deste aumento.

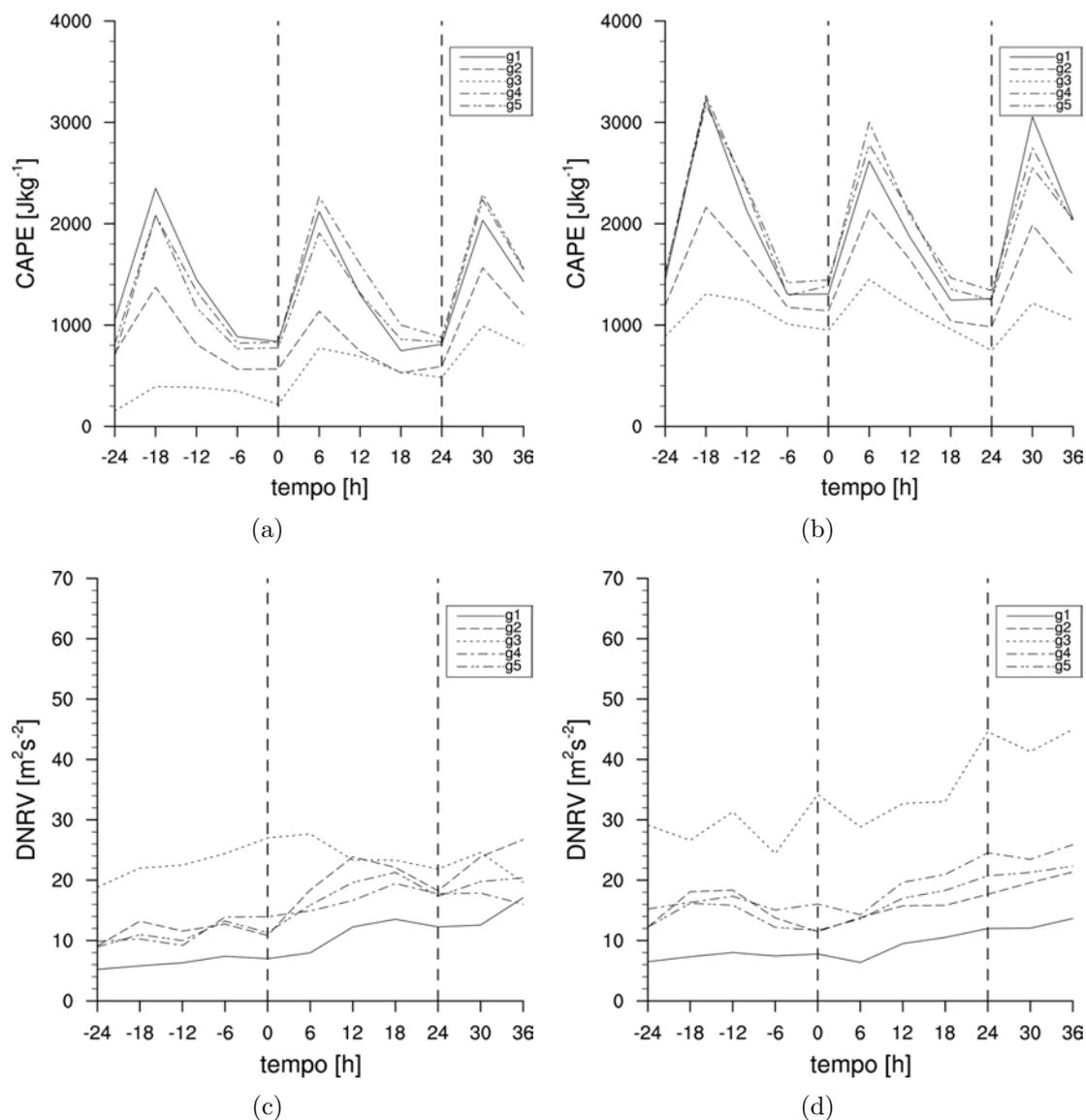


Figura 4.12 - Variação temporal de CAPE (a, b) e DNRV (c, d) para os casos correlacionados com o primeiro padrão de escala sinótica associado às chuvas intensas no Sudeste. As figuras do lado esquerdo referem-se aos casos positivos enquanto que aquelas do lado direito aos casos negativos. As linhas tracejadas verticais delimitam o período de 24 horas de acúmulo de chuva. As unidades físicas são apresentadas nas próprias figuras.

A inibição convectiva (figuras não mostradas) apresenta baixos valores, inferiores a 40 J kg^{-1} , em todas as áreas, sem apresentar importantes variações durante o intervalo de tempo analisado. Apenas nos casos negativos e na área do grupo 3 a CIN tem uma variação interessante: valores médios próximos a 50 J kg^{-1} até o início

da chuva e posterior diminuição, durante a ocorrência da chuva, para valores médios próximos a 10 J kg^{-1} .

O cisalhamento médio entre 6000 e 500 m, portanto, na metade inferior da troposfera, apresenta um comportamento distinto daquele observado na variação temporal da CAPE (Figuras 4.12(c) e 4.12(d)). Este parâmetro mostra um aumento a partir do início da ocorrência da chuva nas áreas de todos os grupos de estações. Nos casos positivos e exceto para a área do grupo 3, o cisalhamento praticamente dobra de valor, de aproximadamente $10 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ para aproximadamente $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. No grupo 3, o cisalhamento não apresenta mudança importante, permanecendo quase constante durante o intervalo de tempo analisado. Nos casos negativos, a variação temporal deste parâmetro é similar, apresentando aumento durante o acúmulo de chuva. Todavia, os valores observados na área do grupo 3 são bem superiores aqueles observados nos demais grupos e nos casos positivos. Nesta área os valores médios próximos de $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ elevam-se até valores de aproximadamente $45 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ no final do intervalo de 24 horas do acúmulo de chuva.

Assim, pelo exposto acima, os ambientes convectivos determinados pelas informações de grande escala podem ser descritos como ambientes com alto potencial para convecção profunda por apresentarem máximos de CAPE superiores a 2000 J kg^{-1} , exceto para os casos positivos causadores de chuvas intensas na área determinada pelas estações do grupo 3, que apresentam valores inferiores. A baixa magnitude do cisalhamento médio do vento na metade inferior da troposfera também é uma característica destes ambientes convectivos providos pelos casos associados ao primeiro padrão de escala sinótica.

A exceção fica para o ambiente convectivo observado no grupo 3, nos casos negativos. Nesta área, há, concomitantemente, valores altos de CAPE, superiores a 1000 J kg^{-1} , mostrando boa susceptibilidade à convecção devido à instabilidade termodinâmica presente, valores moderados de CIN, próximos de 50 J kg^{-1} , indicando a existência de uma certa resistência à convecção (pelo menos, bem superior à observada nas demais áreas e para ambos conjuntos de casos) e DNRV com importante elevação de magnitudes, de valores próximos a $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ a valores superiores a $40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

As chuvas intensas ocorridas nos ambientes associados aos casos do padrão 1, exceto aquelas ocorridas no leste de São Paulo (grupo 3) nos casos negativos, estariam associadas a tempestades com intensa convecção, devido aos altos valores de CAPE,

mas com curta duração, devido ao baixo cisalhamento do vento. Já as chuvas ocorridas na parte leste de São Paulo causadas pelos casos negativos do primeiro padrão seriam causadas por tempestades com moderada convecção, mas que teriam duração mais prolongadas, devido aos maiores valores de cisalhamento vertical do vento.

O cisalhamento vertical do vento tem papel importante na determinação do tipo de tempestade mais provável de ocorrer. Todos os outros parâmetros sendo iguais, em ambientes com baixo DNRV as tempestades teriam um aspecto vertical mais ereto, no qual as correntes descendentes atuam diretamente contra as correntes ascendentes. Esta “disputa” acabaria na eliminação ou diminuição substancial da alimentação da tempestade, ou seja, da entrada umidade e calor, especialmente, da primeira. Ao contrário, num ambiente com cisalhamento vertical importante, as correntes ascendentes e descendentes de uma tempestade atuam “defasadas” e elas não interfeririam diretamente uma na outra. O resultado: contínua alimentação da tempestade pela corrente ascendente, que fornece calor e umidade, e possível formação de outras células de tempestade por meio da interação da corrente descendente com o ambiente em torno desta.

Ainda mais, estes ambientes médios não seriam propícios, segundo [Stensrud et al. \(1997\)](#), à formação de tornados, uma vez que os valores de DNRV são, na grande maioria dos casos, inferiores a $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ e as tempestades seriam dominadas por efluxos, especialmente, aquelas associadas formadas no leste de São Paulo, nos casos negativos. Estes efluxos podem produzir fortes ventos em superfície.

Para os demais padrões, não são observadas diferenças importantes em relação ao ambiente termodinâmico e cinemático descrito para o primeiro padrão (figuras não mostradas). Portanto, as conclusões acima apresentadas podem ser estendidas aos demais casos de chuva intensa ocorridos no Sudeste. Todavia, a exceção observada no ambiente convectivo dos casos negativos do padrão 1 não é observada nos demais padrões.

A Figura 4.13 mostra as mesmas informações apresentadas pela Figura 4.12, mas para os casos associados ao primeiro padrão de escala sinótica para a Região Sul. Como observado na Região Sudeste, a CAPE apresenta grande oscilação diurna, mas com valores inferiores no intervalo de tempo anterior à chuva (Figuras 4.13(a) e 4.13(b)). No Sul do Brasil, entretanto, há um aumento mais claro da CAPE do intervalo pré-chuva ao intervalo em que ocorreu a chuva intensa nas áreas dos gru-

pos 1, 3 e 4, mais importante nos casos positivos. Nos casos negativos, a CAPE não sofre grandes modificações entre estes intervalos. A CAPE na área do Vale do Itajaí (grupo de estações 2) possui, além de baixos valores, pequena variação temporal, apresentando um ambiente não muito propício à convecção, do ponto de vista termodinâmico.

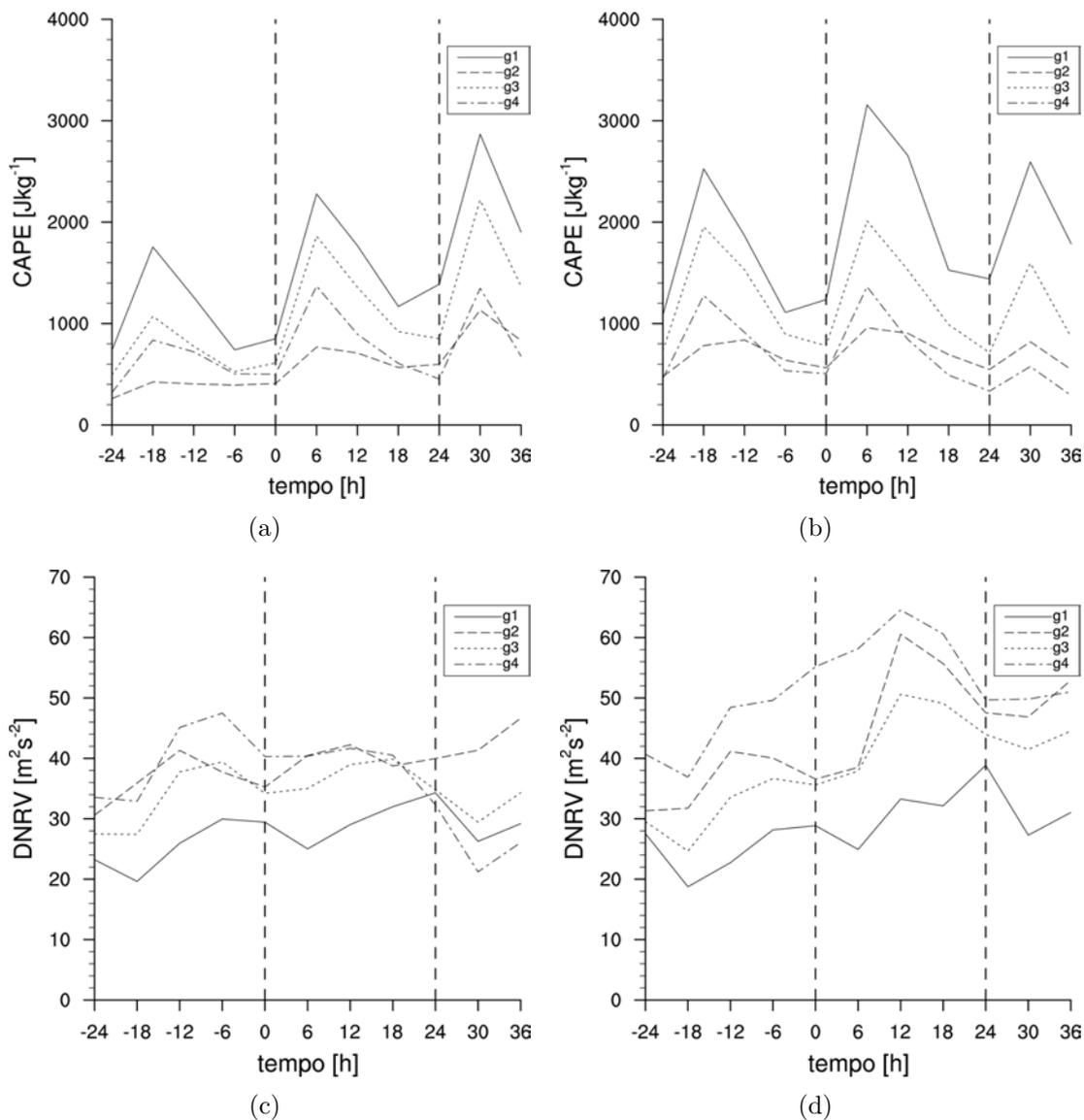


Figura 4.13 - Idem a Figura 4.12, mas para a Região Sul do Brasil.

Comparando seus valores nos grupos 1, 3 e 4 pode-se observar uma diminuição da CAPE em função do aumento da latitude, concordando com os resultados de

Riemann-Campe et al. (2009) que mostrou esta relação inversa nos valores climatológicos da CAPE em todo o globo que está diretamente ligada às temperaturas mais altas próximo à superfície nas áreas mais próximas ao equador, apesar da CAPE calculada neste estudo não ser baseada em uma parcela de ar originada na superfície.

Similarmente ao observado no Sudeste, a inibição convectiva é, em geral, fraca e não apresenta variações temporais significativas antes e durante a ocorrência da chuva intensa.

As chuvas intensas registradas no Sul do Brasil estão associadas a ambientes com maior cisalhamento vertical do vento, comparado àqueles do Sudeste. Em todas as áreas, valores superiores a $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ são observados. Além disso, forte aumento do DNRV durante a ocorrência da chuva intensa também é observado, particularmente, para os casos negativos (Figura 4.13(d)). As diferenças no cisalhamento vertical do vento entre os casos positivos e negativos está associado aos ventos mais intensos na media troposfera observados nos casos negativos, evidenciado pelo maior gradiente de altura geopotencial (não mostrado), uma vez que nos níveis mais baixos da troposfera, os ventos têm intensidade e direção similares em ambos conjuntos de casos (não mostrado).

Pode-se perceber, assim como com a CAPE, uma certa relação entre a intensidade do cisalhamento vertical do vento (DNRV) com a latitude, mas com uma relação direta, ou seja, o DNRV tende a ser mais elevado em locais mais afastados do equador, especialmente, nas regiões próximas às correntes de jato. No caso do Hemisfério Sul, o cisalhamento aumenta com a latitude mais rapidamente durante o inverno, devido à existência da corrente de jato subtropical, tendo um máximo climatológico próximo dos 30°S e mais lentamente durante o verão, devido à corrente de jato polar, mas com máximo climatológico mais ao sul, próximo a 50°S (BLUESTEIN, 1993). Esta relação DNRV x latitude também pode ser observada no Sudeste, mas com diferenças muito menores.

No Sul, como pode ser observado, as chuvas intensas estão associadas a ambientes termodinâmicos tão intensos quanto àqueles observados no Sudeste, mas com diferença importante: o aumento da instabilidade do período pré-chuva para o período no qual ocorreu a chuva intensa. Isto mostra que o ambiente de escala sinótica, em função dos compostos apresentados na seção anterior, pode colaborar substancialmente para o aumento da suscetibilidade da atmosfera à convecção (por meio da

advecção de calor e umidade, especialmente, de calor, que não foi observado no Sudeste). O cisalhamento vertical do vento apresenta valores importantes, superiores ou próximos a $40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ próximo ao momento de máxima instabilidade convectiva. Nas situações onde os valores de DNRV são bem superiores a $40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, particularmente nos casos negativos, os ambientes atmosféricos proporcionariam condições maiores à ocorrência de tornados. Esta suscetibilidade seria maior nas áreas dos grupos 3 e 4, onde os maiores valores de DNRV são observados. Este resultado concorda com aqueles obtidos por Brooks et al. (2003), que identificaram a Região Sul do Brasil como uma das regiões do globo cuja atmosfera favoreceria a ocorrência de tornados. Nascimento (2005) mostra as ocorrências de tornados em Santa Catarina, que tiveram maior número nas regiões abrangidas pela área do grupo de estações 3.

4.5.2 Relação dos parâmetros de tempestade severa com a chuva intensa

Por meio da análise da variação dos parâmetros de tempestade severa apresentada acima, no Sul e Sudeste do Brasil, pode-se concluir que as chuvas intensas estão associadas a ambientes termodinâmicos e cinemáticos que indicam uma alta possibilidade para convecção profunda. Une-se a isto a convergência do fluxo de umidade sobre o Sul (mais a forte advecção quente nesta região) e Sudeste observado nos compostos tem-se as condições necessárias à ocorrência de chuvas intensas nestas regiões.

A diferença principal entre os ambientes observados nestas duas regiões encontra-se no cisalhamento vertical do vento, maior nos casos ocorridos do Sul. Como consequência disto, no Sudeste, pode-se especular que a chuva intensa estaria associada a tempestades com intensa convecção, mas de curta duração, devida ao baixo cisalhamento vertical do vento. Ao contrário, no Sul, a chuva intensa também estaria associada a tempestades com intensa convecção, mas com durações maiores visto que nestas tempestades o maior cisalhamento vertical do vento evitaria um fim prematuro destas tempestades, relacionadas às posições das correntes ascendentes e descendentes.

Todavia, uma dúvida surge após a análise anterior da variação temporal destes parâmetros: os ambientes favoráveis à convecção profunda observados nas Regiões Sul e Sudeste, especialmente indicados pelos altos valores de CAPE, resultariam em chuvas intensas? Com o intuito de se visualizar tal relação, diagramas de dispersão entre a chuva observada nos grupos de estações pluviométricas e os parâmetros

CAPE, CIN e DNRV foram obtidos. A Figura 4.14 mostra alguns destes diagramas de dispersão que apresentam esta relação nos grupos 1 e 3 da Região Sudeste.

Fica claro destes diagramas a ausência de uma relação forte entre os parâmetros CAPE e DNRV com as quantidades máximas de chuva registradas nos casos de chuva intensa no Sudeste. No grupo 1, pode-se observar chuvas máximas superiores a 120 mm dia^{-1} em ambientes convectivos totalmente diferentes, tanto com valores de CAPE inferiores a 2000 J kg^{-1} quanto com valores superiores a 4000 J kg^{-1} (Figura 4.14(a)). Esta situação não é tão crítica à tarefa de se indicar uma possibilidade de tempestade severa com chuvas intensas, pois em ambas situações, a energia disponível à convecção é considerada alta, mas torna-se muito complicada quando chuvas máximas inferiores a 30 mm dia^{-1} também estão associadas a CAPE superiores a 4000 J kg^{-1} . A relação CAPE versus chuva intensa fica mais complicada no grupo 3 (Figura 4.14(b)), onde as chuvas mais intensas não parecem depender da energia disponível à convecção. Nos demais grupos (não mostrado), a relação da chuva com a CAPE é similar àquela do grupo 1.

Já o cisalhamento vertical do vento não apresenta qualquer relação com a intensidade da chuva observada. No grupo 1 (Figura 4.14(c)), os valores de DNRV ficam, quase que em todos os casos, abaixo de $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, independente da intensidade da chuva observada. No grupo 3 (Figura 4.14(d)), há casos com chuvas de 90 mm dia^{-1} associados tanto com DNRV nulo quanto com DNRV superiores a $50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

A inibição convectiva também apresenta uma relação complicada com a chuva, mas aparenta ter uma relação inversa substancial com a chuva máxima em alguns grupos. No grupo 1 (Figura 4.14(e)), esta relação inversa pode ser percebida, apesar de não ser unanimemente seguida por todos os casos. Mesmo assim, pode-se ver que os casos mais extremos estiveram associados com baixos valores de CIN. O mesmo não ocorre no grupo 3 (Figura 4.14(f)), onde casos com chuvas extremas estiveram associados tanto com ambientes fortemente inibidores à convecção ($\text{CIN} > 100 \text{ J kg}^{-1}$), quanto com ambientes facilmente suscetíveis à convecção ($\text{CIN} \sim 0 \text{ J kg}^{-1}$).

No Sul do Brasil, similares conclusões podem ser obtidas sobre as relações entre os parâmetros e a chuva intensa, como mostram os diagramas de dispersão apresentados na Figura 4.15.

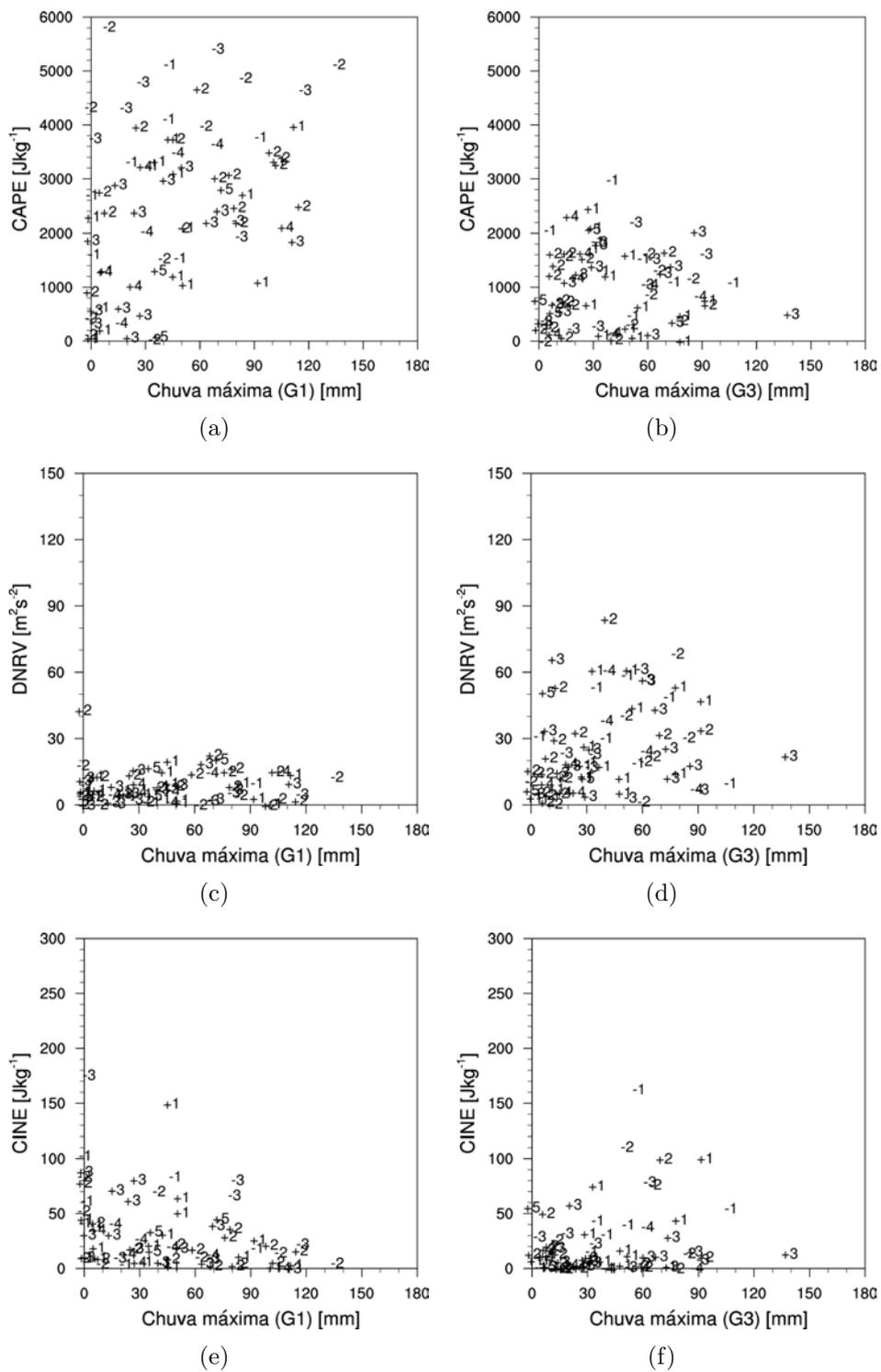


Figura 4.14 - Diagramas de dispersão entre os parâmetros CAPE (a, b), DNRV (c, d) e CIN (e, f) com a chuva máxima observada nos grupos 1 e 3 da Região Sudeste.

A maior diferença entre estes diagramas e aqueles para o Sudeste está nos valores associados ao cisalhamento vertical do vento, maiores no Sul do Brasil; já observados na análise da variação temporal do DNRV.

O fato da chuva observada ter sido acumulada em 24 horas dificulta uma análise mais conclusiva a respeito da relação destes parâmetros com as chuvas intensas ocorridas nestas duas regiões brasileiras. Chuvas consideradas menos intensas, como por exemplo 30 mm num único dia, se ocorrerem em intervalos de alguns minutos a 1 hora podem acarretar tantos problemas quanto uma chuva de 100 mm registrada uniformemente ao longo de 24 horas, especialmente em regiões de terreno acidentado como, por exemplo, as regiões do Vale do Rio Itajaí (grupo 2 da Região Sul) e da Serra do Mar (grupo 3 da Região Sudeste).

[Monkam \(2002\)](#), também usando os dados do projeto Reanálise, mas da R1, mostrou que há pequena (mas significativa) correlação entre a CAPE e a chuva na África Central e Ocidental apenas um dia antes da sua ocorrência, que evidencia o pequeno potencial deste parâmetro como precursor da chuva. Ainda mais, o autor enfatiza que as correlações significativas não indicam que a chuva e a CAPE serão elevados.

No caso do cisalhamento vertical do vento original, aqui representado pelo DNRV, esta dificuldade aumenta ainda mais, principalmente, porque quando tais parâmetros são aplicados a situações reais, apresentam relações um tanto dispersas ([JOHNSON; MAPES, 2001](#)). Ambientes com cisalhamento vertical do vento significativo podem atuar de duas maneiras distintas: (i) contra a produção de altas taxas de precipitação, devido às maiores taxas de entranhamento e (ii) ao maior transporte de água para a áreas afastadas da tempestade. Ambos processos acabariam resultando numa menor eficiência de precipitação. Entretanto, o cisalhamento pode aumentar os influxos de ar quente e úmido na tempestade, aumentando o seu tempo de vida e proporcionando maiores quantidades de precipitação que aquelas registradas em ambientes com baixo cisalhamento, mesmo com reduzidas taxas de eficiência de precipitação ([COTTON; ANTHES, 1989](#)).

Mesmo assim, grande parte dos casos de chuva intensa nas duas regiões ocorreram em situações com fraca a moderado cisalhamento vertical do vento, com DNRV inferior a $40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-1}$. Similar resultado foi encontrado por [Maddox et al. \(1979\)](#), cujos casos de chuva intensas causadores de enchentes repentinas apresentaram, apesar de sua separação em diferentes classes, similar condição do cisalhamento vertical.

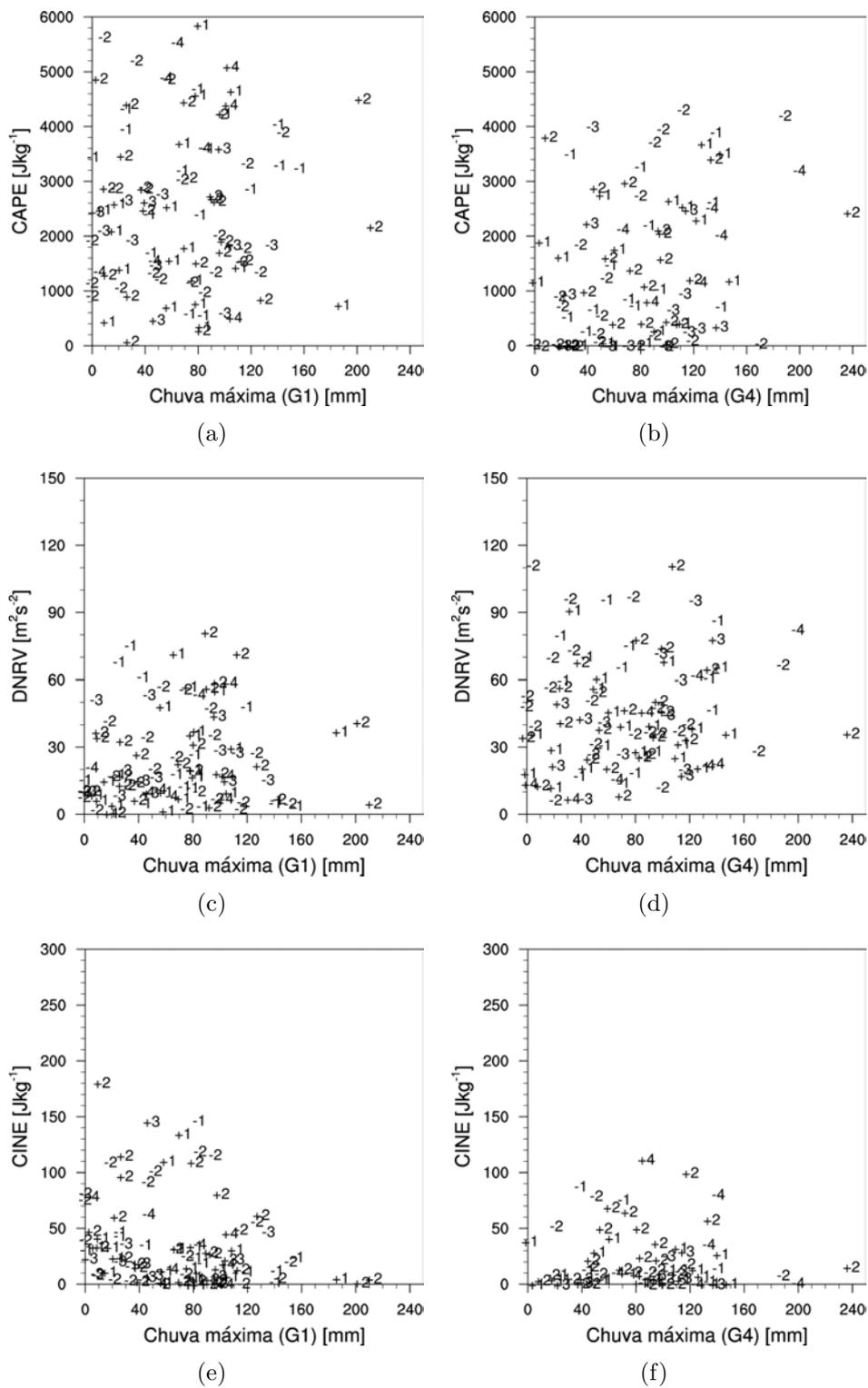


Figura 4.15 - Idem a Figura 4.14, mas para os grupos 1 e 4 da Região Sul.

Como alertado por Nascimento (2005), não há “números mágicos” para a previsão de eventos convectivos severos, especialmente aqueles responsáveis por chuvas intensas, principalmente, por não levarem em conta os importantes processos de iniciação convectiva.

Os resultados aqui apresentados mostram este aspecto ou dificuldade em relacionar-se as magnitudes destes parâmetros com a quantidade da chuva registrada nos eventos ocorridos nestes ambientes. Ainda ressaltado por Nascimento (2005), esta dificuldade evidencia ainda mais a importância da intervenção do Meteorologista em prognósticos de tempo severo obtidos em função de tais parâmetros. O julgamento subjetivo destes profissionais são de grande valia para a identificação das formas de iniciação convectiva em regiões com alto potencial para convecção úmida e profunda. Assim, a utilização conjunta dos padrões de grande escala aqui apresentados com o potencial convectivo mostrado pelos parâmetros termodinâmicos e dinâmicos pode ser valiosa na previsão desta classe de fenômenos atmosféricos.

Os diagramas de dispersão aqui mostrados foram obtidos para os ambientes atmosféricos capturados dentro do intervalo de ocorrência da chuva intensa. Estes diagramas também foram gerados para o período anterior à ocorrência da chuva intensa, ou seja, um dia antes (não mostrados) e não apresentaram mudanças significativas. Em outras palavras, além da indicação de um ambiente favorável à convecção profunda não, necessariamente, resultar em intensas chuvas, estes parâmetros ainda não se mostram como bom precursores da ocorrência da chuva intensa.

Finalmente, as avaliações e conclusões obtidas neste capítulo apenas mostram como os diferentes ambientes de escala sinótica favorecem à ocorrência de chuva intensa nas Regiões Sudeste e Sul do Brasil. Como pode ser visto, o favorecimento à convecção profunda e úmida não necessariamente resulta em eventos de chuva intensa numa determinada área. Outros fatores e processos colaboram para a determinação do aspecto intenso da chuva. Tais fatores e processos devem estar em escalas inferiores, em especial, na mesoescala (DOSWELL, 1987; COTTON; ANTHES, 1989; JOHNSON; MAPES, 2001).

5 EXPERIMENTOS NUMÉRICOS COM UM MODELO ATMOSFÉRICO DE ESCALA REGIONAL

5.1 Introdução

A chuva tem uma grande importância para o homem. A sua distribuição espacial e o seu regime temporal definem onde e quando as mais variadas atividades humanas são desenvolvidas, da climatologia necessária ao cultivo de alimentos até a determinação de atividades pontuais como eventos festivos e todos os tipos de manifestações coletivas ou individuais.

Além disso, ela também carrega dois aspectos exatamente opostos, podendo ser tanto benéfica quanto prejudicial, sendo o último relacionado com os extremos desta variável. Em qualquer um destes extremos há, normalmente, perdas sociais, econômicas e, até mesmo, ambientais, cujas magnitudes dependerão diretamente do grau de severidade destes extremos.

Como mostrado no Capítulo 3, os eventos de chuva intensa têm apresentado tendências positivas em suas frequências anuais nas duas regiões brasileiras nos últimos 45 anos. O aumento da frequência desta classe de eventos expõe a população do Sul e do Sudeste do Brasil à situações de risco em uma taxa igualmente crescente. Em função desta exposição, as pessoas têm se mostrado cada vez mais interessadas na meteorologia, em especial, na previsão de tempo, ou em outras palavras, na previsão destes eventos severos.

Este crescente interesse pressiona os centros meteorológicos a melhorarem ainda mais os seus serviços de previsão de tempo. Os modelos atmosféricos matemáticos se tornaram numa das principais ferramentas do setor meteorológico operacional. Uma sinergia entre os Meteorologistas e os pesquisadores é essencial para o desenvolvimento e aprimoramento dos sistemas de previsão, automáticos ou não.

Assim, este capítulo é dedicado a apresentação dos experimentos realizados com um modelo atmosférico regional na simulação dos casos de chuva intensa identificados nas Regiões Sul e Sudeste. Nas seções subsequentes, são introduzidos o modelo regional utilizado, os experimentos realizados e as avaliações quantitativas destes experimentos.

5.2 O Modelo Atmosférico Regional e os Experimentos Numéricos

O modelo de mesoescala da Universidade do Estado da Pensilvânia e do Centro Nacional para Pesquisa Atmosférica (PSU/NCAR, em inglês), conhecido como MM5, foi escolhido para realizar as simulações dos casos de chuva intensa ocorridos nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil.

O MM5/PSU-NCAR é um modelo de mesoescala, em ponto de grade, de equações primitivas e não-hidrostatico. Usa coordenada vertical sigma e a grade B de Arakawa na horizontal. É amplamente utilizado em pesquisas e centros de previsão de tempo. Isto se deve a algumas de suas facilidades: (i) capacidade de múltiplos aninhamentos, (ii) dinâmica não-hidrostatica, que permite o aumento da resolução a alguns quilômetros, (iii) capacidade de multitarefa em máquinas de memória compartilhada e distribuídas, (iv) capacidade de assimilação de dados em quatro dimensões e (v) várias opções físicas. Este modelo é muito atraente porque está disponível na internet gratuitamente e pode ser executado sem grandes dificuldades num computador tipo PC.

Foram realizados 4 experimentos com o modelo de mesoescala MM5, sendo um deles considerado o experimento controle. O objetivo principal da realização destes experimentos foi a verificação da existência de alguma configuração mais apropriada à simulação dos casos de chuva intensa ocorridos nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil. Os experimentos consistem em diferentes combinações das parametrizações da convecção cumulus e da camada limite planetária, que possuem importantes processos à iniciação convectiva bem como para a determinação da quantidade de chuva. A Tabela 5.1 mostra as configurações usadas nos experimentos. O tempo de simulação foi de 36 horas, iniciando às 00 UTC do dia do início do acúmulo da chuva, que começa às 12 UTC, portanto, considerando as primeiras 12 horas como o tempo de “spin-up” (COLLE et al., 1999).

O modelo foi rodado em dois domínios aninhados (aos quais foi permitida a interação mútua - “two-way”), com 90 e 30 km de resolução horizontal (Figura 5.1). Nas simulações para a Região Sudeste, os domínios 1 e 2 têm, respectivamente, 70x60 e 88x91 pontos de grade. Para a Região Sul, os mesmos domínios possuem, respectivamente, 75x60 e 91x91 pontos de grade. Na vertical foram usados 30 níveis sigma, em ambos domínios, dispostos de tal forma que uma maior resolução vertical fosse concentrada próximo à superfície, com 9 níveis sigma definidos nos primeiros 2 km

de altitude e outros distribuídos uniformemente até 50 hPa, o topo da atmosfera do modelo. Os dados da R2 foram usados como condições inicial e de contorno aos experimentos.

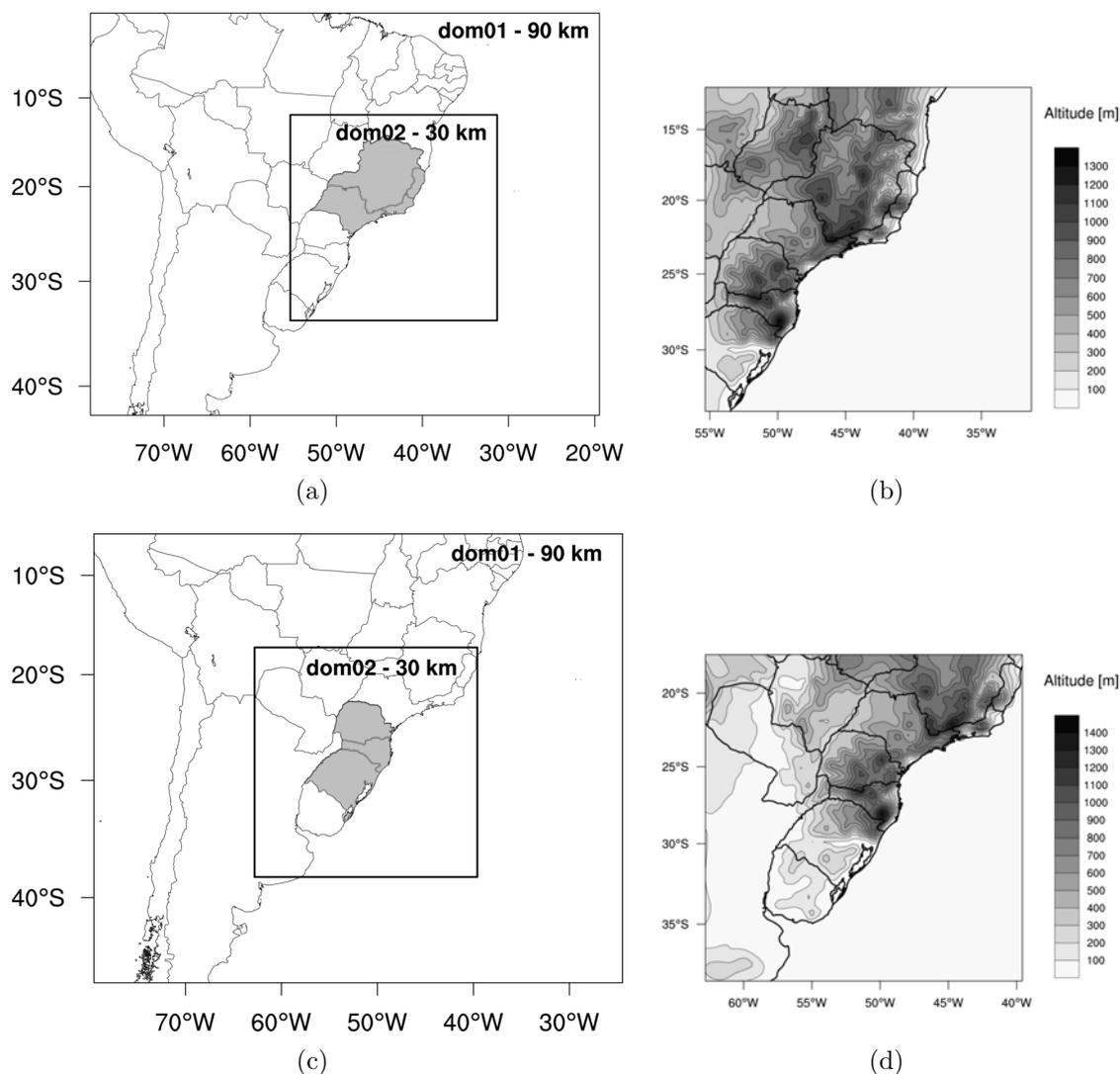


Figura 5.1 - Domínios horizontais (a, c), e relevo do modelo no domínio de maior resolução (b, d), nos quais foram realizados as simulações dos casos de chuva intensa ocorridos nas Regiões Sudeste (a) e Sul (b) do Brasil.

Todos os experimentos usaram o mesmo esquema de parametrização da microfísica de nuvens Reisner 2, baseado em [Reisner et al. \(1998\)](#), mas com a inclusão de equações prognósticas para a concentração de gelo e graupel (bolas granulares de neve), o mesmo esquema de parametrização dos processos radiativos RRTM ([MLAWER et al.](#),

1997) e o mesmo esquema de parametrização dos processos de superfície, o Modelo de Solo de Cinco Camadas - “Five-Layer Soil Model”, em inglês - (DUDHIA, 1996).

Os quatro experimentos apresentados na Tabela 5.1 foram realizados com os 101 casos de chuva intensas ocorridos na Região Sul e com os 80 casos ocorridos na Região Sudeste, selecionados a partir do critério de correlação com os padrões de escala sinótica apresentados no Capítulo 4. Isto resulta num total de 724 simulações, que dobra em quantidade se considerado o fato de que dois domínios com resoluções diferentes são usados para cada simulação.

Tabela 5.1 - Experimentos realizados com o modelo MM5. Em cada uma das colunas as informações referem-se ao domínio de 90 km e 30 km, respectivamente. B-M, K-F2 e Grell referem-se às parametrizações da convecção cumulus de Betts-Miller (BETTS, 1986; BETTS; MILLER, 1986), de Kain-Fritsch modificada (KAIN, 2004) e de Grell (GRELL et al., 1994), respectivamente, enquanto M-Y e MRF referem-se às parametrizações da Camada Limite Planetária de Mellor-Yamada (JANJIC, 1994) e de Hong e Pan (HONG; PAN, 1996)

	Res. Horiz. (km)	Cumulus	CLP
Exp. 1 (CTL)	90/30	B-M / K-F2	M-Y / M-Y
Exp. 2	90/30	B-M / K-F2	MRF / MRF
Exp. 3	90/30	Grell / Grell	M-Y / M-Y
Exp. 4	90/30	Grell / Grell	MRF / MRF

5.3 Avaliação dos Experimentos

A avaliação do modelo se deu por meio da comparação entre a chuva simulada com aquela observada. Para esta comparação, a chuva simulada foi interpolada na posição das estações pluviométricas (apresentadas na Figura 3.1), assim como em Colle et al. (1999), usando o método de interpolação bilinear.

Índices estatísticos normalmente aplicados neste tipo de avaliação foram usados. Estes índices foram obtidos através de uma tabela de contingência (Tabela 5.2) na qual relaciona-se as observações e as simulações. Os índices estatísticos a serem usados serão o *Threat Score* (TS) ou Índice de Sucesso Crítico, o *Bias* (B) ou Tendência e o *False Alarm Ratio* (FAR) ou Taxa de Alarmes Falsos que, pela Tabela 5.2, são definidos como (WILKS, 2006):

$$TS = \frac{a}{a + b + c}, \quad (5.1)$$

$$B = \frac{a + b}{a + c}, \quad (5.2)$$

$$FAR = \frac{b}{a + b}. \quad (5.3)$$

sendo $0 \leq TS \leq 1$ com $TS = 1$ correspondendo a melhor taxa de acerto; $B = 1$ correspondendo a previsões não tendenciosas e o contrário quando $B \neq 0$; e $0 \leq FAR \leq 1$ com $FAR = 0$ correspondendo a melhor situação, na qual não existem falsas previsões. Os significados de a, b, c e d são apresentados na Tabela 5.2.

Tabela 5.2 - Esquema da tabela de contingência: para cada limiar de chuva, a é o número de eventos corretamente previstos, b é o número de vezes que o evento foi previsto mas não foi observado, c é o número de vezes que o evento ocorreu mas não foi previsto e d é o número de vezes que a ausência do evento foi corretamente prevista.

	Previsto	Não previsto
Observado	a	c
Não observado	b	d

Fonte: (WILKS, 2006)

Normalmente, estes índices são obtidos para um conjunto de limiares de chuva, variando do mais baixo a um mais alto. Isto permite uma compreensiva investigação das diferentes intensidades de chuva. Consequentemente, a Tabela 5.2 deve ser calculada para cada um destes limiares.

Todavia, alguns problemas surgem ao se obter tais índices por meio de limiares específicos de chuva. O uso de limiares de chuva pré-determinados provoca a divisão da distribuição da chuva em um percentil desconhecido, em outras palavras, não fica claro que o limiar usado representa um evento comum ou um evento raro dentro da amostra considerada. Tomando um exemplo extremo, algumas células da tabela

de contingência podem se tornar nulas, impedindo o cálculo dos índices estatísticos apresentados acima e dificultando qualquer tipo de análise do desempenho do modelo. O outro problema que surge pelo uso de limiares baseados em valores da variável testada é a diferença entre as distribuições das amostras testadas, ou seja, simulação e observação (JENKNER et al., 2008).

Por causa desta problemática envolvida no cálculo dos índices, um modo diferente de se obter a tabela de contingência foi usado. Este método é baseado no estudo de Jenkner et al. (2008), que usou limiares de frequência e não os valores da variável testada. Para cada uma das amostras de dados pluviométricos (simulada e observada) foram calculados os seus quantis, permitindo uma comparação mais “justa” devido ao uso dos mesmos cortes relativos nos dados. Assim, por exemplo, é contado como um acerto do modelo quando, numa determinada estação com chuva observada num intervalo de quantis (relativo à observação), é produzida uma quantidade de chuva pertencente ao mesmo intervalo de quantis, mas para aqueles obtidos da amostra de simulação. Aqui, foram usados intervalos quintílicos, ou seja, os intervalos foram definidos entre os percentis de 0 e 20%, 20 e 40%, 40 e 60%, 60 e 80% e 80 e 100%.

A correspondência entre a chuva simulada e a observada na localização de cada estação pluviométrica é avaliada por meio do cálculo do Erro Médio (EM) e da Raiz do Erro Médio Quadrático (REMQ), dados por

$$EM = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (y_m - o_m), \quad (5.4)$$

$$REMQ = \sqrt{\frac{1}{M} \sum_{m=1}^M (y_m - o_m)^2} \quad (5.5)$$

$$(5.6)$$

sendo y_m e o_m as chuvas simulada e observada, respectivamente, na M-ésima estação pluviométrica.

A análise de índices estatísticos são importantes pelos motivos acima descritos, mas não dizem nada sobre a capacidade do modelo representar o padrão espacial da chuva observada. Desta forma, foram calculadas as correlações espaciais entre os

dados observados e simulados. Esta correlação será feita por meio do coeficiente de correlação de Spearman, dada por (WILKS, 2006)

$$r_{\text{grau}} = 1 - \frac{6 \sum_{i=1}^n D_i^2}{n(n^2 - 1)} \quad (5.7)$$

na qual n refere-se ao número total de pares observação/simulação e D_i refere-se à diferença entre o i -ésimo grau dos pares observação/simulação. O coeficiente de correlação de Spearman é um índice não paramétrico, baseado na ordem dos dados, preferível em relação ao coeficiente de correlação de Pearson por não ser sensível à pontos extremos e por não assumir distribuição alguma dos dados.

As correlações são testadas no nível de significância de 95% por meio da técnica de bootstrap. Esta técnica consiste na estimação da distribuição amostral de uma determinada estatística da amostra (média, variância, correlação etc) por meio da reamostragem dos dados, realizada várias vezes. Para cada reamostragem, que consiste na permutação com reposição dos dados, calcula-se um novo valor de correlação, tendo, assim, vários valores de correlação. Após a obtenção dos valores de correlação espacial efetua-se o teste de hipótese da correlação por meio da análise dos quantis extremos do vetor correlação espacial, sob a hipótese nula (H_0) de que não há correlação entre a observação e a simulação. Aqui, um total de 1000 reamostragens foram obtidas e para que um determinado coeficiente de correlação seja considerado significativo ao nível de 95% o intervalo de confiança obtido destas reamostragens não pode conter o valor zero, sendo definido por

$$IC = [\rho(1 + (N - 1) * \alpha), \rho(N - (N - 1) * \alpha)] \quad (5.8)$$

que para 1000 reamostragens, resulta em

$$IC = [\rho(25), \rho(975)] \quad (5.9)$$

sendo ρ o vetor com as 1000 estimativas da correlação espacial obtidas das reamostragens, N o total de valores do vetor ρ e α o nível de significância do teste. Maiores detalhes a respeito desta técnica podem ser obtidos em [Moore e McCabe \(2005\)](#) e [Wilks \(2006\)](#).

5.4 Resultados

5.4.1 As Amostras de Chuva Observada e Simuladas

Uma análise simples das amostras de chuva observada e simuladas pode ser obtida por meio da comparação entre as Distribuições Empíricas de Frequência Acumulada (ECDF) destas amostras. A Figura 5.2 mostra as ECDF para a Região Sudeste.

Pode-se ver, destas ECDF, que as chuvas simuladas no domínio 2 têm distribuições mais próximas a da chuva observada, ou seja, aparentemente, há um ganho em relação a representatividade da precipitação com o aumento da resolução espacial, tanto para os casos positivos (Figuras 5.2(a) e 5.2(c)) quanto para os casos negativos (Figuras 5.2(b) e 5.2(b)), evidenciada, também, pela proximidade das linhas dos quantis de 99%.

Uma diferença entre os experimentos também pode ser observada. Independente do domínio analisado, os experimentos 1 e 2 produzem amostras com distribuições mais próximas daquela da chuva observada, resultando em quantis extremos mais próximos àqueles observados. Ainda mais, o experimento 1, para o domínio 2, produz quantis extremos superiores àqueles observados.

Entretanto, deve-se ter em mente que esta análise não leva em conta diferenças pontuais entre as chuvas simulada e observada, mas sim uma visualização das diferenças das amostras observada e geradas pelo modelo numérico. Inspeções pontuais são mostradas mais adiante.

A Figura 5.3 mostra a mesma análise apresentada na Figura 5.2, mas para a Região Sul. Como evidencia esta figura, também pode-se perceber uma pequena melhora (em termos do quantil de 99%) entre as simulações realizadas com o domínio 1 e o domínio 2, ou seja, a maior resolução proporcionou quantis extremos mais próximos ao observado, novamente, independentemente do experimento.

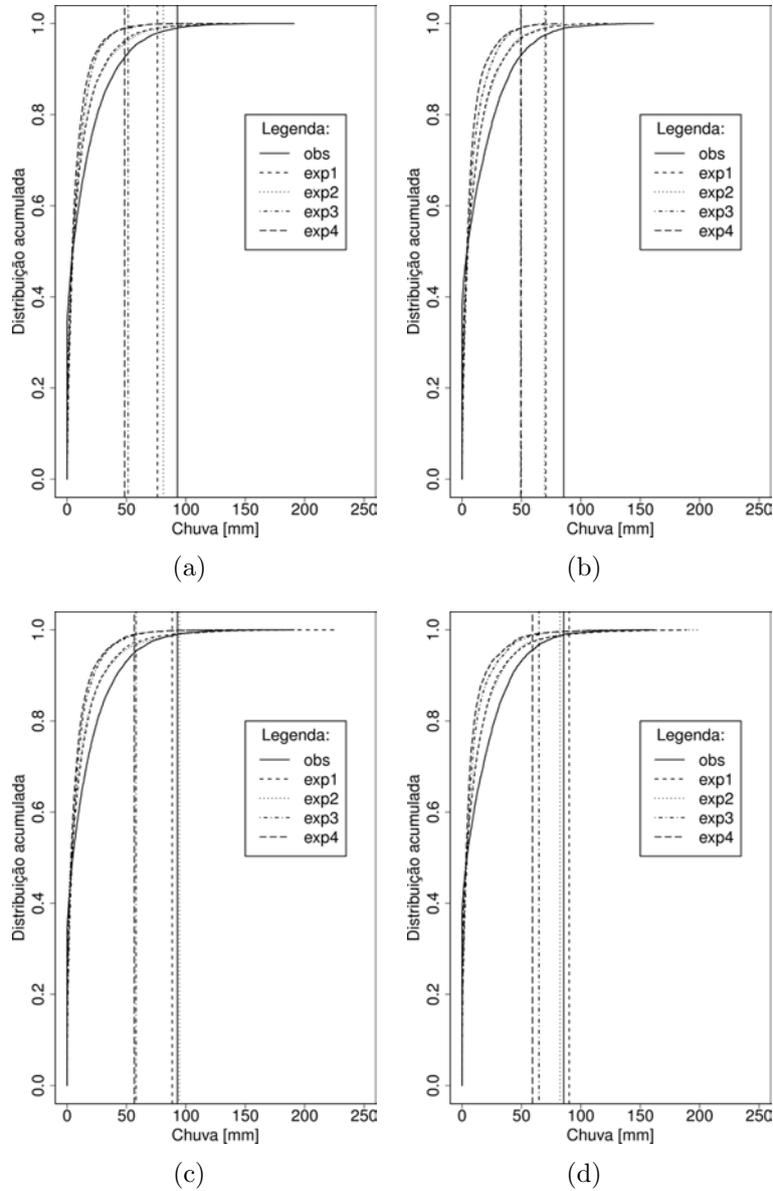


Figura 5.2 - Distribuições Empíricas de Frequência Acumulada das amostras de chuva observada e de chuva simuladas pelo modelo regional MM5 para a Região Sudeste. As figuras do lado esquerdo mostram as ECDF para os casos positivos e as do lado direito para os casos negativos, enquanto (a, b) referem-se ao domínio 1 e (c, d) referem-se ao domínio 2. As abcissas dão a chuva diária em mm e as ordenadas as frequências relativas acumuladas. As linhas verticais referem-se aos quantis de 99% de cada amostra.

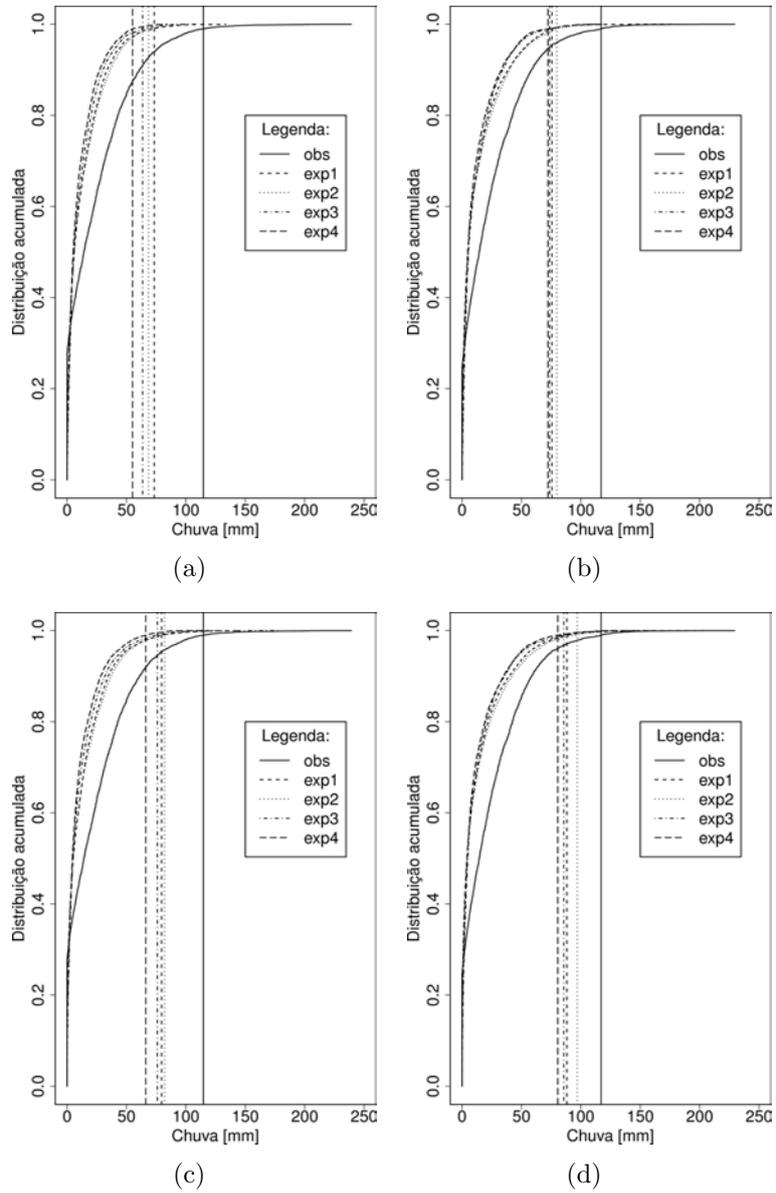


Figura 5.3 - Idem a Figura 5.2, mas para a Região Sul do Brasil.

Ao contrário do ocorrido nas simulações dos casos de chuva intensa do Sudeste, nas simulações dos casos de chuva intensa do Sul não há grandes diferenças entre as distribuições (e entre os quantis extremos) geradas pelos 4 experimentos. Os experimentos 1 e 2, novamente, aparentam gerar melhores resultados, com distribuições mais próximas da observada (igualmente para a geração dos extremos). Consequentemente, pode-se concluir, desta análise geral, que apenas o aumento da resolução produziu mudanças substanciais nas amostras de chuva simulada. Os diferentes experimentos produziram pouca ou nenhuma mudança importante, especialmente, para as simulações realizadas com os casos negativos com o domínio de 90 km (Figura 5.3(b)).

A Figura 5.4 mostra gráficos de dispersão entre a chuva simulada e a chuva observada para os casos positivos e negativos do Sudeste. Aqui, as simulações perfeitas ficam sobre a linha diagonal. Aquelas que subestimam o valor da chuva ficam abaixo da linha diagonal, com o contrário valendo para os pontos onde a chuva foi superestimada.

Nestes gráficos, um melhor detalhamento do comportamento do modelo pode ser inferido, em relação às ECDF. A comparação entre as Figuras 5.4(a) e 5.4(b) identifica a causa da aparente melhora da representação amostral da chuva simulada no domínio de maior resolução. O aumento do número de pontos acima da linha diagonal mostra que houve um aumento no número de pontos com superestimação da chuva, no domínio de 30 km, que acabou resultando, também, numa aproximação do quantil de 99%. A comparação entre as Figuras 5.4(c) e 5.4(d) ajuda a interpretar a diferença nas distribuições obtidas com os experimentos 2 e 4, respectivamente. A aparente melhor resposta do segundo experimento, em função da proximidade da distribuição a observada, deve-se ao maior número de pontos com superestimação da chuva.

Como é forte a subestimação da chuva nos dois domínios e nos quatro experimentos, como mostrado pelas ECDF e pela “forma” mais achatada da distribuição dos pontos nos gráficos de dispersão, ou seja, mais concentrados próximos à origem e ao eixo X, um aumento no número de pontos com superestimação acaba por resultar nas diferenças visualizadas nas ECDF para os diferentes experimentos e domínios. Portanto, sugere-se um uso limitado das ECDF na análise das amostras de chuva simulada e observada, praticamente, apenas à visualização da existência de tendências.

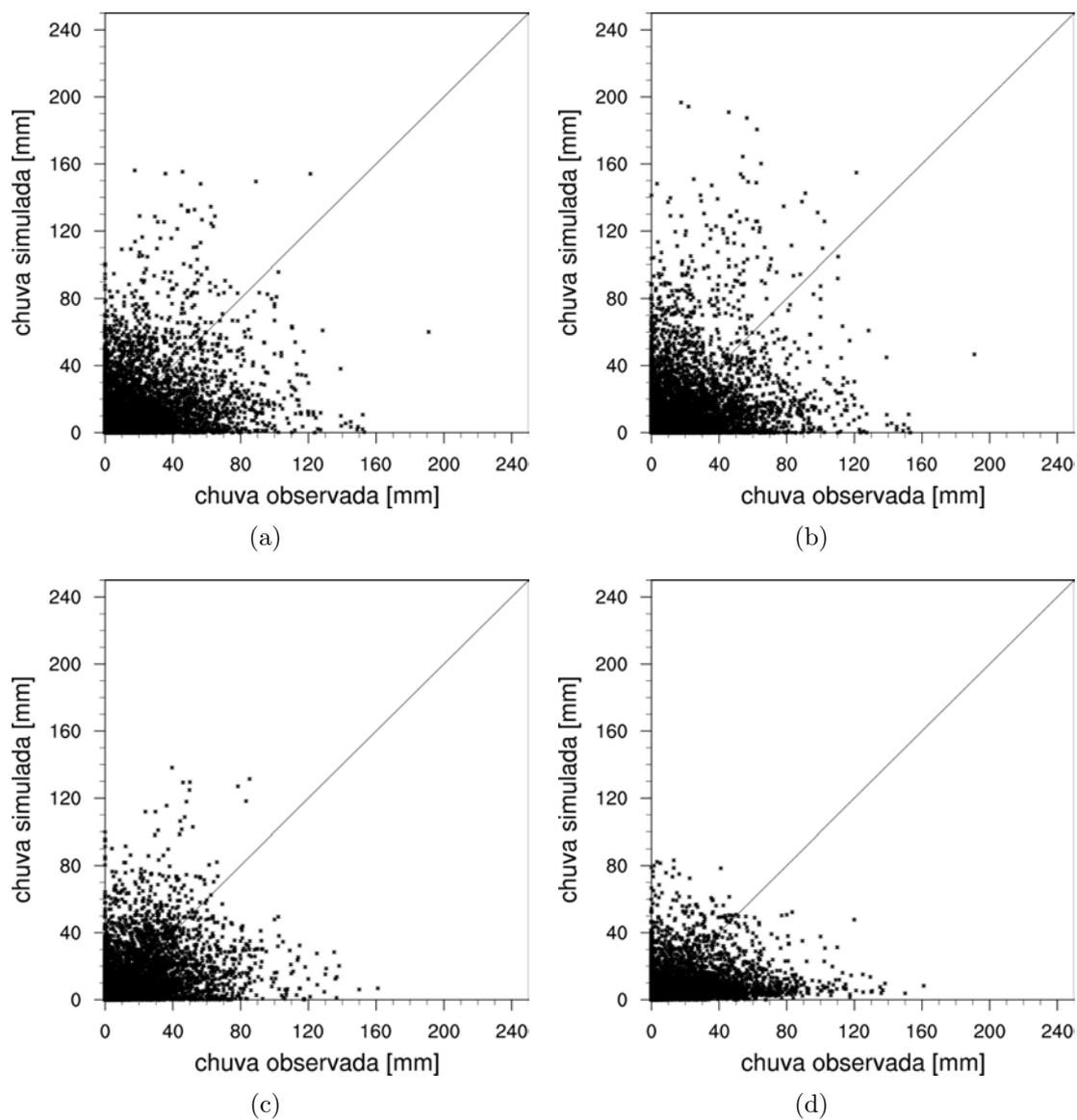


Figura 5.4 - Gráficos de dispersão entre chuva simulada (ordenada, mm) e chuva observada (abscissa, mm) obtidas nas posições das estações pluviométricas da Região Sudeste. (a, b) referem-se ao experimento 2 nos domínios 1 e 2, respectivamente, para os casos positivos. (c, d) referem-se aos experimentos 2 e 4, respectivamente, para o domínio 1 e casos negativos.

Para os casos do Sul, pode-se verificar as pequenas diferenças nas distribuições dos pontos nos gráficos de dispersão entre a chuva observada e simulada nesta região (Figura 5.5) independentemente do experimento e do domínio, como foi mostrado pelas ECDF.

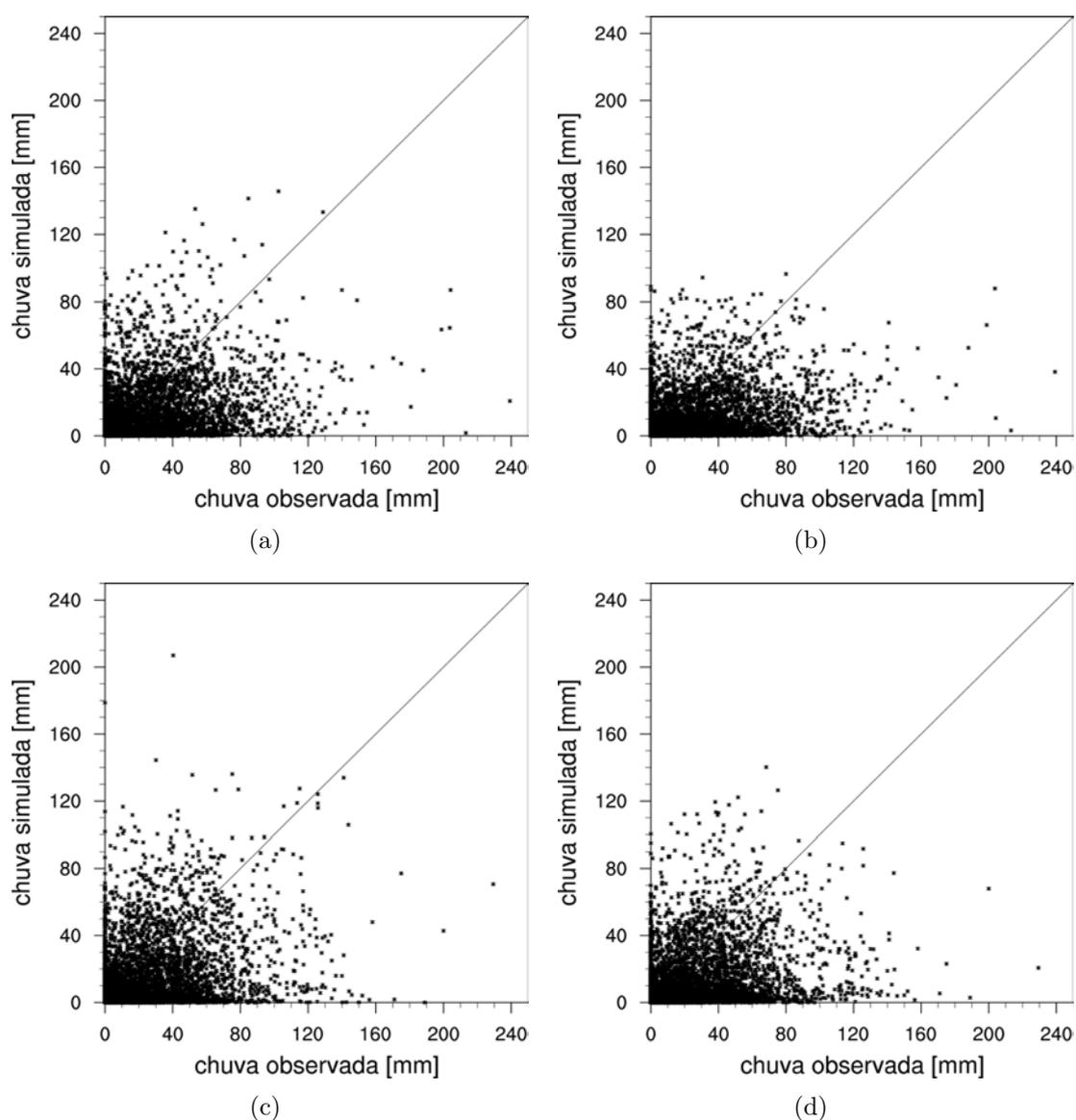


Figura 5.5 - Idem a Figura 5.4, mas para a Região Sul do Brasil. (a, b) referem-se aos experimentos 2 e 4, respectivamente, para o domínio 2 e casos positivos. (c, d) referem-se aos mesmos experimentos e domínio de (a, b), mas para os casos negativos.

Em ambas regiões pode-se verificar a subestimação das chuvas mais fortes e a superestimação das chuvas mais fracas. Há vários pontos nos quais as chuvas observadas foram inferiores a 60 mm, mas as simulações geraram quantidades superiores. O contrário ocorre nos chuvas superiores a este limiar, que são subestimadas pelo modelo. Em situações de péssimo desempenho do modelo, há pontos onde choveu 10 mm e o modelo gerou mais de 150 mm, enquanto que há pontos em que choveu mais de 100 mm, mas o modelo não gerou mais de 20 mm em 24 horas. Este resultado concorda com vários estudos de modelagem regional de eventos de chuva intensa, citados no Capítulo 2.

5.4.2 Índices Estatísticos

No final da seção anterior, uma simples comparação das chuvas observada e simulada nas localizações das estações pluviométricas foi apresentada. Mesmo simples, ela permitiu a visualização de alguns resultados interessantes: (i) o aumento do número de pontos com chuva superestimada no domínio de 30 km, (ii) as superestimações das chuvas de menor intensidade e (iii) subestimações das chuvas de maior intensidade.

Todavia, estas comparações são gerais e não dizem nada a respeito da habilidade do modelo em simular a chuva corretamente no espaço. Por isso, faz-se necessário o cálculo de índices estatísticos (B, TS e FAR) que comparam a chuva ponto a ponto, verificando se o modelo foi capaz, ou não, de gerar valores próximos ou iguais aos observados. As diferentes distribuições da chuva observada e das chuvas simuladas adicionam uma dificuldade a mais nesta análise, conforme discutido anteriormente. Conseqüentemente, a aplicação de intervalos quintílicos para a comparação ponto a ponto é preferida, visto que trata igualmente as amostras comparadas. A Figura 5.6 apresenta estes índices para alguns dos experimentos realizados com os casos positivos ocorridos no Sudeste.

Uma comparação entre as Figuras 5.6(a) e 5.6(b) ilustra o que foi capturado pelas distribuições das chuvas observada e simuladas: que o aumento da resolução produz melhores resultados, visto o aumento do TS para, praticamente, todos os casos de chuva intensa no intervalo quintílico de 20 a 40%. Ao contrário, o TS obtido com o domínio de 90 km apresenta diminuição para vários casos neste mesmo intervalo.

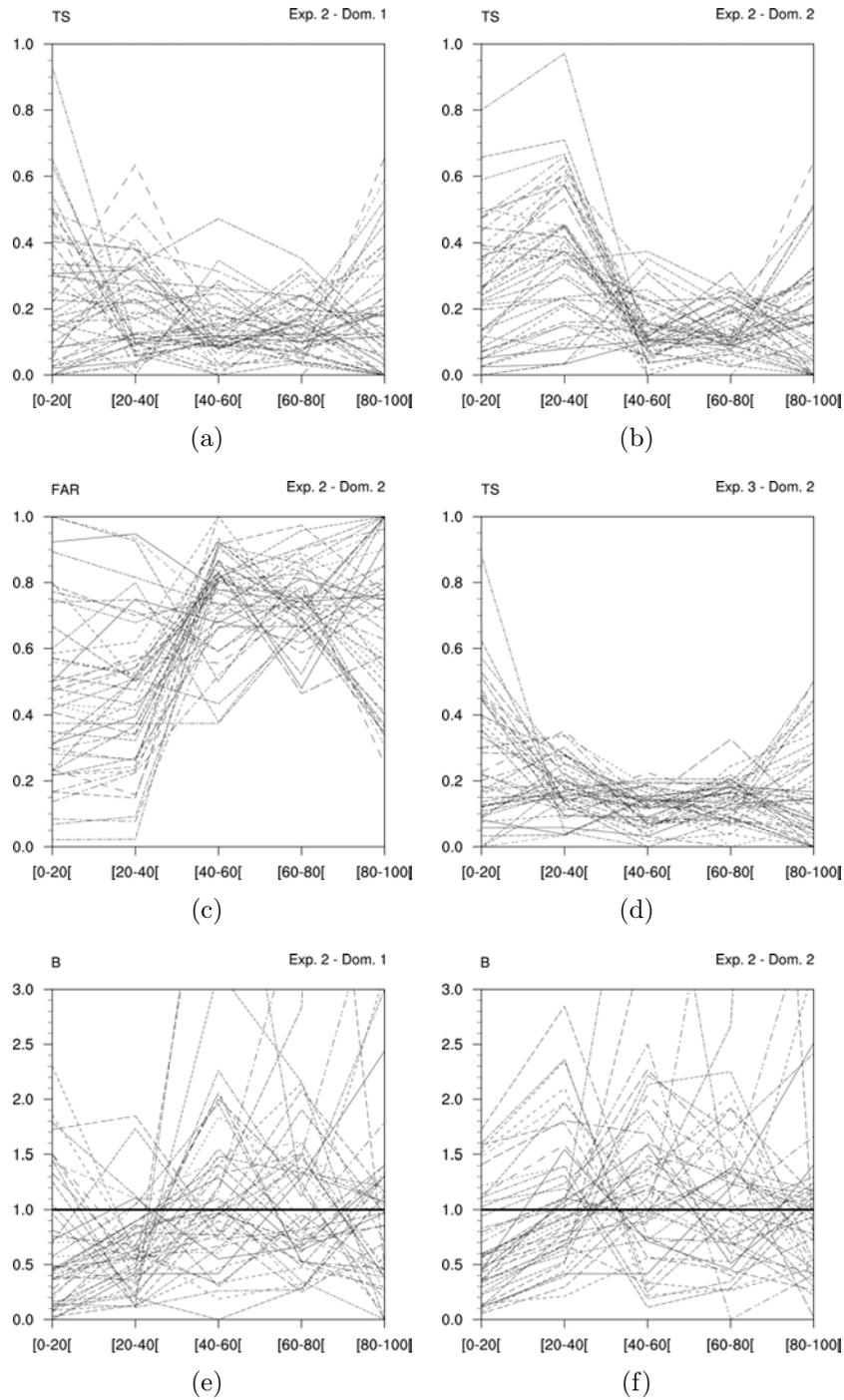


Figura 5.6 - Índices estatísticos da precisão (TS: a, b, d), da confiança (FAR: c) e da tendência (B: e, f) do modelo MM5 nas simulações da chuva em 24 horas dos casos de chuva intensa da Região Sudeste positivamente correlacionados com os padrões atmosféricos. (a-c, e, f) referem-se ao segundo experimento e (d) refere-se ao terceiro experimento. (a, e) referem-se ao domínio 1 e (b, c, d, f) referem-se ao domínio 2.

Nos demais intervalos quintílicos, pode-se notar similar comportamento do TS, em ambos domínios. Assim, pode-se supor que o ganho de representatividade da chuva, observado com as ECDF, deve-se, principalmente, ao melhor desempenho no intervalo quintílico de 20 a 40%. Este comportamento também é observado nos demais experimentos, mas é mais substancial no experimento 2.

A diferença entre os experimentos também pode ser observada, por meio da comparação das Figuras 5.6(b) e 5.6(d), que foram obtidas para o domínio 2, mas para os experimentos 2 e 3, respectivamente. É possível observar que o terceiro experimento proporcionou queda ou manutenção do TS do primeiro para o segundo intervalos quintílicos (0-20% e 20-40%, respectivamente), mostrando que a configuração deste experimento colaborou para um pior desempenho do modelo na simulação das chuvas nestas faixas quintílicas. Esta diferença também pode ser notada no intervalo quintílico de 80-100%, mas são menos substanciais. O mesmo ocorre quando se comparam quaisquer um dos experimentos 1 e 2 com quaisquer um dos experimentos 3 e 4 (não mostrado).

Por sua vez, a Figura 5.6(c) apresenta a taxa de alarme falso (FAR) do modelo MM5 obtida do experimento 2 para o domínio de 30 km de resolução. Pode-se observar baixas taxas de alarme falso para os intervalos quintílicos mais baixos (0-20% e 20-40%), que aumentam bruscamente para os intervalos de 40-60% e 60-80%, diminuindo, para alguns casos, no intervalo extremo de 80-100%. Este comportamento da FAR é observado em todos os experimentos e em todos os domínios, com máxima FAR no intervalo quintílico de 40 a 60% (não mostrados), portanto, nota-se uma dificuldade do modelo simular os valores medianos de chuva.

Por fim, as Figuras 5.6(e) e 5.6(f) mostram o B do modelo obtidos com o experimento 2 para os domínios 1 e 2, respectivamente. Percebe-se pequena mudança da tendência do modelo entre os domínios, com os seus valores espalhados em torno de 1, variando entre 0 e 2, para a grande maioria dos casos. Alguns casos apresentam fortes tendências em superestimar a previsão dos intervalos quintílicos superiores (60-80% e 80-100%). De uma maneira geral, a maioria dos casos apresenta tendência negativa ($B < 1$) em todos os intervalos quintílicos, com alguns outros casos apresentado tendência positiva ($B > 1$) nos intervalos quintílicos inferiores, 0-20% e 20-40%, e tendência negativa nos demais intervalos. Não foi observada diferenças marcantes na tendência do modelo entre os experimentos.

Um resultado interessante surge desta metodologia: um aumento da precisão (TS) do modelo para o intervalo quintílico extremo, de 80 a 100%, mostrando uma destreza maior do modelo em simular a chuva extrema. Este resultado normalmente não é obtido em estudos de simulação que usam a metodologia convencional de avaliação do modelo numérico (CORAZZA *et al.*, 2003; ZÄNGL, 2004, por exemplo). Isso deve-se, principalmente, à comparação “injusta” entre as duas amostras, que comumente apresentam distribuições diferentes, conforme evidenciado pelas ECDF. Os gráficos de dispersão apresentados anteriormente dão uma ideia destas diferenças.

Mesmas considerações são aplicadas aos casos correlacionados negativamente com os padrões atmosféricos para o Sudeste. A única diferença é a ausência de casos com B superiores a 5 (não mostrado). Similares resultados foram obtidos com as simulações dos casos de chuva intensa (tanto para os positivos quanto para os negativos) ocorridos na Região Sul do Brasil, ou seja, TS alto nos intervalos quintílicos extremos (tanto inferior quanto superior) e alta taxa de falso alarme no intervalo quintílico mediano (40-60%).

5.4.3 Erros do Modelo

Os índices estatísticos apresentados acima, baseados na tabela de contingência, apenas medem a precisão do modelo baseando-se na frequência de ocorrência nas faixas quintílicas relativas a cada amostra analisada, ou seja, observação e simulação, mas não determinam a magnitude dos erros no modelo. Por isso, é importante obter-se o Erro Médio e a Raiz do Erro Médio Quadrático, conforme apresentados anteriormente, pois comparam as reais quantidades observadas e simuladas.

A Figura 5.7 apresenta os valores de REMQ e do EM para os casos positivos da Região Sudeste. A REMQ pode ser interpretada como uma magnitude típica dos erros individuais das simulações realizadas e, desta figura, pode-se observar que esta magnitude fica, em média, em torno de 20-25 mm. Há alguns casos com erros superiores a 30 mm e um com erro superior a 40 mm (Figura 5.7(a)). No domínio de maior resolução (Figura 5.7(b)) pode-se observar que os valores de REMQ são maiores que no domínio 1, de 90 km de resolução, indicando uma piora nos resultados, apesar das diferenças entre os dois domínios não serem substanciais.

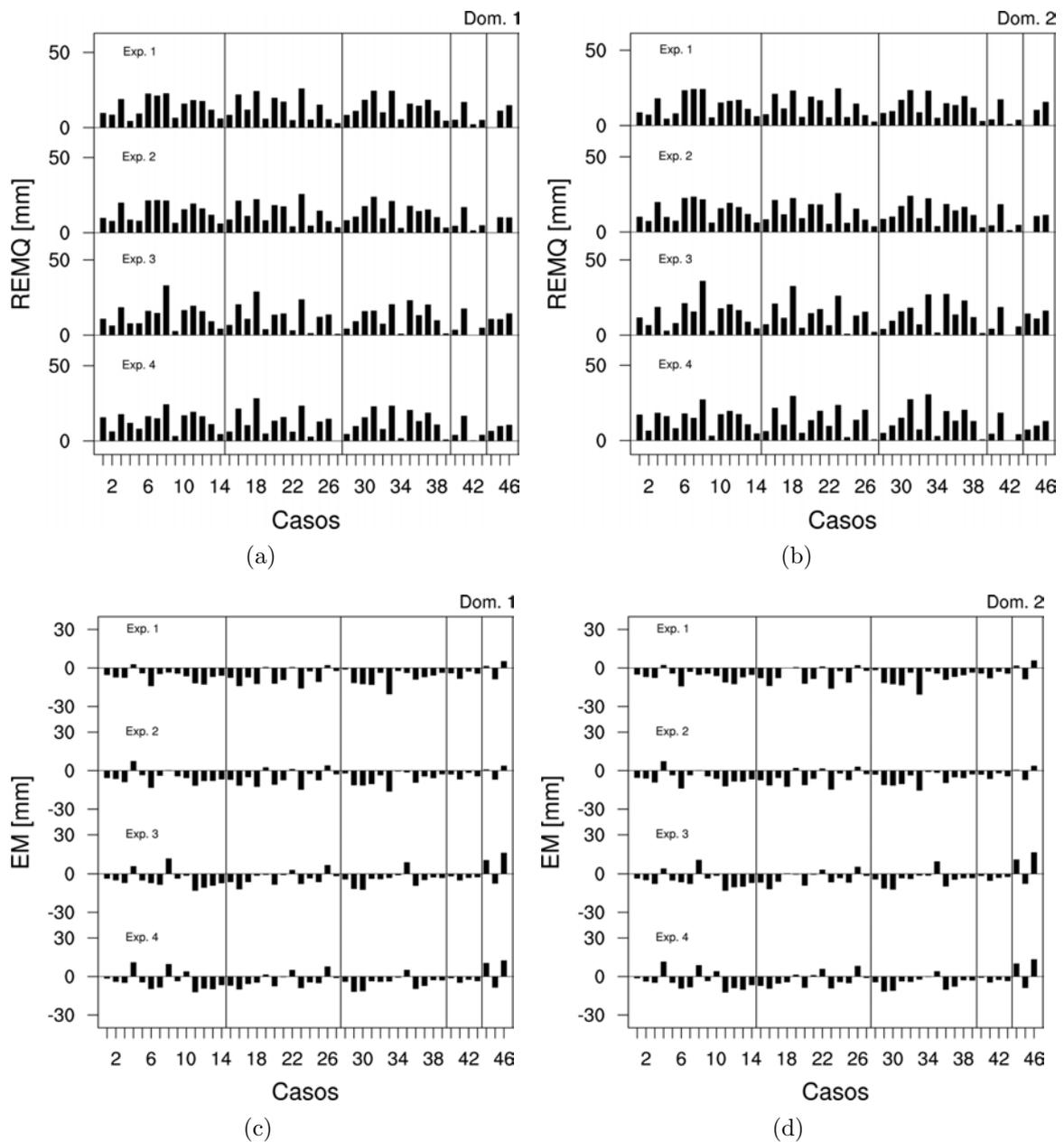


Figura 5.7 - Raiz do Erro Médio Quadrático (a, b) e Erro Médio (c, d) da chuva simulada para os casos de chuva intensa positivamente correlacionados com os padrões de escala sinótica do Sudeste. As figuras à esquerda referem-se ao domínio 1 e aquelas à direita ao domínio 2. As abscissas dão os casos e as ordenadas os erros, em mm dia^{-1} . As linhas verticais separam os casos com respeito aos padrões a que pertencem, sendo aqueles localizados mais a esquerda associados ao primeiro padrão e os mais a direita associados ao quinto e último padrão.

Não é possível identificar uma concordância geral entre todos os casos sobre qual o experimento produziu menores erros. Há uma grande variação do experimento que produz o menor erro típico da chuva simulada, em ambos domínios. Estes resultados mostram que os gráficos da ECDF não podem ser usados para avaliar a qualidade dos experimentos. Daqueles resultados, pode-se ver que os experimentos 1 e 2 produziram as distribuições acumuladas mais próximas da chuva observada. Todavia, a análise dos erros do modelo mostram que esta maior proximidade não resulta em melhores resultados. Portanto, recomenda-se o uso a ECDF apenas para avaliação da tendência do modelo.

O EM (Figuras 5.7(c) e 5.7(d)) reforçam os resultados dados pelas ECDF e pela avaliação do índice B, ou seja, que o modelo gera, em média, chuvas abaixo daquelas observadas. Valores de EM menores que zero indicam que, em média, a simulação produziu chuvas mais baixas que as observadas, o contrário vale para valores de EM maiores que zero. Em 7 (8, no domínio de 30km) casos o modelo superestima a chuva e em apenas um caso o modelo gera chuvas muito próximas daquelas observadas.

Uma comparação entre as simulações dos casos associados a cada um dos padrões atmosféricos (separados pelas linhas verticais apresentadas na Figura 5.7) mostra que não é possível, também, detectar qualquer diferença a respeito da destreza do modelo. Em outras palavras, o modelo não apresenta melhora em função dos padrões atmosféricos associados aos casos positivos.

As simulações dos casos negativos apresentam erros menores que aqueles observados nos casos positivos (Figuras 5.8(a) e 5.8(b)). Nestas simulações os erros típicos ficam, em média, entre 15 e 20 mm, chegando a abaixo de 10 mm nos casos com melhor representação da chuva e chegando a valores próximos a 40 mm nas simulações com pior desempenho. O desempenho do modelo também apresenta uma pequena piora com a mudança de resolução. Todavia, estas diferenças são muito pequenas. Os casos negativos também têm a sua chuva média subestimada pelo modelo (Figuras 5.8(c) e 5.8(d)), mas com valores inferiores. Neste conjunto de casos, há maior frequência do EM próximos a zero, ou seja, a frequência de casos com melhor representação da chuva é maior que a verificada com o conjunto de casos positivos.

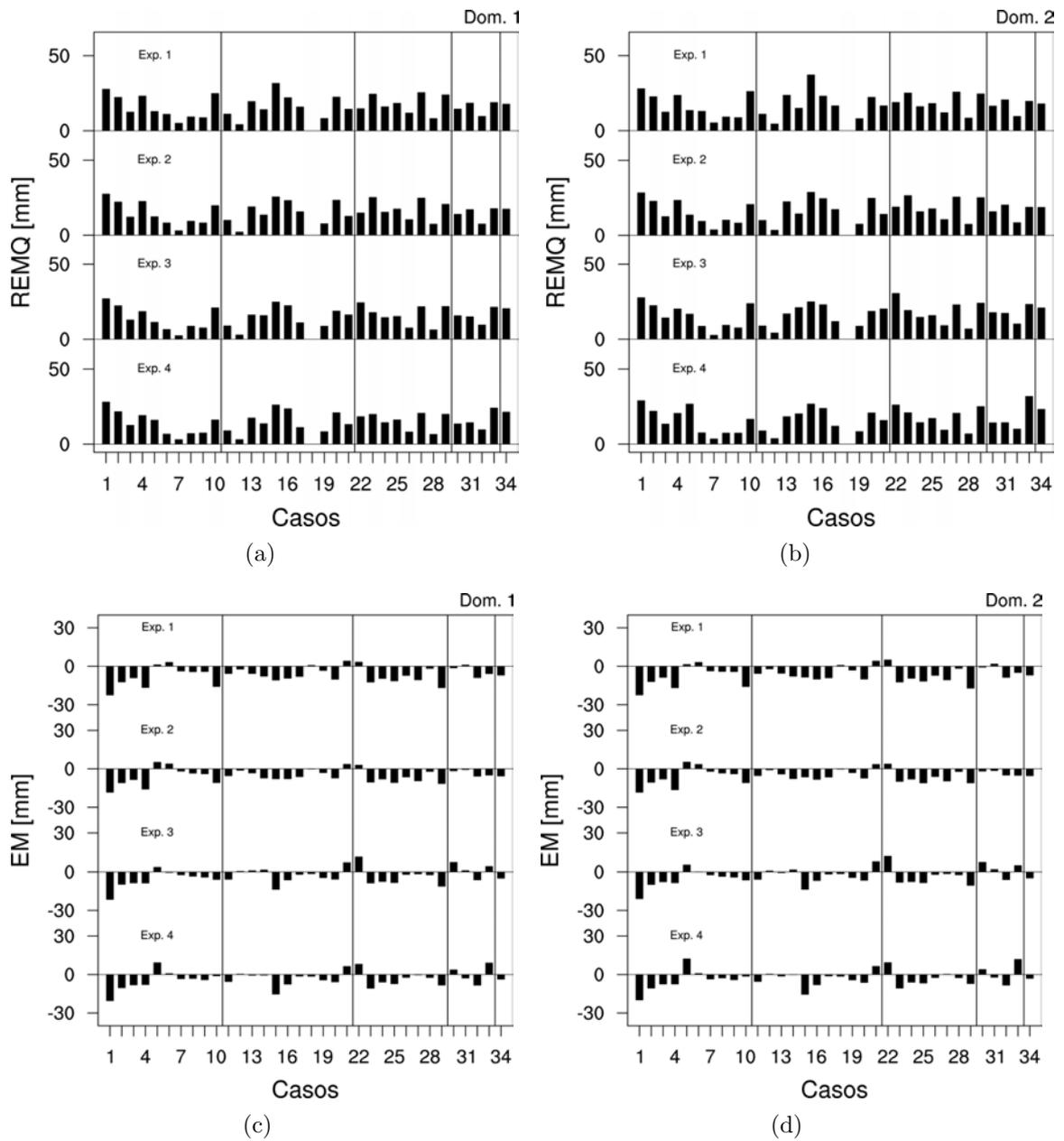


Figura 5.8 - Idem a Figura 5.7, mas para os casos negativamente correlacionados com os padrões de escala sinótica.

No capítulo anterior, os padrões atmosféricos de escala sinótica foram apresentados e foi possível verificar que os casos negativamente correlacionados a estes padrões estão associados a influência direta de sistemas frontais, exceto nos casos negativos do padrão 3. Nestes casos, a forçante de escala sinótica é mais vigorosa que nos casos positivos, nos quais não se observaram importantes influências dos processos de grande escala. Esta diferença entre os casos pode explicar o relativo melhor desempenho do modelo em simular o conjunto dos casos negativos. Pode-se especular, também, que o modelo foi mais sensível aos tipos de ambientes sinóticos do que as suas configurações com diferentes parametrizações cumulus e da camada limite planetária, uma vez que não pode-se atribuir a qualquer um dos experimentos um melhor desempenho do modelo.

Os erros associados às simulações dos casos de chuva intensa do Sul do Brasil são apresentados nas Figuras 5.9 e 5.10. Em termos gerais, os resultados são similares àqueles obtidos das simulações para os casos da Região Sudeste, entretanto, os valores dos erros típicos (REMQ) são superiores nos dois conjuntos de casos, positivos e negativos. Os valores médios de REMQ para os casos positivos e negativos ficam próximos a 30 mm, com casos apresentando erros superiores a 40 mm (um com erros superiores a 60 mm). Também pode-se verificar um pequeno aumento dos valores de REMQ no domínio de maior resolução, apesar de, igualmente às simulações dos casos para o Sudeste, não serem muito substanciais.

A tendência do modelo nestes casos também é de subestimação da chuva, com valores do erro médio maiores (em termos absolutos) que aqueles das simulações do Sudeste. Todavia, a diferença dos valores de EM entre os dois conjuntos de casos de chuva intensa do Sul não é tão substancial quanto aquela observada entre os dois conjuntos de casos do Sudeste.

Nos casos de chuva intensa ocorridos no Sul, conforme discutidos no Capítulo 4, os ambientes sinóticos estão associados, na sua grande maioria e independente da correlação com o padrão atmosférico obtido pela ACP-T, com a influência de sistemas frontais, seja direta ou indiretamente. Isto pode explicar as pequenas diferenças dos erros entre os casos positivos e negativos do Sul. Mais uma vez, as diferentes combinações de parametrizações físicas usadas nos experimentos não produziram melhorias generalizadas e unânimes, ou seja, nenhum experimento se sobressaiu sobre o outro.

Os maiores valores observados de chuva nos casos da Região Sul, em comparação com

os casos da Região Sudeste, exibidos nos diagramas de dispersão, podem explicar os maiores erros das simulações dos casos de chuva intensa ocorridos no Sul. As maiores diferenças entre as simulações e observações no Sul do Brasil teriam um peso maior no cálculo dos erros médios, resultando nos gráficos apresentados acima.

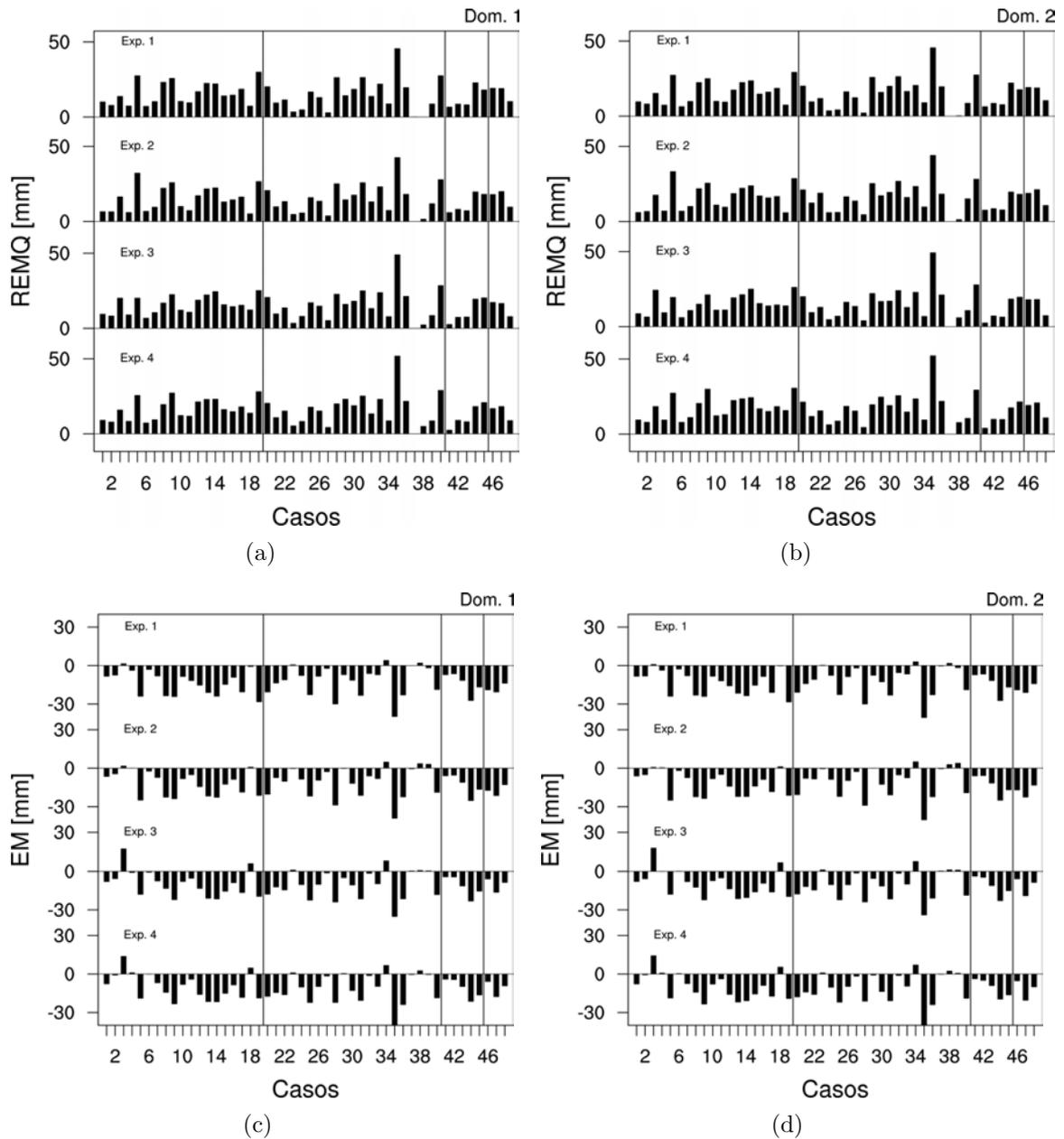


Figura 5.9 - Idem a Figura 5.7, mas para a Região Sul.

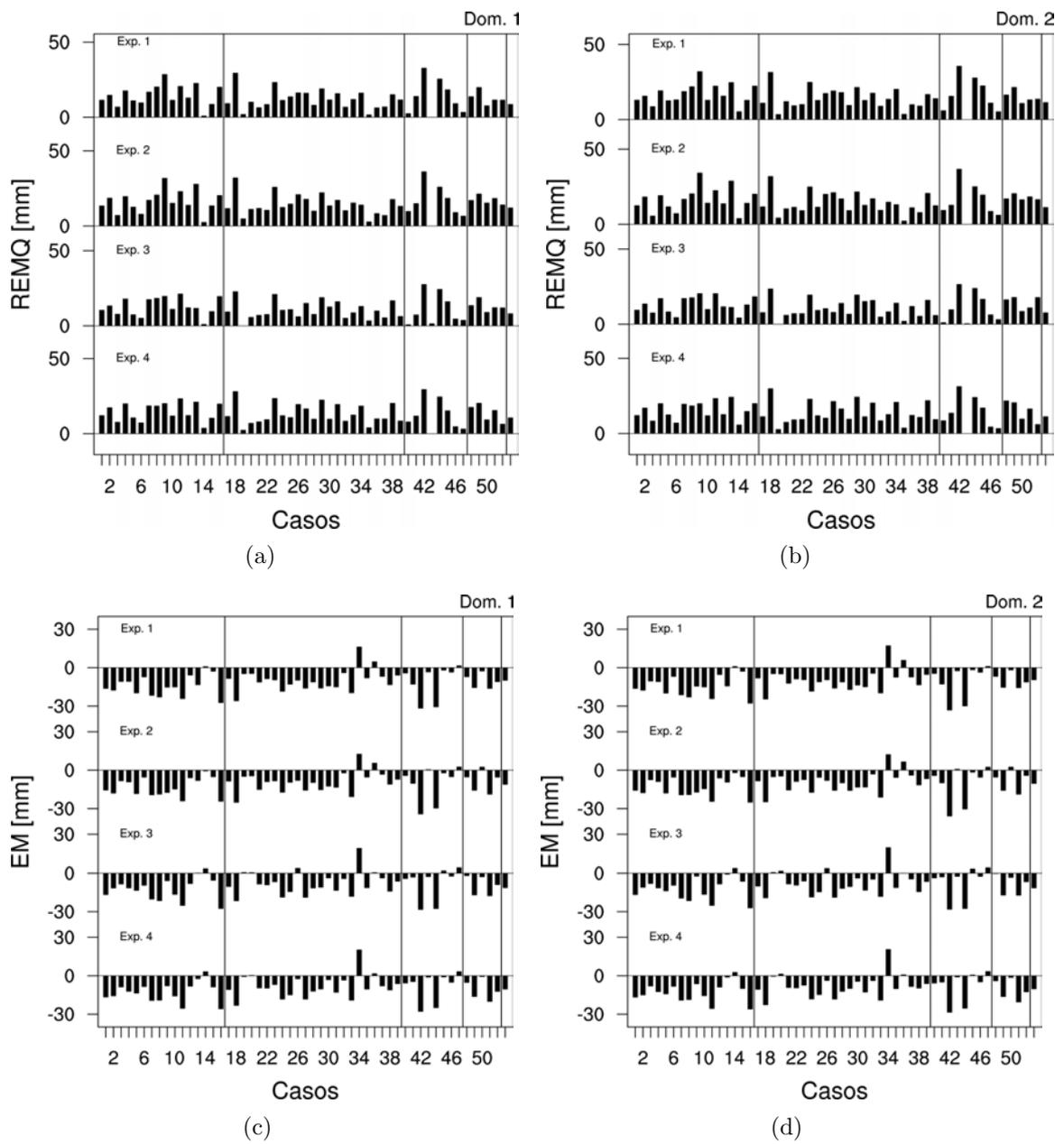


Figura 5.10 - Idem a Figura 5.8, mas para a Região Sul.

5.4.4 Correlação Espacial

A Figura 5.11 apresenta as correlações espaciais entre as observações e as simulações dos casos de chuva intensa ocorridos na Região Sudeste. Aqui, valores positivos significam uma boa representatividade do padrão de chuva (sendo assim, desejados), independente da correspondência entre os valores individuais. Pode-se ver desta figura que as simulações da chuva da grande maioria dos casos produzem correlações positivas significativas, mostrando que, apesar das dificuldades do modelo em gerar precipitação com magnitudes próximas as da observada, as relações espaciais têm boa coerência, com alguns casos tendo correlações próximas a 0,8.

As simulações para quatro (três) casos positivos (negativos) apresentam relações espaciais inversas, que mostram o péssimo desempenho do modelo nestes casos. Bormann e Marks (1999) também encontraram correlações espaciais inversas em previsões de chuva para a Nova Zelândia, usando o modelo RAMS. Assim como apontado por estes autores, as correlações espaciais apresentadas na Figura 5.11 também apresentam grande variabilidade, que pode ser atribuída, parcialmente, a variabilidade da chuva observada entre os casos. Aqui, mais uma vez, reforça-se o que foi discutido no início do Capítulo 4. O estudo de casos é extremamente útil para o entendimento de particularidades envolvidas em cada caso, mas não permite generalizações e nem uma avaliação abrangente de condições associadas a uma classe de eventos.

A mesma ideia pode ser aplicada a estudos de simulação de casos. A avaliação de um modelo atmosférico e a compreensão dos processos envolvidos em uma classe de casos realizada por meio de um único caso ou um pequeno conjunto de casos pode conduzir a conclusões tendenciosas e, até mesmo, errôneas. É fácil de perceber isso ao atentar-se aos casos com correlação espacial negativa. Nestes casos, nenhum dos experimentos conseguiu reverter o sinal da correlação. Fica evidente, desta consideração, que qualquer conclusão pode ser comprometida quando casos como estes são usados ou pertencem a uma pequena amostra de casos num estudo.

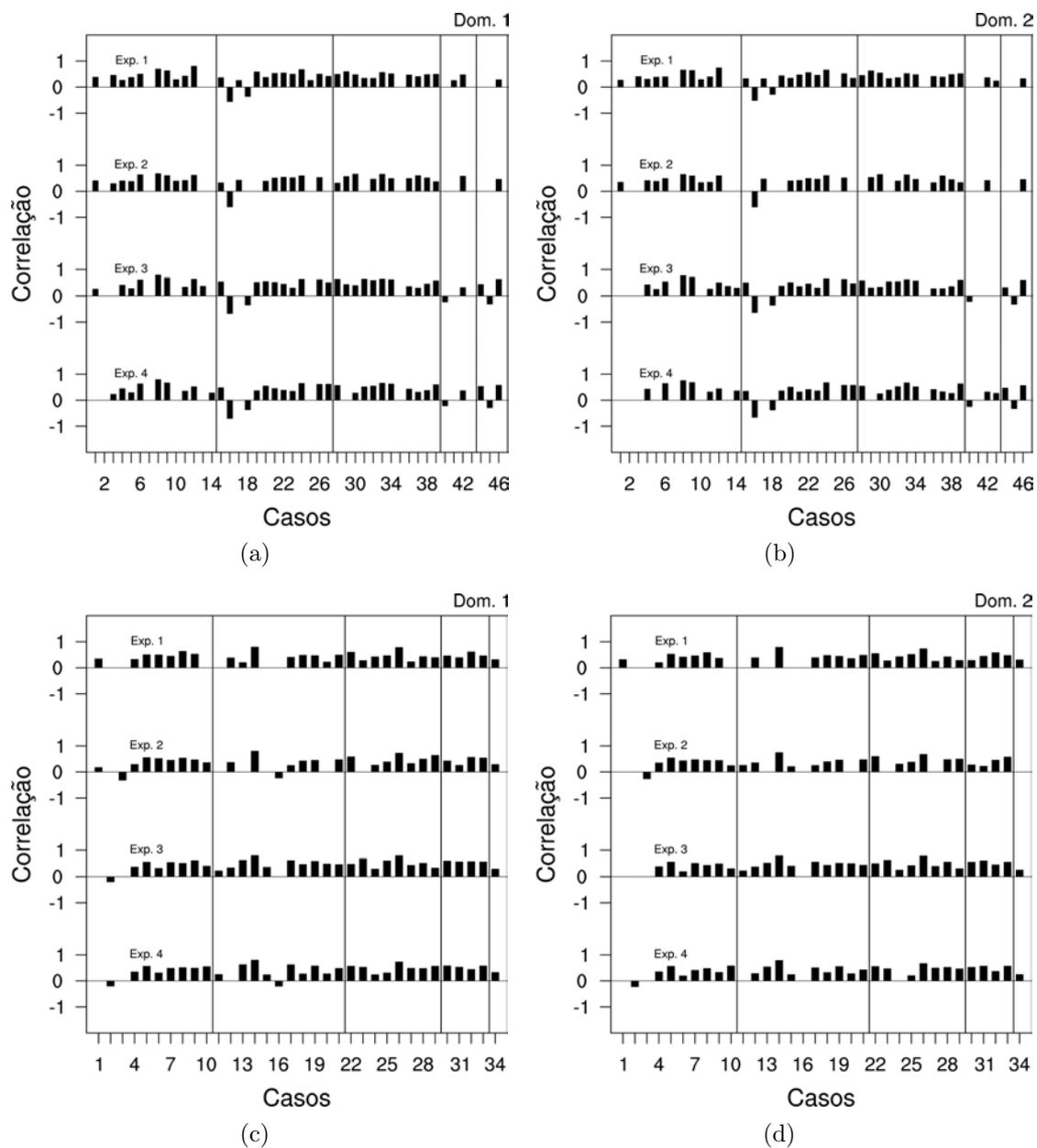


Figura 5.11 - Correlações espaciais entre a chuva simulada e a chuva observada nos casos positivos (a, b) e negativos (c, d) da Região Sudeste. A coluna à esquerda mostra estes valores para o domínio 1 e a coluna à direita para o domínio 2. Como nas figuras anteriores, as linhas verticais cheias dividem os casos em relação aos padrões, com os mais a esquerda associados ao primeiro padrão e o mais a direita ao quinto e último padrão. São mostradas apenas as correlações estatisticamente significativas.

As correlações espaciais entre as chuvas simuladas e a chuva observada nos casos da Região Sul (Figura 5.12) apresentam características semelhantes àquelas associadas às simulações para a Região Sudeste, ou seja, alta variabilidade nas representações espaciais e a existência de casos com correlações espaciais negativas.

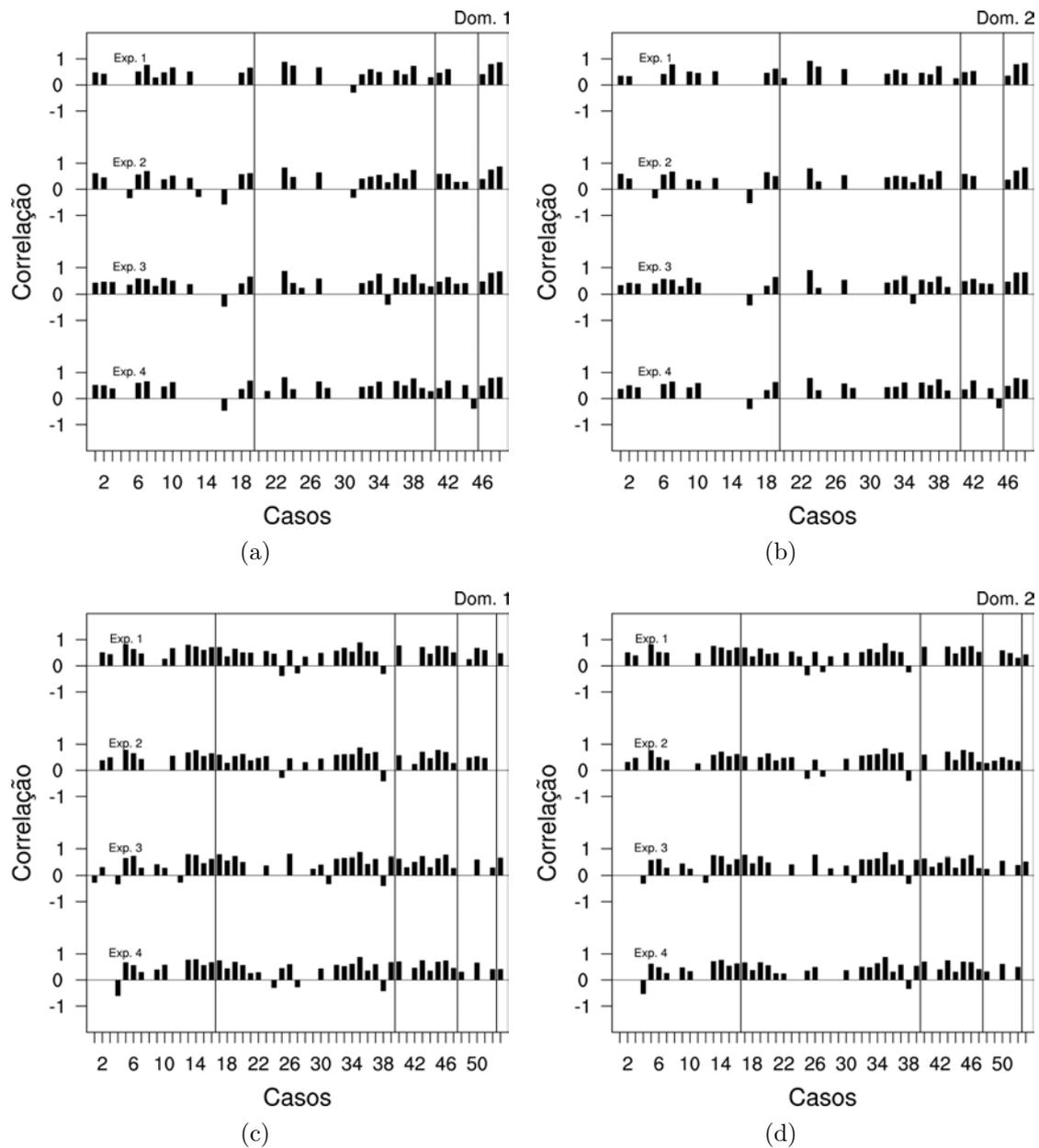


Figura 5.12 - Idem a Figura 5.11, mas para os casos da Região Sul.

Todavia, algumas diferenças são marcantes: (i) o valor médio das correlações superior as observadas para o Sudeste, especialmente nos casos negativos (Figuras 5.12(c) e 5.12(d)), com vários casos com correlações superiores a 0,8; (ii) o maior número de casos com correlações negativas, e (iii) maior número de casos com correlação espacial estatisticamente insignificante, mais evidente nos casos positivos.

Ao contrário das simulações para a Região Sudeste, nas quais não se observou nenhum experimento que propiciasse a mudança no sinal das correlações negativas, nas simulações para o Sul pode-se observar a mudança de sinal nestes casos. Um caso positivo (5) e um caso negativo (25) mostram inversão do sinal em função dos experimentos. No primeiro, a chuva simulada pelo experimento 2 apresentou correlação positiva, mas o experimento 3 gerou relação espacial inversa e valor absoluto similar. No caso negativo, o primeiro experimento gerou relação positiva, que teve sinal invertido nos experimentos 3 e 4.

Em ambas regiões e em ambos conjuntos de casos (positivos e negativos) não é possível observar uma melhor representatividade espacial da chuva pelo modelo em função dos padrões atmosféricos de grande escala. Novamente, como já foi observado na avaliação dos erros do modelo, não é possível atribuir a qualquer um dos experimentos um melhor desempenho do modelo. Há uma grande variabilidade entre os experimentos, em relação à melhor representação espacial da chuva.

6 AMBIENTES DE ESCALA REGIONAL ASSOCIADOS AOS CASOS DE CHUVA INTENSA

6.1 Introdução

Do capítulo 4 foi possível ver que a escala sinótica tem fundamental importância na adequação da atmosfera sobre as Regiões Sudeste e Sul à ocorrência de chuva intensa. Os padrões de escala sinótica mostraram que situações inversas, em relação ao campo de PNMM, estão associados às chuvas intensas nas duas regiões.

A grande diferença entre os ambientes sinóticos obtidos para as duas regiões pareceu estar na importância dos processos de grande escala, como as advecções de vorticidade e de calor. No Sudeste, se observou que estes processos não tiveram ação importante no condicionamento do ambiente às chuvas intensas, especialmente, a advecção de ar quente, que não foi observada sobre a região. Ao contrário, no Sul ambos processos se mostram importantes como pode ser visto nos compostos.

No Sudeste, o movimento vertical observado sobre a região é difícil de ser explicado pelos processos de grande escala, uma vez que são muito fracos. Mesmo assim, o movimento ascendente tem magnitudes próximas às aquelas observadas no Sul do Brasil.

Simulações destes casos foram realizados com o modelo regional MM5. Infelizmente, a representação da chuva acumulada em 24 horas não foi satisfatória. Entretanto, ao se levar em conta as características das amostras de chuva observada e de chuva simulada, foi possível identificar uma boa destreza do modelo em simular os quantis extremos da chuva em 24 horas.

Pode-se observar, também, que nenhum dos experimentos resultou em melhores representações da chuva, de uma maneira geral. Há, sim, uma grande variabilidade caso a caso a respeito deste tópico, mas, mesmo assim, as diferenças são muito pequenas.

Mesmo com esta dificuldade do modelo em simular a chuva nos casos de chuva intensa é possível obter maiores informações sobre o ambiente de escala regional a partir das demais variáveis do modelo MM5. Assim este capítulo é destinado a apresentação de análises do ambiente em escala regional. A análise nesta escala pode fornecer informações importantes a respeito dos processos envolvidos na ocorrência

da chuva intensa.

6.2 Metodologia

Numa primeira etapa, analisa-se subjetivamente a capacidade do modelo regional em capturar o ambiente sinótico associado aos casos de chuva intensa por meio da comparação dos compostos de PNMM apresentados no Capítulo 4 com os compostos para esta mesma variável das simulações no domínio 1, de 90 km de resolução, escolhido pela sua maior abrangência espacial.

Posteriormente, as simulações realizadas no domínio 2, com 30 km de resolução horizontal, são usadas para gerar compostos para os casos positivos e negativos de cada um dos padrões apresentados no Capítulo 4. A maior resolução deste domínio permite a visualização de detalhes não observáveis no domínio 1 e nem nos dados da R2.

Por fim, os processos envolvidos nos casos de chuva intensa em ambas regiões são investigados por meio do estudo dos termos das equações do balanço de calor, de umidade e de vorticidade. O balanço de umidade é dado por

$$\frac{\partial q}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{V}q + \frac{\partial \omega q}{\partial p} = -C, \quad (6.1)$$

sendo q a umidade específica, \vec{V} o vento horizontal, ω a vertical do vento e C a contribuição dos processos de condensação e evaporação à variação da umidade. Assim, a variação local de umidade específica é resultante da divergência horizontal do transporte de umidade, da divergência vertical do fluxo vertical de umidade e da diferença entre evaporação e condensação.

O balanço de vorticidade é dado por

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{V}\zeta_a + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \hat{k} \cdot \nabla \omega \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} = -\tau \quad (6.2)$$

na qual os termos do lado esquerdo referem-se, respectivamente, à variação local de

vorticidade relativa, à divergência horizontal do transporte de vorticidade absoluta, à divergência vertical do transporte de vorticidade relativa e à torção de vorticidade relativa. τ , no lado direito, representa os processos dissipativos. Por fim, a equação do balanço de calor é dada por

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \nabla \cdot \vec{V}T + \frac{\partial \omega T}{\partial p} - \frac{\omega \alpha}{c_p} = S, \quad (6.3)$$

sendo S os processos diabáticos que contribuem à variação da temperatura. Aqui, a variação local de temperatura ocorre devido à divergência horizontal do transporte de calor, à divergência vertical do transporte de calor e aos processos diabáticos, representados por S_θ , no lado direito de 6.3.

Considerando que os termos do lado esquerdo das Equações 6.1, 6.2 e 6.3 referem-se aos processos resolvidos pelo modelo, pode-se considerar os termos do lado direito, obtidos como resíduos destas equações, como um resultado dos processos não resolvidos ou se sub-grade. Por isso, os resíduos destas equações também são apresentados na análise dos balanços.

As Equações 6.1, 6.2 e 6.3 estão apresentadas em sua forma de fluxo. Conforme Banacos e Schultz (2005), o termo da divergência horizontal pode ser expandido, pela identidade vetorial

$$DIV_H A = \nabla \cdot (\vec{V}A) = \vec{V} \cdot \nabla A + A \nabla \cdot \vec{V} \quad (6.4)$$

na qual A é qualquer uma das variáveis cujos balanços estão acima descritos. Da aplicação desta identidade vetorial tem-se dois termos, um representando a advecção da variável atmosférica em estudo e o outro representando a contribuição da convergência horizontal do escoamento à variação de A . Nas Equações 6.1, 6.2 e 6.3, esta identidade vetorial produz os termos de advecção de umidade, de calor e vorticidade (absoluta). Na equação do balanço de vorticidade o termo da divergência é conhecido como estiramento de vorticidade.

Segundo Cotton e Anthes (1989), os termos do lado esquerdo das Equações 6.1, 6.2

e 6.3 podem ser considerados como fontes/sumidouros aparentes de umidade específica, vorticidade relativa e calor, respectivamente. Entretanto, a equação do balanço de vorticidade merece uma atenção especial. Do ponto de vista de um “balanço”, os efeitos de advecção horizontal e vertical de vorticidade relativa representam um “rearranjo” espacial da vorticidade absoluta, enquanto que os demais efeitos (estiramento, torção e dissipação) representam as fontes/sumidouros físicos de vorticidade relativa (MENDONÇA, 2000).

Assim, com os termos do lado esquerdo destas equações são obtidas seções pressão versus tempo com o objetivo principal de mostrar a evolução do ambiente de escala regional durante a ocorrência de chuva intensa. Os termos das Equações 6.1, 6.2 e 6.3 são obtidos por médias sobre a área de cada uma das regiões. Com tais análises é possível identificar os processos que mais contribuem para a ocorrência das chuvas intensas.

6.3 Resultados

6.3.1 Representação dos padrões de escala sinótica pelo modelo regional

É importante que o modelo regional consiga capturar adequadamente os sistemas sinóticos que atuam nas chuvas intensas nas Regiões Sul e Sudeste. Uma representação adequada do ambiente de grande escala permite o uso das informações do modelo para a investigação dos ambientes em escala regional, pois estão corretamente associados ao primeiro. Esta análise inicial é realizada por meio da inspeção subjetiva dos compostos dos casos de chuva intensa obtidos para o domínio de maior abrangência espacial (domínio 1), especialmente, dos campos de PNMM, variável usada na definição dos padrões de escala sinótica.

A Figura 6.1 mostra os compostos de PNMM e velocidade vertical em 500 hPa, obtidos das simulações do experimento 1, para os casos positivos e negativos do Sudeste. Como pode ser observado, as simulações mostram padrões de PNMM semelhantes àqueles descritos no Capítulo 4, mostrando que o modelo capturou adequadamente o ambiente de escala sinótica associado aos eventos de chuva intensa no Sudeste. A maior diferença foi observada no composto para os casos negativos do segundo padrão, no qual não se observa um pronunciado cavado no Oceano Atlântico, a leste da região, como observado no composto obtido dos dados da R2 (Figura 4.4(c)).

A boa representação dos campos de escala sinótica também é observada nos padrões

restantes e nas variáveis apresentadas no Capítulo 4 (não mostrados). Além disso, não há diferenças marcantes entre os experimentos, mostrando a representação do ambiente de grande escala não é alterada pela combinação de diferentes esquemas de parametrização da convecção cumulus e da camada limite planetária.

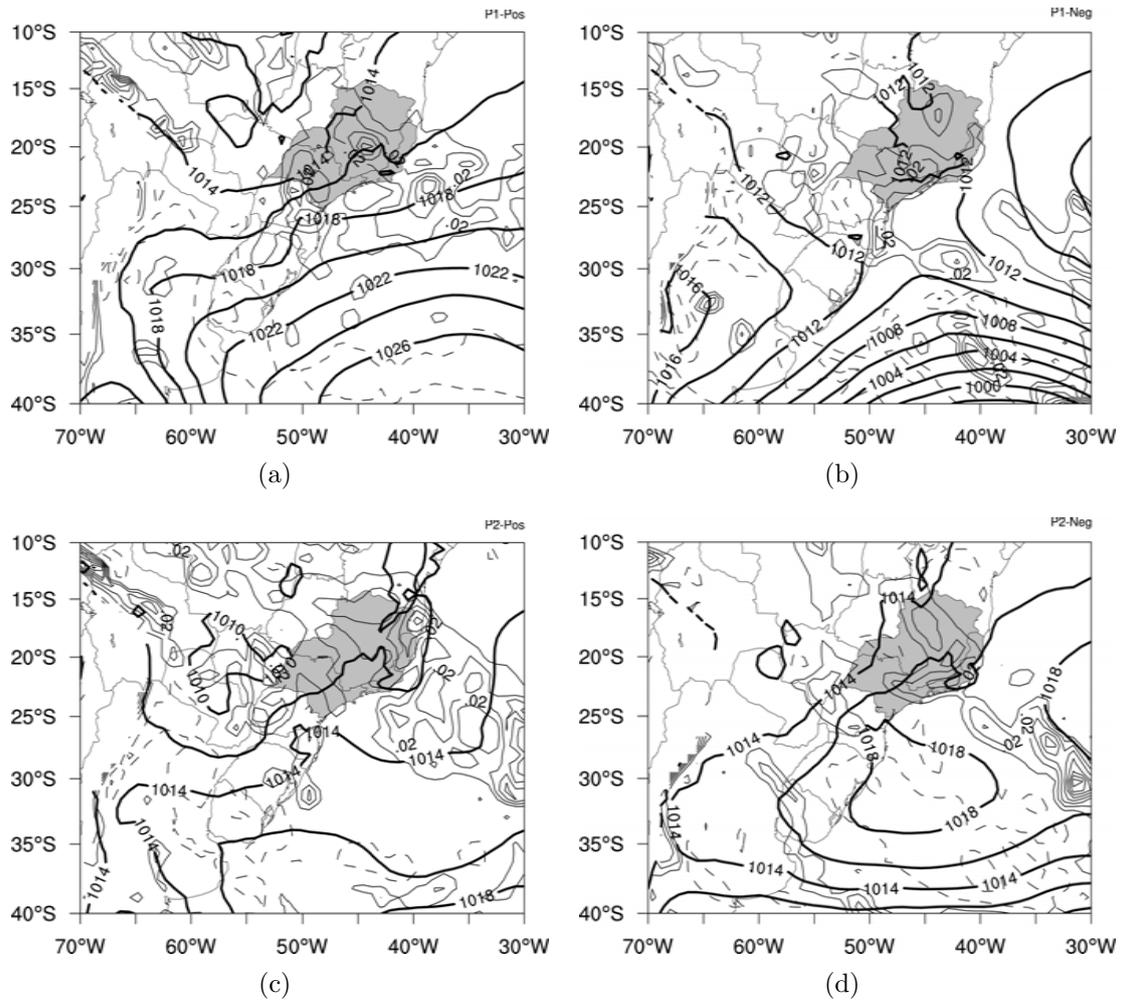


Figura 6.1 - Compostos de PNMM (hPa) e velocidade vertical em 500 hPa (m s^{-1}) dos casos associados ao primeiro padrão (a, b) e ao segundo padrão (c, d) para a Região Sudeste obtidos a partir do experimento 1. Os compostos referem-se ao início do intervalo de 24 horas de acúmulo de chuva, correspondentes a 12 horas de simulação.

Sutis diferenças entre os experimentos são observadas nas magnitudes de algumas variáveis meteorológicas, em baixos níveis, que são identificadas quando os experimentos 1 e 3 são comparados com os experimentos 2 e 4. Nos experimentos 1 e 3,

o esquema de parametrização dos processos da camada limite de Mellor-Yamada é usado, ao passo que nos experimentos 2 e 4, o esquema de Hong e Pan é utilizado. Da comparação destes experimentos nota-se valores mais altos da convergência do fluxo de umidade em 850 hPa nos experimentos que usam o esquema de Mellor-Yamada (Figura 6.2).

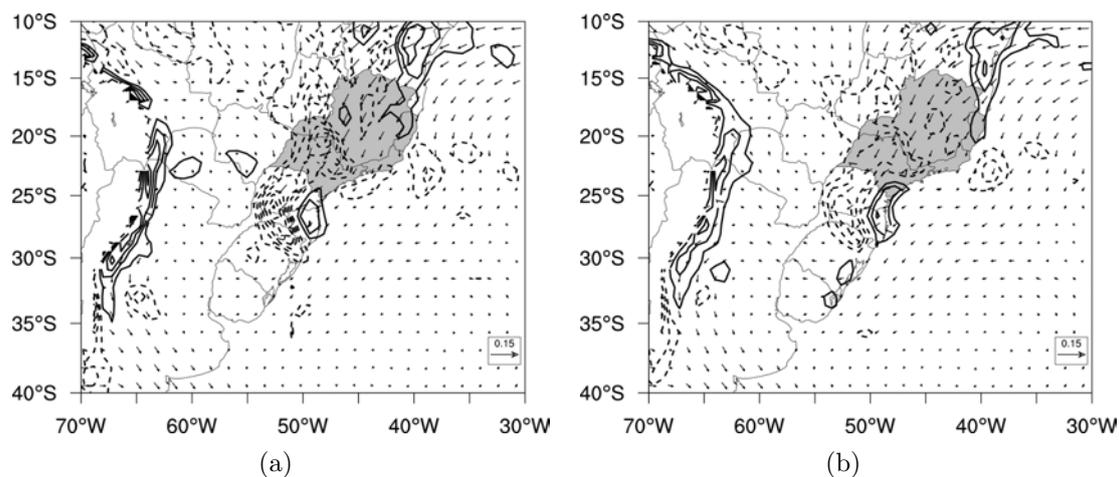


Figura 6.2 - Compostos de DFU (10^{-7} s^{-1}) e TU (10^{-2} ms^{-1}) em 850 hPa dos experimentos 1 (a) e 2 (b) dos casos positivos do primeiro padrão da Região Sudeste.

Não foi possível perceber diferenças substanciais comparando-se os experimentos com diferentes parametrizações da convecção cumulus. Há, sim, sutis diferenças nas magnitudes da velocidade vertical, mas que não ocorrem da mesma forma nos dois conjuntos de casos. Nos casos positivos, os experimentos 1 e 2 produziram maiores máximos de velocidade vertical positiva, enquanto que nos casos negativos foram os experimentos 3 e 4 que produziram maiores máximos.

Por meio dos resultados apresentados do capítulo anterior, pode-se concluir que estas pequenas diferenças observadas entre os experimentos não foram significativamente importantes a ponto de gerar mudanças importantes na simulação da chuva, que levassem o modelo a ter um melhor desempenho em função de quaisquer combinações.

A Figura 6.3 apresenta compostos de PNMM e velocidade vertical em 500 hPa para os casos positivos e negativos pertencentes aos padrões 1 e 2 da Região Sul. Como nos casos de chuva intensa do Sudeste, as simulações para os casos do Sul também apresentam ambientes sinóticos compatíveis com os padrões de grande escala

apresentados no Capítulo 4.

As mesmas sutis mudanças observadas no campo de convergência do fluxo de umidade em baixos níveis dos casos da Região Sudeste são vistas nos compostos dos casos da Região Sul, com os experimentos que usaram o esquema de Mellor-Yamada produzindo maiores valores. Entretanto, não há diferenças nas intensidades da velocidade vertical entre os experimentos, como observado nos compostos para o Sudeste.

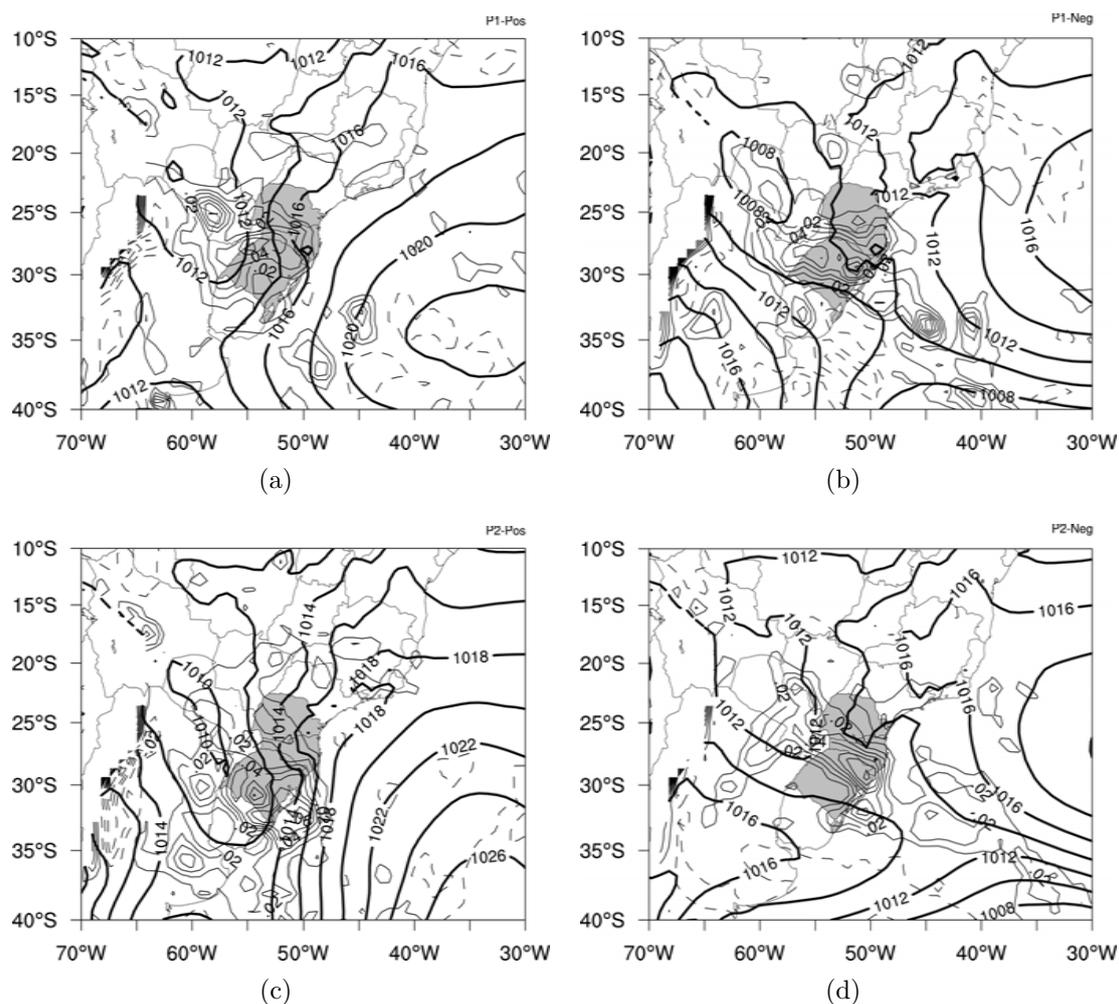


Figura 6.3 - Idem a Figura 6.1, mas para a Região Sul

Estes resultados vão ao encontro daqueles obtidos por Yang e Tung (2003), que também observou pequenas mudanças nas simulações com diferentes parametrizações da convecção cumulus, além do fato de nenhum deles terem causado melhor

desempenho do modelo usado nas simulações de chuva. Isto sugere, ainda segundo estes autores, que o ambiente sinótico fornece o controle principal na habilidade do modelo em simular/prever a chuva.

6.4 Compostos de escala regional

Apesar do fraco desempenho do modelo em simular os valores absolutos da chuva observada, pode-se verificar que ele foi capaz de reproduzir os ambientes sinóticos médios apresentados no Capítulo 4. Este resultado encoraja análises do ambiente atmosférico em escala regional associado aos casos de chuva intensa. Estas análises são apresentadas para o domínio de maior resolução (30 km) e para o experimento 1 (experimento controle). As pequenas diferenças dos campos simulados entre os experimentos tornam desnecessárias inspeções dos demais experimentos.

Como aplicado na escala sinótica, a composição de casos também é usada para a análise do ambiente atmosférico em escala regional. Este procedimento permite a captura das características que são comuns a todos os casos de chuva intensa aqui analisados, enquanto aquelas características únicas a casos individuais são removidas. Anabor et al. (2009) usaram o método da composição para criar condições iniciais para simulação de sistemas convectivos de mesoescala, mostrando que este procedimento é útil quando características comuns a um fenômeno atmosférico precisam ser ressaltadas.

6.4.1 Região Sudeste

A figura 6.4 apresenta os compostos de PNMM, vento em 1000 hPa e velocidade vertical em 500 hPa para os casos positivos do primeiro padrão do Sudeste, que mostra um cavado em superfície sobre, praticamente, todo o estado de São Paulo, ventos de nordeste em praticamente toda a região, até os setores norte de São Paulo. Ao sul, ainda em São Paulo, os ventos são predominantemente de leste. Movimento vertical ascendente ocorrem em áreas isoladas da Região Sudeste, no início do período de 24 horas da chuva.

Nas horas posteriores, o cavado observado sobre o estado de São Paulo se intensifica resultando num centro de baixa pressão a oeste da Região Sudeste, 8 horas após o início do período de 24 de chuva (Figura 6.4(b)). Isto resulta em maior convergência sobre a região (não mostrado) e um aumento da área de movimento vertical ascendente, que cobre grande parte da Região Sudeste. Nas horas subsequentes (não

mostrado), este centro de baixa pressão perde a sua configuração, voltando a predominar sobre o estado de São Paulo e oeste de Minas Gerais um cavado que também perde intensidade (diminuição do gradiente horizontal) até o final do período de acúmulo de 24 horas.

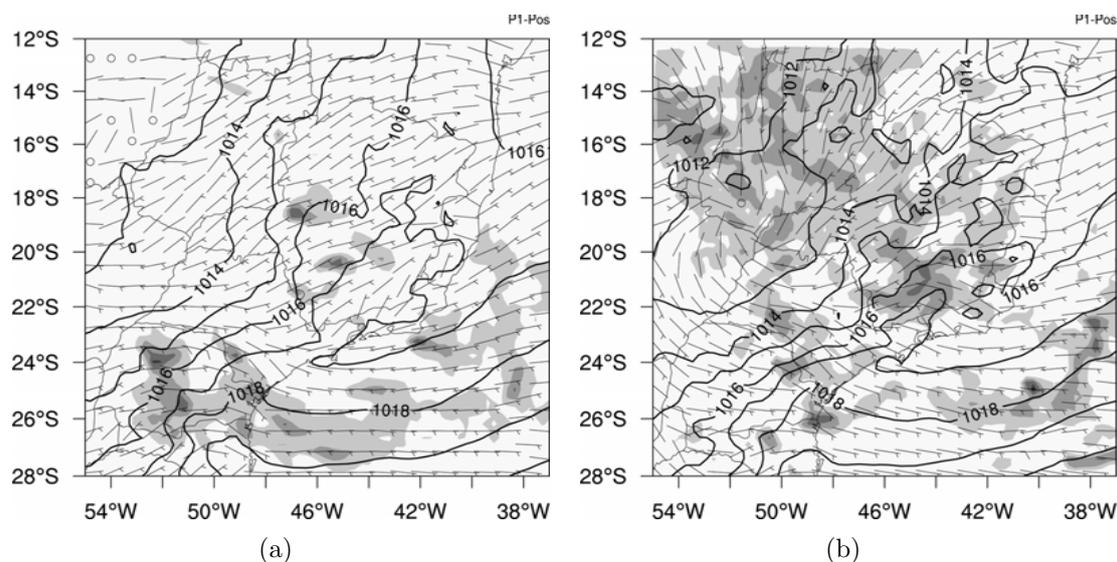


Figura 6.4 - Compostos de PNMM (hPa), vento em 1000 hPa (m s^{-1}) e velocidade vertical em 500 hPa (m s^{-1}) para os casos positivos do primeiro padrão do Sudeste para o início do período da chuva em 24 horas (a) e para 8 horas após este instante (b). A magnitude do vento em 1000 hPa é dada pelas barbelas, com a escala de velocidade usual.

Nos compostos para os casos positivos do segundo padrão (Figura 6.5) uma similar configuração do ambiente em escala regional do primeiro padrão. Há pequenas diferenças como a presença de uma circulação ciclônica a oeste de São Paulo e Minas Gerais e no litoral fluminense. Nas horas subsequentes, o cavado existente sobre São Paulo se intensifica (pequeno aumento do gradiente horizontal) e a circulação ciclônica no litoral norte fluminense da origem a um centro de baixa pressão sobre a divisa dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. Estas mudanças produzem movimento vertical ascendente em praticamente toda a região, sendo mais significativos no norte do Rio de Janeiro e no Espírito Santo.

O terceiro padrão também apresenta um ambiente similar, mas com uma diferença marcante em relação aos demais: a formação de um centro de baixa pressão no litoral

Paulista (Figura 6.6) que ocorre por volta de 13 horas após o início de 24 horas de chuva. Este centro de baixa pressão se mantém na costa sul da Região Sudeste pelo restante do período de simulação, com pequena diminuição de sua intensidade (diminuição do gradiente horizontal).

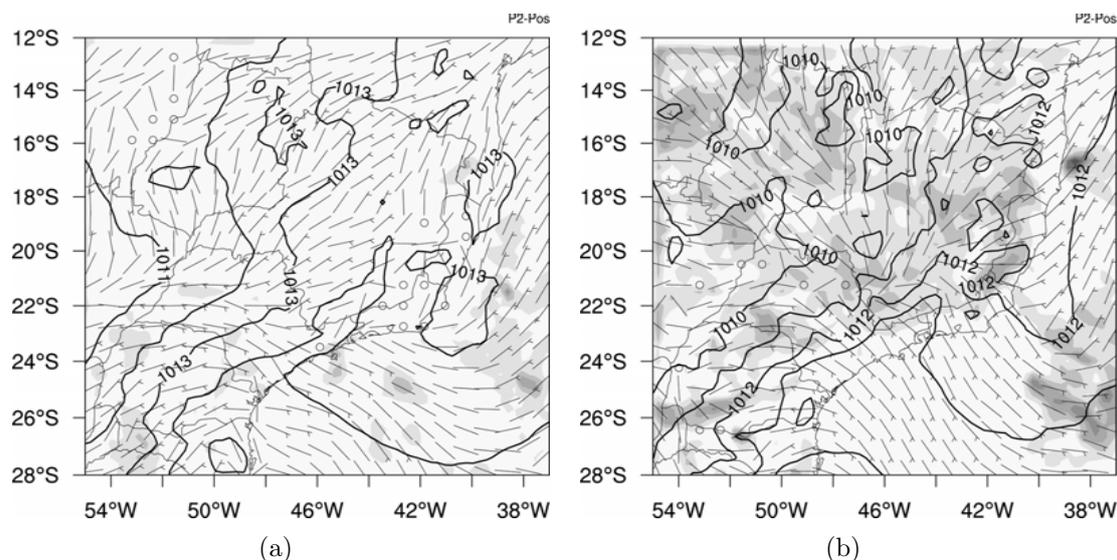


Figura 6.5 - Idem a Figura 6.4, mas para os casos positivos do segundo padrão.

Nos casos negativos do primeiro padrão sinótico também se observa um cavado sobre o oeste de São Paulo, mas os ventos de nordeste são predominantes por todo o interior da Região Sudeste. No litoral, os ventos são de norte-noroeste (Figura 6.7(a)). Nas horas seguintes, a influência do cavado a oeste da região aumenta devido ao seu deslocamento para leste e o seu aumento de gradiente horizontal, aumentando, também, as áreas de movimento ascendente na região.

O ambiente atmosférico regional associado aos casos negativos do segundo padrão mostram características similares às aquelas observadas nos casos positivos deste mesmo padrão, mas mostram uma circulação ciclônica mais pronunciada sobre o litoral do Rio de Janeiro (Figura 6.8). Posteriormente, os ventos na região litorânea do Rio de Janeiro e Espírito Santo giram no sentido horário, atingindo o continente em ângulos aproximadamente perpendiculares. Ao mesmo tempo, aumenta as áreas de movimento vertical ascendente sobre o continente, que se formam próximo à costa, e pode-se observar um movimento dos núcleos de maior velocidade vertical positiva em direção ao continente, que perdem intensidade conforme se afastam da costa. A

seqüência das Figuras 6.8(b), 6.8(c) e 6.8(d) mostra este movimento.

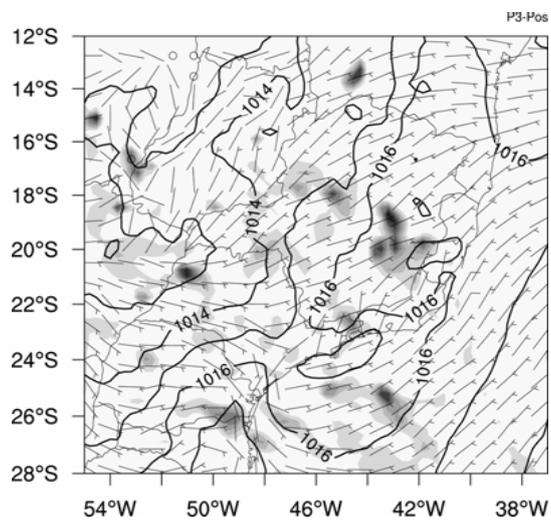


Figura 6.6 - Idem a Figura 6.4, mas para os casos positivos do terceiro padrão, 13 horas após o início de 24 horas de chuva.

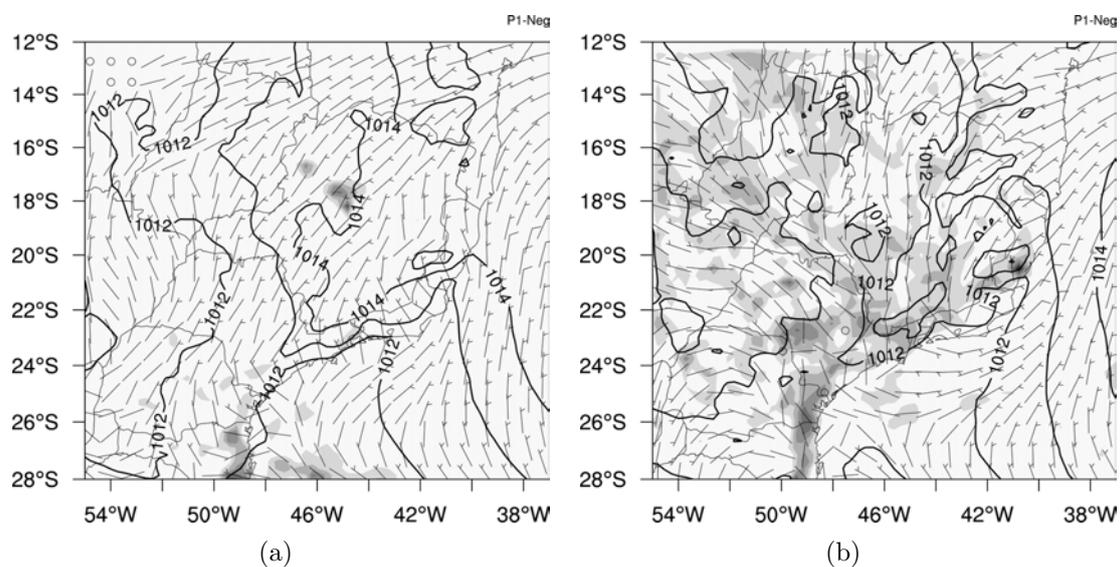


Figura 6.7 - Idem a Figura 6.4, mas para os casos negativos do primeiro padrão.

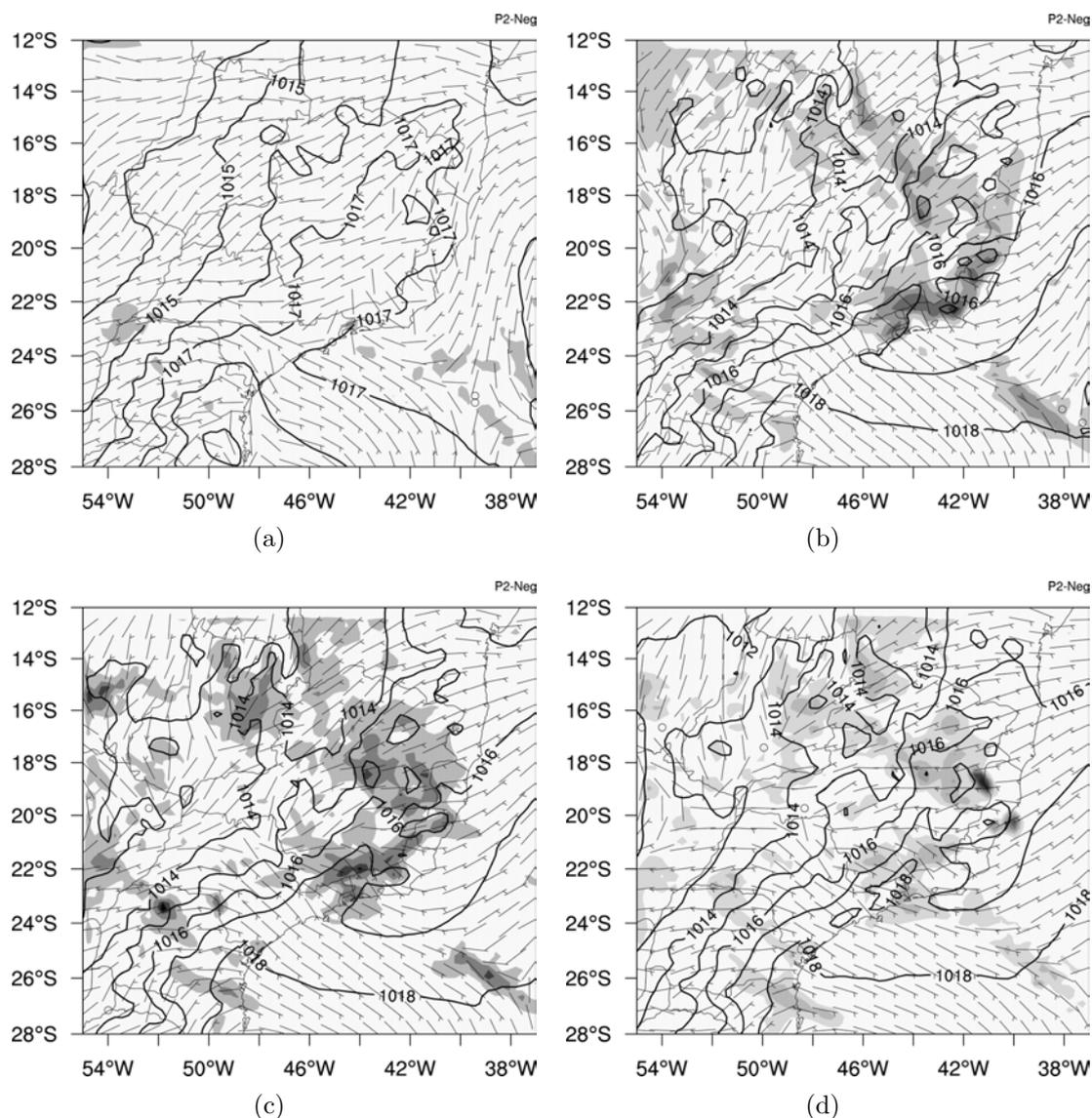


Figura 6.8 - Idem a Figura 6.4, mas para os casos negativos do segundo padrão. O painel (a) refere-se ao início da chuva em 24 horas e os painéis (b-d) referem-se a 6, 8 e 10 horas após este início.

Os compostos para os casos negativos do terceiro padrão (Figura 6.9) apresentam, em relação aos compostos para os casos positivos do mesmo padrão sinótico, ventos de norte sobre todo o estado de Minas Gerais e Espírito Santo (inclusive sobre a área costeira deste estado) e setor noroeste e norte do estado de São Paulo. A evolução do campo de PNMM é similar a dos demais compostos apresentados: o aumento da influência de um cavado sobre o oeste de São Paulo com a formação de uma circulação ciclônica sobre o noroeste paulista no final do período de 24 horas de

chuva.

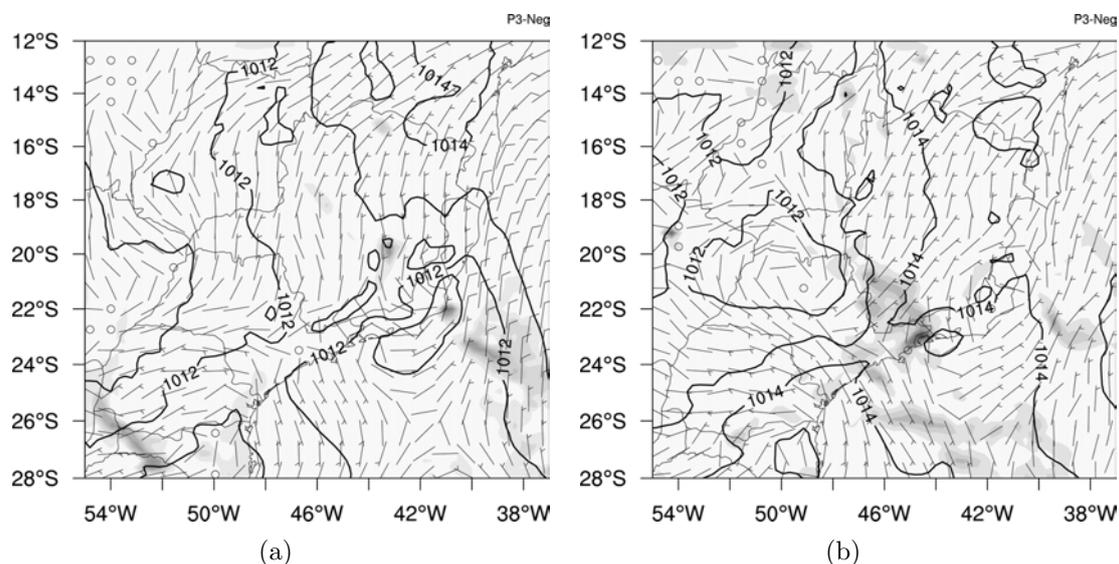


Figura 6.9 - Idem a Figura 6.4, mas para os casos negativos do terceiro padrão.

O padrões 4 e 5 não são analisados por conter um número de casos menor - menos que a metade - em relação aos três primeiros padrões.

6.4.2 Região Sul

Os compostos regionais dos casos positivos do primeiro padrão mostram um centro de baixa pressão localizado a noroeste da Região Sul, com um cavado se estendendo deste centro ao nordeste do Rio Grande do Sul e um outro cavado com orientação oeste-leste se estendendo pelo estado de Santa Catarina (Figura 6.10). Estes dois cavados são responsáveis pelos núcleos mais intensos de movimento ascendente observados na região. Já no leste dos estados do Paraná e Santa Catarina, uma crista oriunda da circulação do anticiclone do Atlântico Sul é observada, onde, também, não são observados movimentos verticais ascendentes. Nas horas posteriores, este centro de baixa pressão se desloca em direção à Região Sul, atingindo o oeste do Rio Grande do Sul no final do período de 24 horas de chuva, produzindo áreas mais intensas de movimento ascendente.

Ventos de nordeste são observados por toda a região. Conforme o centro de baixa pressão, localizado sobre o Paraguai e norte da Argentina, se aproxima da Região

Sul, os ventos tornam-se predominantemente de norte, especialmente, nos setores oeste dos estados da região. Sobre o Paraguai, ventos de noroeste predominam por quase toda as 24 horas de chuva no Sul, sofrendo pequenas oscilações (no início do período da chuva), mas sempre soprando do quadrante norte.

Nos casos positivos do segundo padrão observam-se um centro de baixa pressão a oeste da Região Sul (mas mais ao sul do que observado no primeiro padrão) e um maior gradiente de pressão a leste da região, conforme descrito pelos compostos de grande escala apresentados no Capítulo 4 (Figura 6.11). Durante o período de 24 horas de chuva, a circulação ciclônica, inicialmente localizada no nordeste da Argentina, se desloca para sudeste, chegando ao sul do Rio Grande do Sul, 12 horas após, e ao Uruguai horas após.

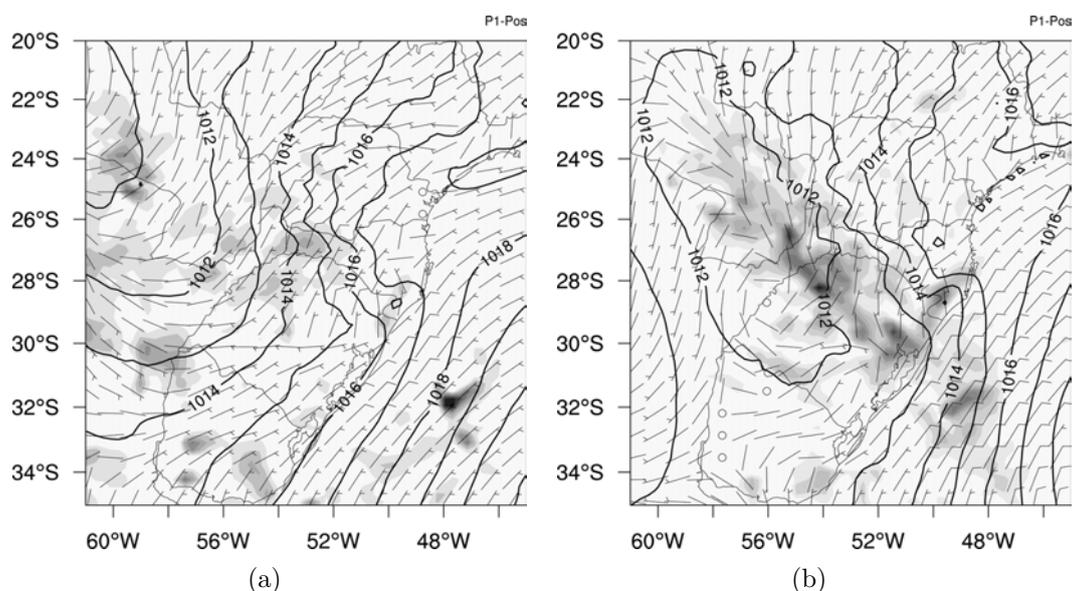


Figura 6.10 - Idem a Figura 6.4, mas para os casos positivos do primeiro padrão sinótico da Região Sul. O painel (a) refere-se ao início do período de 24 horas de chuva e (b) a 20 horas após este início.

Os casos de chuva intensa positivamente correlacionados com o terceiro padrão mostram uma configuração diferente dos dois primeiros padrões apresentados anteriormente. Nestes casos, observa-se apenas parte de um centro de baixa pressão localizado sobre o oeste do Paraguai, mas nota-se a presença de um cavado sobre o Uruguai. A Região Sul é abrangida quase completamente, exceto o sul de Santa Ca-

tarina, por uma crista oriunda da circulação do anticlone do Atlântico Sul (Figura 6.12). Esta circulação anticiclônica não permite movimento ascendente em praticamente toda a região.

O cavado observado sobre o Uruguai se desloca para leste nas horas posteriores, enquanto que o centro de baixa pressão antes observado (em parte) no oeste do Paraguai se desloca para sudeste levando sua circulação ciclônica para o interior do Rio Grande do Sul. Com isso, movimentos ascendentes são observados sobre a região, principalmente, sobre o Rio Grande do Sul, durante todo o período de 24 horas de chuva. A sudoeste da região observa-se a entrada de uma crista, associada a um centro de alta pressão pós frontal. Os movimentos ascendentes ficam limitados a frente deste crista, mostrando a associação destes casos de chuva intensa com a passagem de frentes frias.

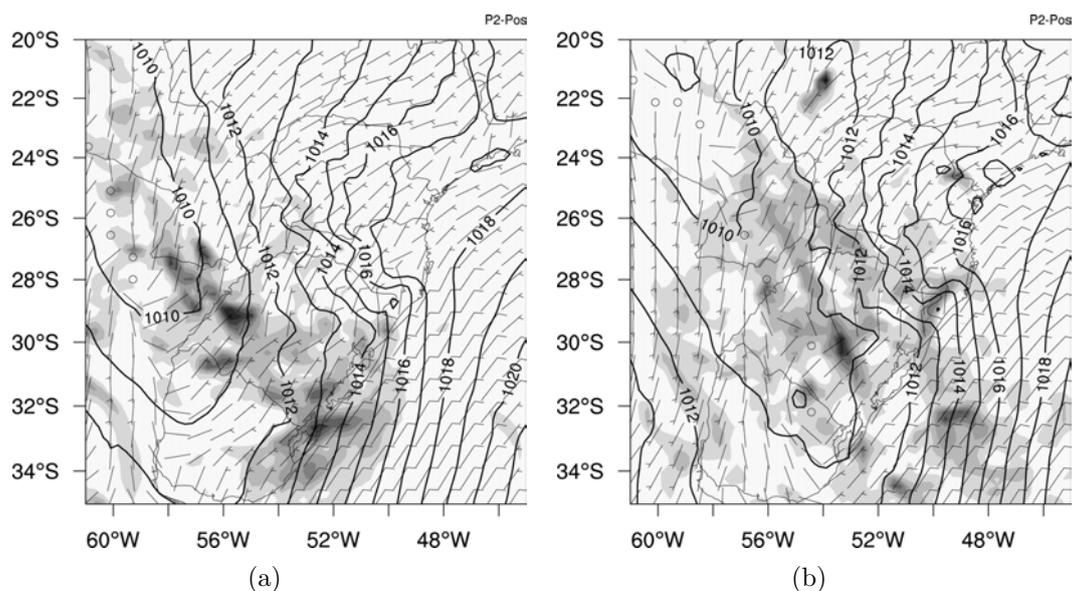


Figura 6.11 - Idem a Figura 6.4, mas para os casos positivos do segundo padrão sinótico da Região Sul. O painel (a) refere-se ao início do período de 24 horas de chuva e (b) a 12 horas após este início.

Os padrões para os casos negativos mostram características e comportamentos similares do padrão de pressão, ou seja, a presença de um centro de baixa pressão sobre o Paraguai com um cavado se estendendo até o noroeste do Rio Grande do Sul. Durante as horas posteriores ao início do período de 24 horas de chuva, este centro

se desloca para nordeste, enquanto uma crista sobre o Uruguai e sul da Região Sul avança na direção nordeste (Figura 6.13).

Apesar do ambiente de escala sinótica associados aos compostos para os casos negativos do terceiro padrão serem marcadamente diferentes dos demais, como apresentado no Capítulo 4, os compostos em escala regional não mostram grandes diferenças em relação aos apresentados nesta seção (Figura 6.14).

No início do período de chuva de 24 horas, um cavado, associado a um centro de baixa pressão (observado em parte) localizado no norte da Argentina, se estende pelo Rio Grande do Sul e oeste de Santa Catarina, enquanto que no Paraná e leste de Santa Catarina a circulação do anticiclone do Atlântico Sul é predominante.

A evolução deste ambiente mostra o deslocamento para sudeste da circulação ciclônica, observada a oeste da região, que chega ao oeste gaúcho e catarinense no final das 24 horas de chuva. Durante esta evolução, ventos de noroeste sobre o Paraguai são observados apenas próximo ao final das 24 horas de chuva no Sul do Brasil. Ventos de nordeste são predominantes em grande parte da Região Sul durante as 24 horas de chuva.

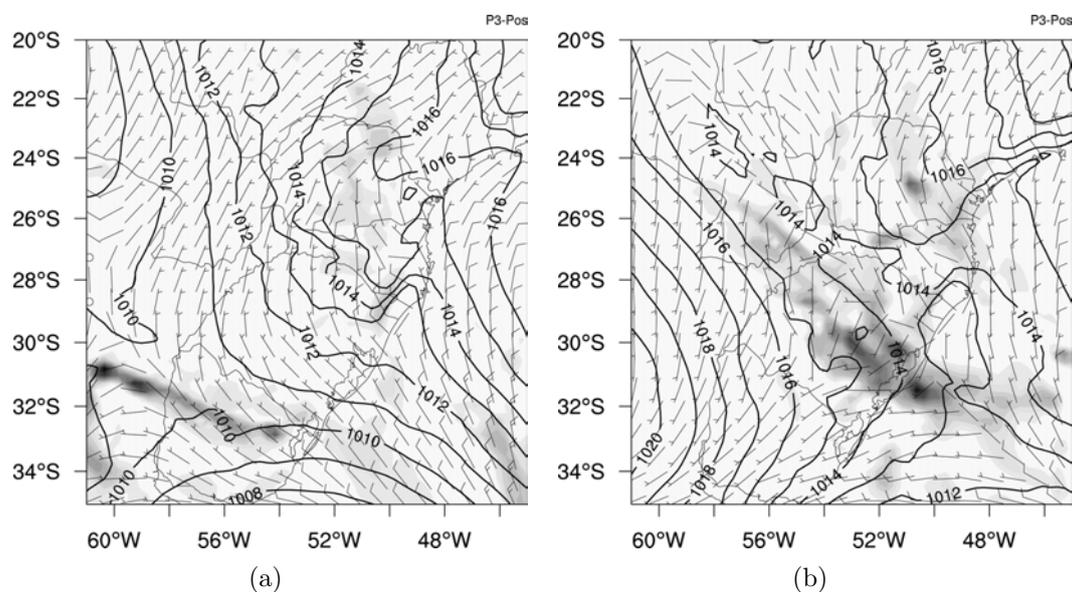


Figura 6.12 - Idem a Figura 6.4, mas para os casos positivos do primeiro padrão sinótico da Região Sul. O painel (a) refere-se ao início do período de 24 horas de chuva e (b) ao final deste período, ou seja, 24 horas após.

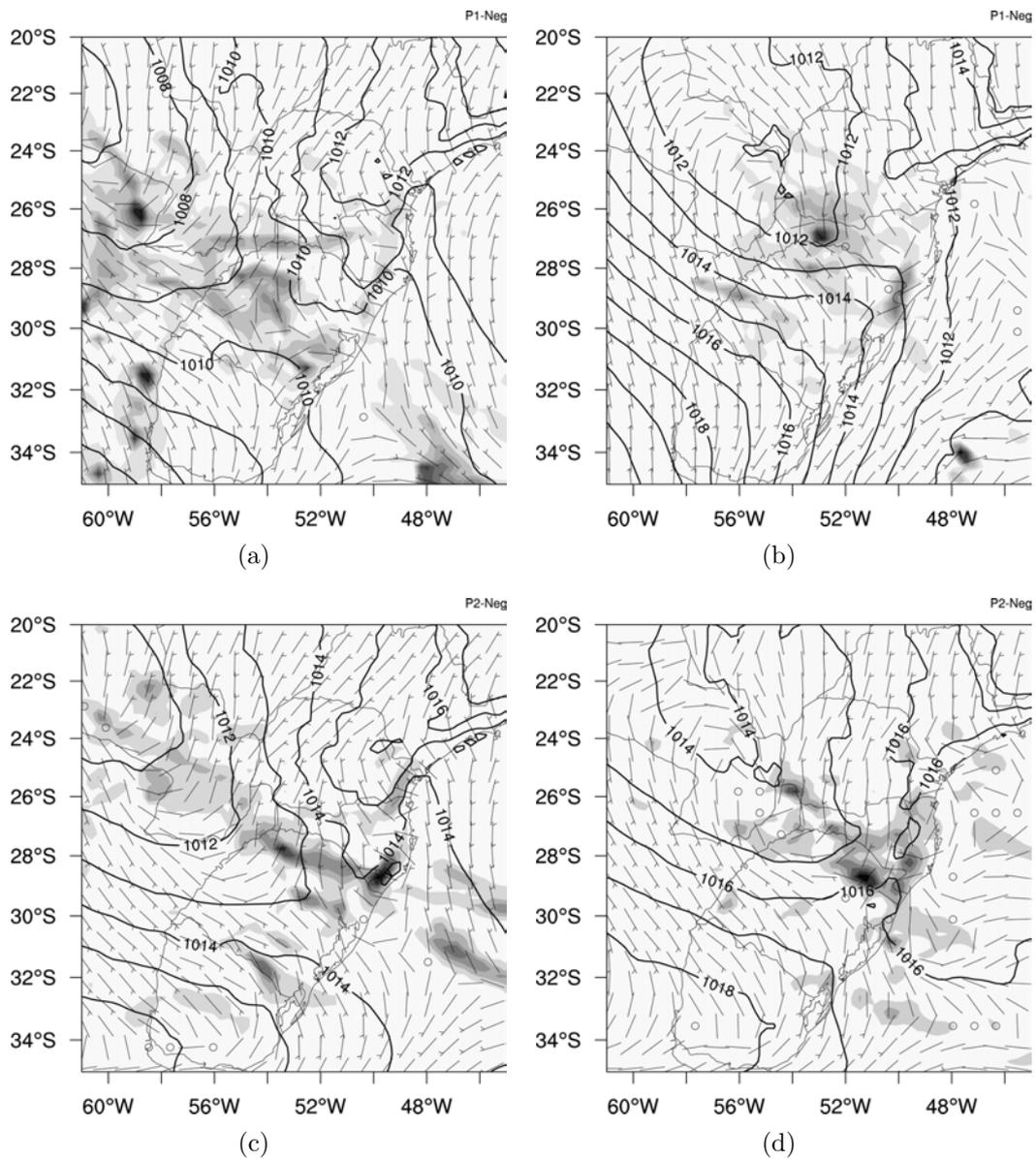


Figura 6.13 - Idem a Figura 6.4, mas para os casos negativos do primeiro (a, b) e segundo (c, d) padrões sinóticos da Região Sul. Os painéis (a, c) referem-se ao início da chuva em 24 horas e os painéis (b, d) referem-se ao final deste período de acúmulo de chuva.

Novamente, os padrões 4 e 5 não são analisados devido ao pequeno número de casos, que poderia invalidar a aplicação de quaisquer conclusões à identificação de situações propícias a ocorrência da chuva intensa.

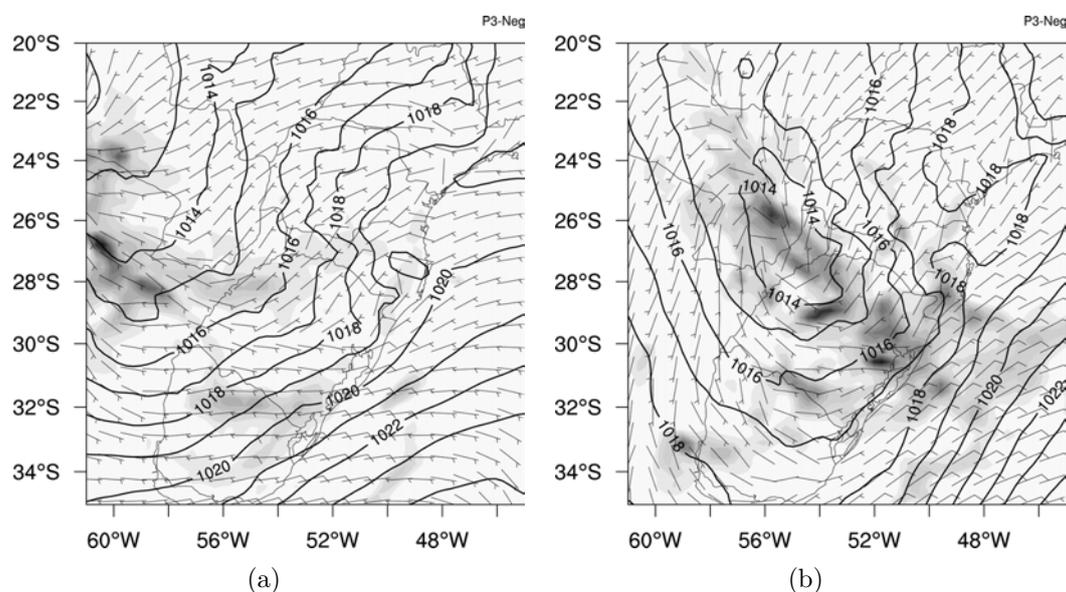


Figura 6.14 - Idem a Figura 6.4, mas para os casos negativos do terceiro padrão sinótico da Região Sul. O painel (a) refere-se ao início do período de 24 horas de chuva e (b) a 20 horas após.

6.5 Análise dos Balanços de Umidade, Vorticidade e Calor

Os processos envolvidos nas variações de umidade, vorticidade e calor podem ser estudados por meio da análise dos termos das equações do balanço destas variáveis (Equações 6.1, 6.2 e 6.3). Os valores médios nas áreas das Regiões Sul e Sudeste são apresentados em seções tempo versus pressão. Os resultados aqui apresentados também referem-se ao domínio de 30 km e ao experimento controle.

6.5.1 Balanço de Umidade

A Figura 6.15 apresenta os compostos dos termos da equação da conservação da umidade para os casos positivos do Sudeste. Pode-se perceber que desde 2 horas antes do início do período de acúmulo da chuva em 24 horas há um aumento da quantidade de umidade sobre a Região Sudeste em baixos níveis (Figura 6.15(a)). Nas horas subsequentes, após 20 UTC, há uma diminuição da umidade em baixos

níveis e um aumento nos níveis mais elevados, entre 700 e 400 hPa.

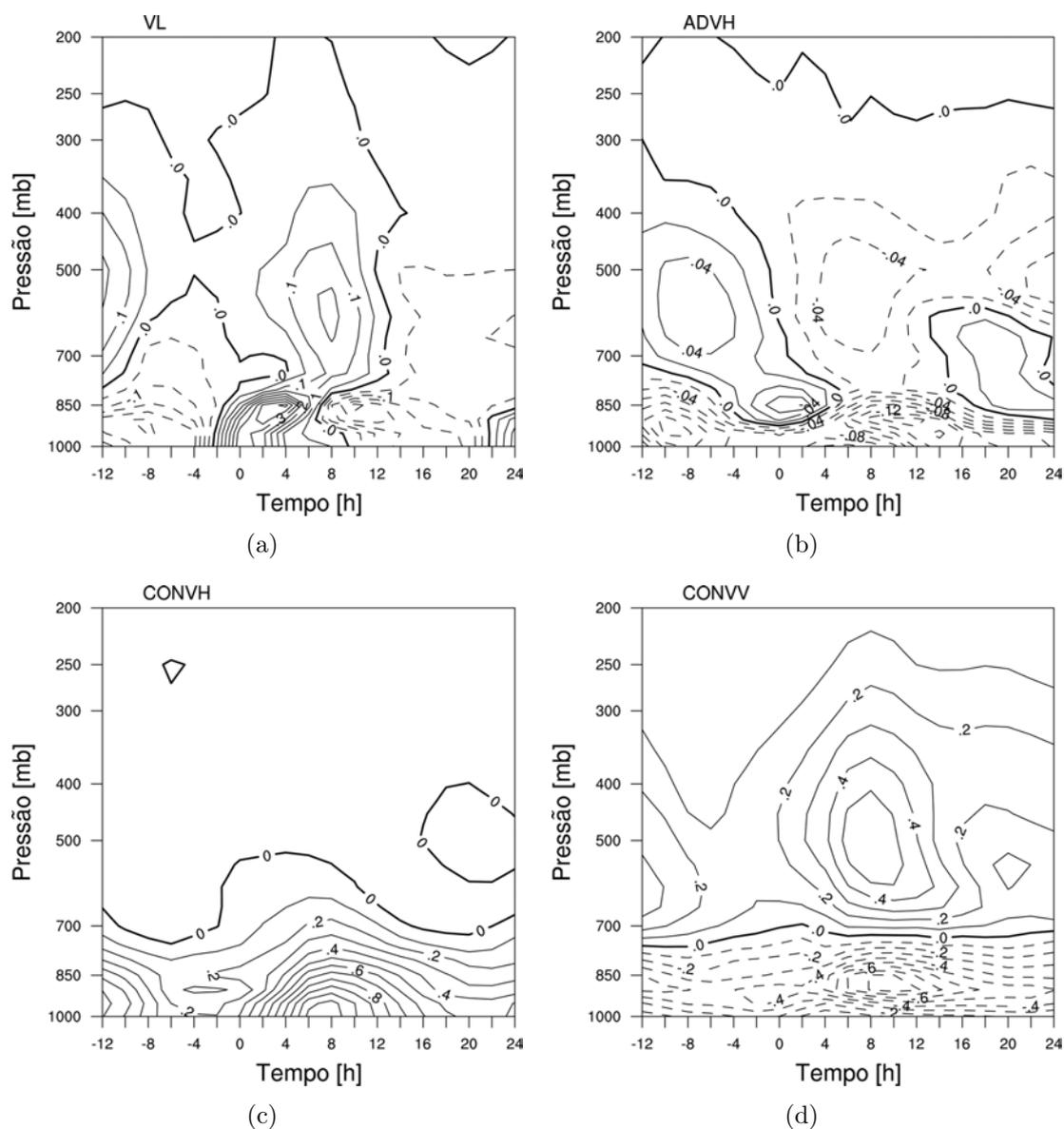


Figura 6.15 - Seções pressão *versus* tempo dos termos de variação local (a), advecção horizontal (b), convergência horizontal (c) e convergência do fluxo vertical (d) da equação de conservação da umidade dos casos positivos do primeiro padrão sinótico do Sudeste, obtidas das simulações no domínio 2 e experimento 1. Unidades em 10^{-7} s^{-1} . A escala de tempo é relativa ao período de acúmulo de 24 horas da chuva, sendo o seu início indicado pelo 0 (12 UTC).

Uma comparação entre os demais termos do balanço de umidade revela que sua

variação local está diretamente ligada, quase que em sua totalidade, ao termo da convergência em baixos níveis (Figura 6.15(c)), visto os baixos valores (praticamente de duas ordens de grandeza inferiores) observados na advecção de umidade (Figura 6.15(b)). Inclusive, pode-se perceber que há convergência em baixos níveis durante todo o período de 36 horas de simulação do modelo. O aumento da umidade em níveis mais elevados deve-se à convergência vertical de umidade (Figura 6.15(d)). Este termo mostra uma diminuição da umidade entre a superfície e aproximadamente 750 hPa, com maior valor concordando com o mínimo observado na variação local, aproximadamente às 20 UTC.

Resultados similares são obtidos para os compostos dos casos positivos dos demais padrões atmosféricos, mostrando apenas pequenas diferenças em intensidades. Neste aspecto, os compostos para o padrão 2 mostram intensidades um pouco maiores que a observada nos demais padrões para os termos da convergência horizontal e da convergência do fluxo vertical de umidade.

A evolução temporal dos termos da equação do balanço de umidade para os casos negativos do Sudeste também apresenta semelhanças com a observada nos casos positivos. Nos casos negativos, há aumento de umidade em baixos níveis a partir de poucas horas do início do período de 24 horas de acúmulo da chuva (Figura 6.16(a)), enquanto que nos casos positivos este aumento é observado em todo o período de 36 horas de simulação. Além disso, o máximo de convergência vertical de umidade nestes casos é menos intenso que nos casos positivos (Figura 6.16(b)).

Aqui nota-se um interessante resultado: a simples presença de forçante sinótica mais substancial não significa, necessariamente, em transportes mais intensos de umidade, especialmente, na vertical. Nos casos positivos, que estão associados com fracas advecções de vorticidade relativa e de temperatura (importantes processos da escala sinótica), o transporte vertical de umidade foi mais intenso, em média, que os casos negativos, nos quais estes processos de grande escala tiveram presença mais substancial.

A Figura 6.17 mostra o balanço de umidade para os casos positivos do primeiro padrão da Região Sul. Igualmente ao observado na Região Sudeste, os termos da convergência horizontal e da convergência do fluxo vertical de umidade dominam as variações de umidade sobre a região. A variação local positiva é mais profunda, próximo do tempo 0, que a observada no Sudeste. Há advecção positiva de umidade

por quase todo o período de simulação, mas tem fraca contribuição. O termo da convergência produz aumento de umidade numa camada mais profunda, da superfície até 500 hPa, em comparação com os casos do Sudeste.

A convergência vertical de umidade também mostra, a exemplo dos casos do Sudeste, diminuição de umidade na camada inferior da troposfera e aumento na camada superior, acima de aproximadamente 600 hPa. Nestes casos, não se vê um centro fechado com forte aumento de umidade em altos níveis, mas sim uma ampla área, que se estende desde, aproximadamente 18 UTC até o final da simulação, às 12 UTC do dia seguinte ao evento de chuva intensa.

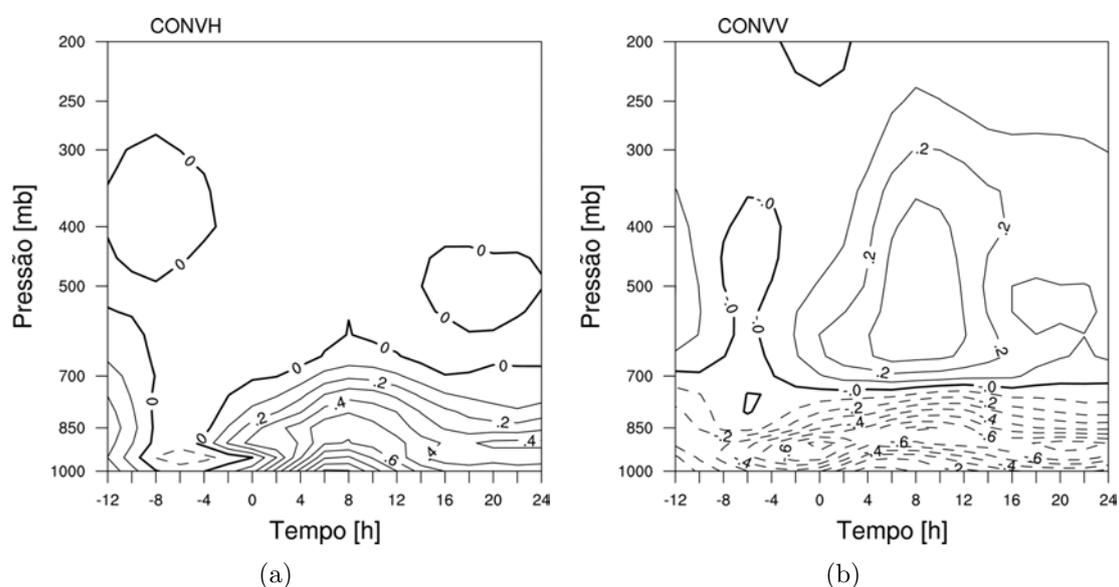


Figura 6.16 - Idem à Figura 6.15, mas para os termos da convergência horizontal (a) e convergência do fluxo vertical de umidade (b) dos casos negativos.

Para os casos positivos dos demais padrões, a variação temporal dos termos da equação da conservação da umidade é similar. A maior diferença é observada na variação local e na advecção horizontal para os casos do terceiro padrão, que mostram, respectivamente, aumento mais intenso de umidade confinado nos níveis mais baixos e uma camada mais estreita de advecção positiva.

Dos casos negativos, destaca-se, novamente, o composto para os casos negativos do terceiro padrão (Figura 6.18). No Capítulo 4 viu-se que o ambiente atmosférico as-

sociado a estes casos é marcadamente distinto dos demais e responsável por chuvas muito intensas e generalizadas na Região Sul. Nestes casos observa-se uma profunda variação local positiva (estendendo-se da superfície até 300 hPa, tendo contribuição da advecção horizontal e da convergência do fluxo vertical de umidade, especialmente, nos níveis mais altos. Em níveis mais baixos da troposfera, os termos da convergência horizontal e da convergência do fluxo vertical de umidade dominam as variações de umidade.

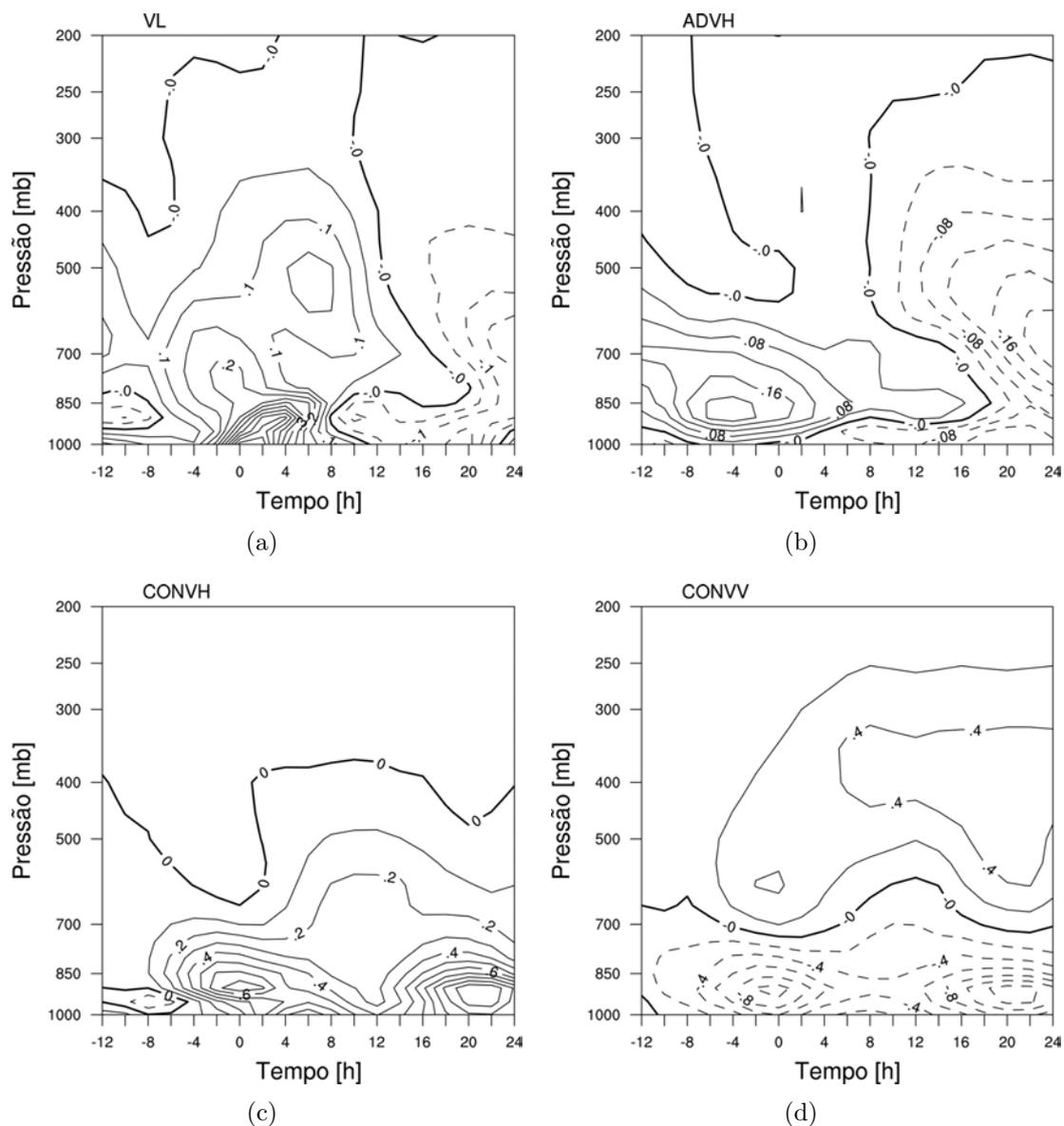


Figura 6.17 - Idem à Figura 6.15, mas para os casos positivos do primeiro padrão da Região Sul.

A análise dos resíduos da equação da conservação da umidade para os casos do Sudeste e Sul são apresentados na Figura 6.19. Os resíduos dos casos positivos para todos os padrões do Sudeste são muito semelhantes entre si, mostrando valores negativos acima de 700 hPa, mais intensos entre 8 e 12 horas após o tempo 0, e valores positivos abaixo deste nível nos horários iniciais e finais período de acúmulo de 24 horas de chuva. Para os casos negativos, os resíduos negativos observados em altos níveis têm valores menores que observados no outro conjunto de casos. Isto também é observado em todos os demais padrões.

Nos casos do Sul, em termos gerais, as características observadas para os casos do Sudeste repetem-se. No entanto, não existe a diferença marcante entre casos positivos e negativos. Há sim, padrões com resíduos negativos em altos níveis mais elevados, especialmente, nos casos positivos do padrão 1 (Figura 6.19(c)) e os casos negativos do padrão 3 (Figura 6.19(d)).

Da análise da conservação da umidade nos casos da Região Sul e Sudeste pode-se concluir que os principais processos responsáveis pelas modificações de umidade relacionam-se à convergência horizontal e à convergência do fluxo vertical de umidade. O primeiro é responsável pelo fornecimento de umidade nos níveis baixos da troposfera, por quase todo o período de acúmulo de chuva, e o último é responsável pelo transporte de umidade para níveis mais altos, com valores mais elevados, geralmente, após 12 horas do início deste período. Os resíduos são explicados, praticamente em sua totalidade, por estes dois termos.

Os valores negativos dos resíduos indicam sumidouros de umidade, que podem estar associados à advecção da umidade para além das regiões analisadas ou à condensação (MENDONÇA, 2000). Pelo fato destes casos estar associados a ambientes marcadamente instáveis, a convecção existente na região, que transporta a umidade para níveis mais elevados da troposfera (como indicado pelo termo da convergência do fluxo vertical), provocando a condensação de grandes quantidades de vapor d'água pode ser a fonte deste sumidouro. Os baixos valores de advecção horizontal de umidade parecem reforçar esta conclusão.

Os resultados aqui apresentados concordam com outros trabalhos de modelagem de eventos de chuva intensa. Chang et al. (2008) e Bei et al. (2002) também mostraram padrões similares dos termos da equação da conservação de umidade, entretanto, estes estudos focaram casos específicos e não um grande conjunto de casos.

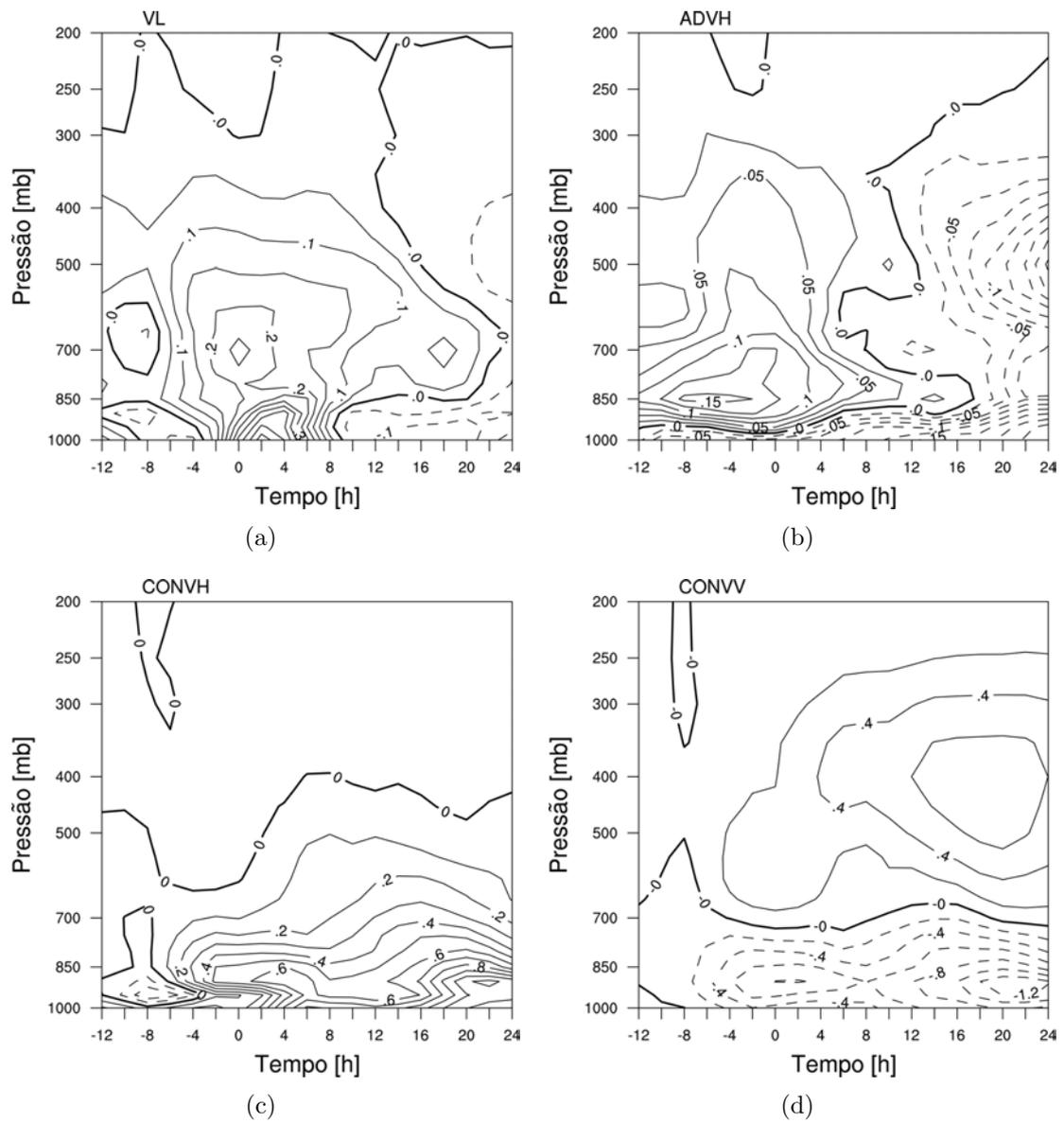


Figura 6.18 - Idem à Figura 6.15, mas para os casos negativos do terceiro padrão da Região Sul.

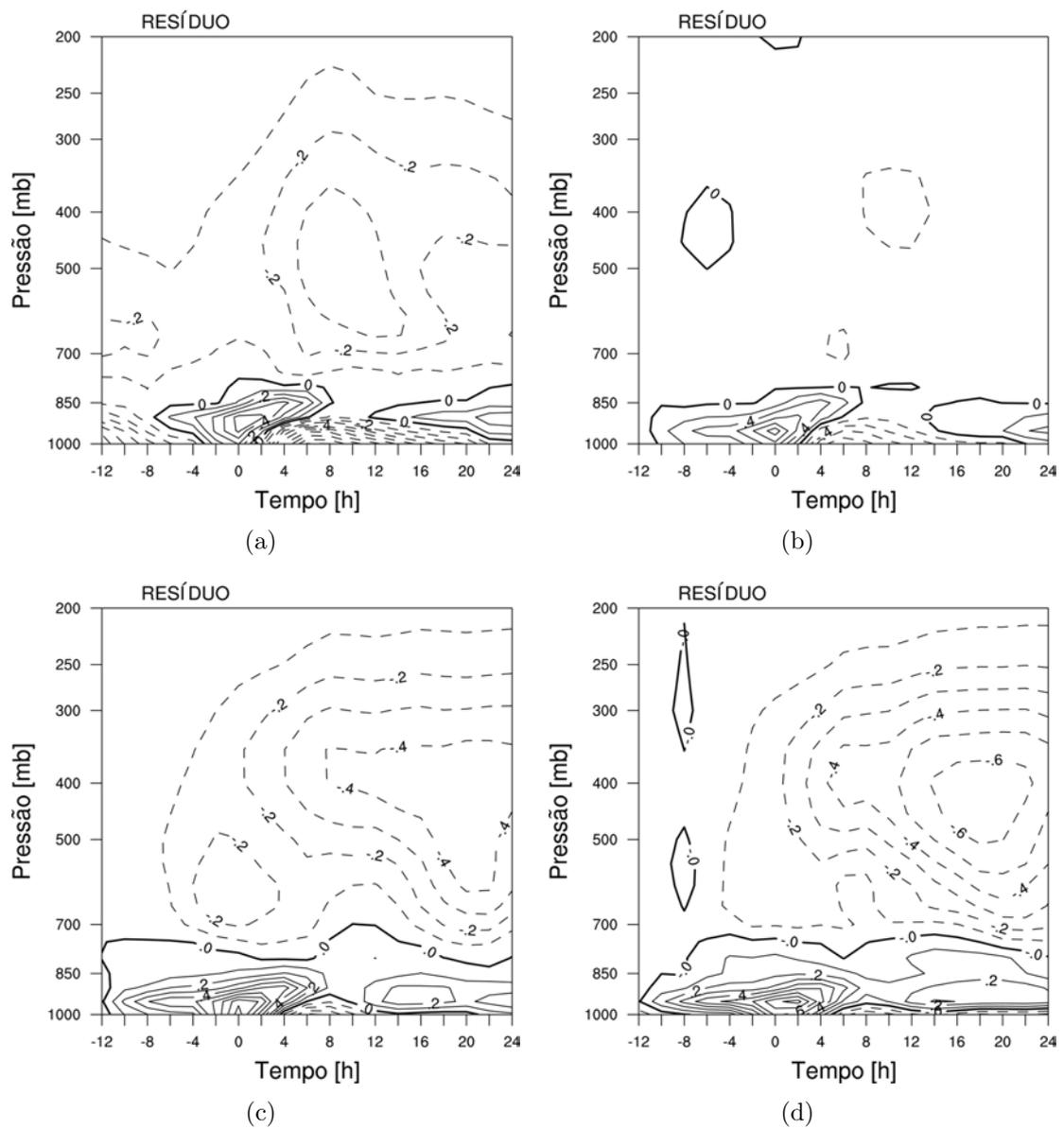


Figura 6.19 - Resíduos da equação da conservação da umidade para os casos positivos (a, c) e negativos (b, d) das Regiões Sudeste e Sul. (a, b, c) referem-se ao padrão 1 e (d) refere-se ao padrão 3.

Um outro ponto importante a ser enfatizado refere-se à convergência do fluxo de umidade, comumente utilizada na identificação de regiões fontes de umidade. Mostrou-se que dois processos contribuem para este termo: a advecção de umidade e a convergência do ar, multiplicada pela umidade. Como mostrado aqui e em nos estudos acima citado, o termo da convergência tem contribuição mais significativa (quase uma ordem de grandeza maior) às variações de umidade. Banacos e Schultz (2005) também discutem este aspecto da convergência do fluxo de umidade, mostrando que a baixa modulação da umidade específica no termo da convergência horizontal de massa e os fracos valores da advecção horizontal de umidade provocam a predominância do primeiro. Além disso, os autores mostram que os previsores não devem focar sua atenção exclusivamente na convergência de massa em superfície, pois podem subestimar situações nas quais a convergência (e a iniciação convectiva) localiza-se acima da superfície. Isto também pode ser observado aqui. O termo da convergência obtido dos casos de chuva intensa no Sul e no Sudeste são importantes por toda a baixa troposfera, mas possuem seus centros máximos próximos a 850 hPa.

6.5.2 Balanço de Vorticidade

A Figura 6.20 mostra a evolução dos termos da equação da conservação da vorticidade para os casos positivos do primeiro padrão do Sudeste. Nestes casos, pode-se ver que o termo da advecção horizontal mostra geração de vorticidade anticiclônica sobre a Região Sudeste, próximo à superfície (Figura 6.20(a)). Como visto nos padrões de grande escala (e obviamente esperado, visto que o modelo capturou adequadamente o ambiente sinótico), a advecção horizontal de vorticidade é pequena em níveis médios e altos da troposfera. Já os termos da convergência do fluxo vertical de vorticidade relativa (Figura 6.20(b)) e do estiramento da vorticidade absoluta (Figura 6.20(c)) mostram a geração de vorticidade ciclônica acima de 850 hPa e desde a superfície até 700 hPa, respectivamente. Por fim, o termo de torção da vorticidade relativa, “tilting”, (Figura 6.20(d)) mostra geração de vorticidade anticiclônica entre a superfície e 850 hPa e de vorticidade ciclônica acima deste nível. Entretanto, a contribuição deste termo é pequena, em torno de uma ordem de grandeza inferior a dos demais.

Estes resultados concordam com os de outros estudos de casos de chuva intensa. Vaidya e Kulkarni (2007) também encontrou contribuições anticiclônicas à tendência de vorticidade em baixos níveis pela advecção horizontal e pela convergência do

fluxo vertical. Aqui, estes termos foram compensados pelo termo de estiramento da vorticidade, resultando em tendência ciclônica de vorticidade relativa da superfície até 700 hPa entre as primeiras 16 horas do período de acúmulo de 24 horas de chuva.

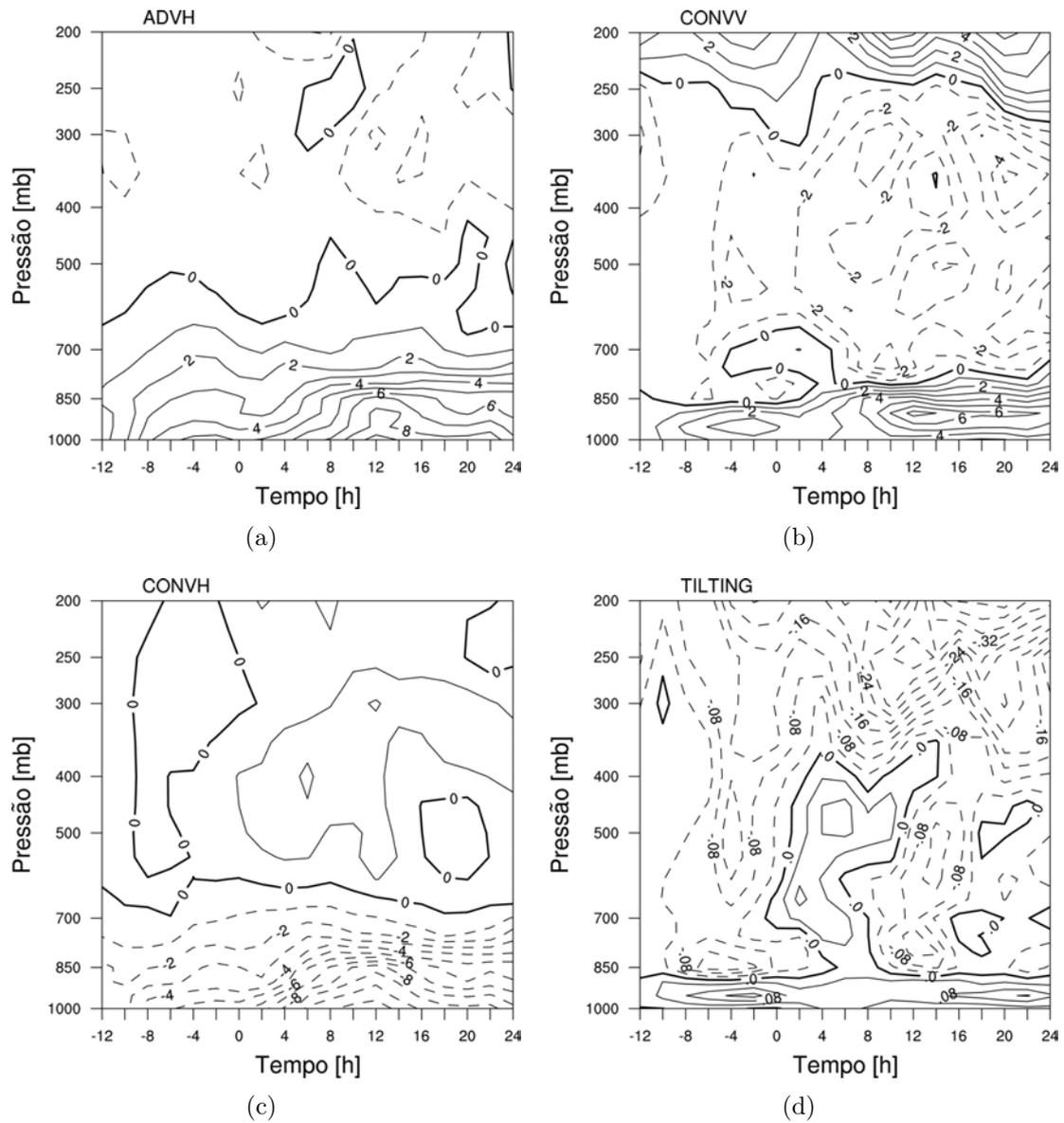


Figura 6.20 - Seções pressão *versus* tempo dos termos da advecção horizontal (a), da convergência do fluxo vertical (b), do estiramento (c) e da torção (d) de vorticidade dos casos positivos do Sudeste, obtidas das simulações no domínio 2 e experimento 1. Unidades em 10^{-10} s^{-1} . A escala de tempo é relativa ao período de acúmulo de 24 horas da chuva, sendo o seu início indicado pelo 0 (12 UTC).

Já o termo de torção da vorticidade relativa não tem a mesma importância verificada por estes autores. Eles encontraram valores deste termo da mesma ordem de magnitude dos outros termos e verificaram que a torção da vorticidade relativa foi importante para o início do estágio de dissipação do sistema estudado.

Os casos positivos dos demais padrões, em geral, não apresentam diferenças importantes na evolução temporal dos termos da conservação da vorticidade, mostrando contribuição anticiclônica à tendência de vorticidade dos termos da advecção horizontal e da convergência do fluxo vertical, em baixos níveis, contribuição ciclônica do termo de estiramento, também em baixos níveis, e contribuição ciclônica da convergência do fluxo vertical nos altos níveis. Assim como na análise do balanço de umidade para os casos de chuva intensa do Sudeste, a investigação do balanço de vorticidade para estes casos também não apresentou diferenças significativas entre os conjuntos de casos positivos e negativos, exceto pelo termo da convergência do fluxo vertical obtida dos casos negativos do primeiro padrão, que mostrou maiores valores de contribuição ciclônica concentrados na camada 850-700 hPa (Figura 6.21).

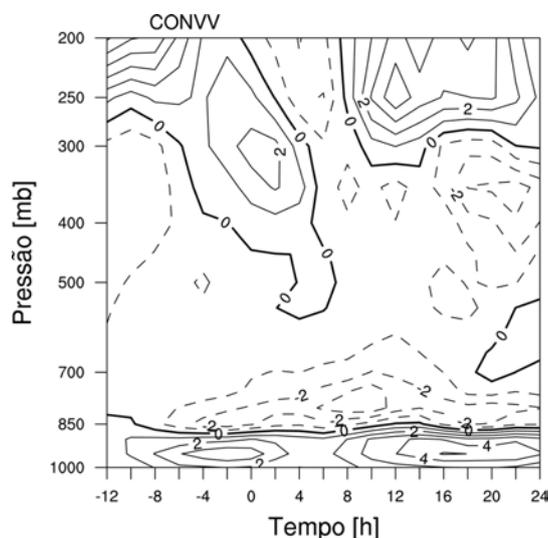


Figura 6.21 - Idem à Figura 6.20, mas para o termo da convergência do fluxo vertical de vorticidade dos casos negativos do primeiro padrão.

A análise deste balanço para os casos de chuva intensa da Região Sul mostra resultados similares, em relação à evolução temporal dos termos, mas com diferenças substanciais nas intensidades e importâncias relativas de alguns termos (Figura 6.22). Diferentemente do observado para o Sudeste, o termo de advecção horizontal

de vorticidade tem grande contribuição ciclônica, em altos níveis, durante as 24 horas de ocorrência da chuva. Esta contribuição ciclônica se estende por toda camada 500-200 hPa e é de uma ordem de grandeza superior aquela observada nos casos do Sudeste.

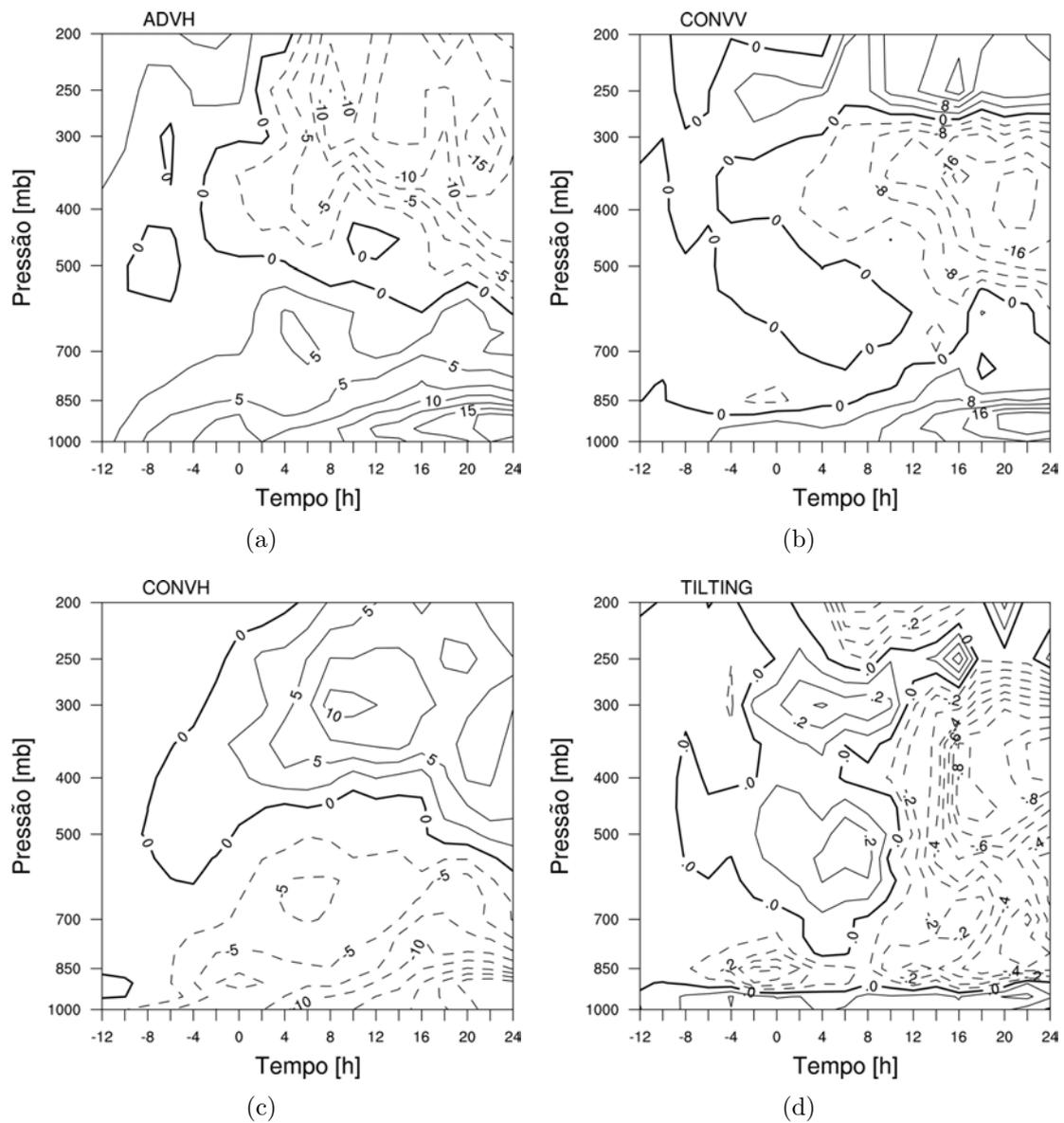


Figura 6.22 - Idem a Figura 6.20, mas para os casos negativos do terceiro padrão da Região Sul.

Os outros termos de importante contribuição às tendências de vorticidade - estira-

mento e convergência do fluxo vertical de vorticidade - também possuem valores superiores aqueles observados nos casos do Sudeste, particularmente, nos níveis acima de 700 hPa, para o primeiro e entre os níveis de 500 e 300 hPa para o último. Novamente, o termo da torção da vorticidade tem pouca contribuição às tendências de vorticidade nos casos de chuva intensa ocorridos no Sul do Brasil, mas é maior que no Sudeste.

Os resultados aqui mostrados para o balanço de vorticidade também concordam com estudos cujo foco também foi eventos de chuva intensa, mesmo estes trabalhos terem levado em conta apenas um caso (BEI *et al.*, 2002; VAIDYA; KULKARNI, 2007).

Em geral, os casos de chuva intensa no Sul e no Sudeste estão associados a tendências ciclônicas próximas à superfície, no intervalo de tempo inicial das 24 horas de chuva, providos pelo estiramento da vorticidade absoluta nos baixos níveis. Nas horas subsequentes, o transporte vertical de vorticidade reduz esta tendência ciclônica e produz tendências negativas de vorticidade nos níveis mais altos.

Entre os casos do Sul e do Sudeste pode-se destacar as magnitudes mais altas destes termos e a variação local ciclônica existente por todo o período de ocorrência da chuva nos casos do Sul. No Sudeste, o termo de advecção horizontal, ao contrário do observado nos casos do Sul, tem pequena influência nas variações de vorticidade em altos níveis. Este resultado é condizente com o observado nos padrões atmosféricos de grande escala e esperado nas simulações, uma vez que elas capturaram muito bem o ambiente sinótico associado aos casos.

6.5.3 Balanço de Calor

Os termos do balanço de calor para os casos positivos do primeiro padrão do Sudeste são mostrados na Figura 6.24. Pode-se observar que há grande contribuição do termo de convergência horizontal no aumento de temperatura sobre a Região Sudeste, enquanto que a advecção horizontal de temperatura tem insignificante contribuição - duas ordens de grandeza inferior ao termo da convergência. O termo da convergência do fluxo vertical contribui positivamente a tendência de temperatura em praticamente toda a troposfera, atingindo máximos valores em torno de 250 hPa.

Novamente, os compostos dos termos deste balanço para todos os casos de chuva intensa ocorridos no Sudeste apresentam grande similaridade em suas evoluções temporais. Isto também é verdade para os casos negativos. Apenas os compostos para

o terceiro padrão apresentam uma pequena diferença em relação à posição da máxima convergência horizontal. Nestes casos, ela ocorre em 850 hPa, ao contrário dos demais casos, nos quais ela ocorre próximo à superfície.

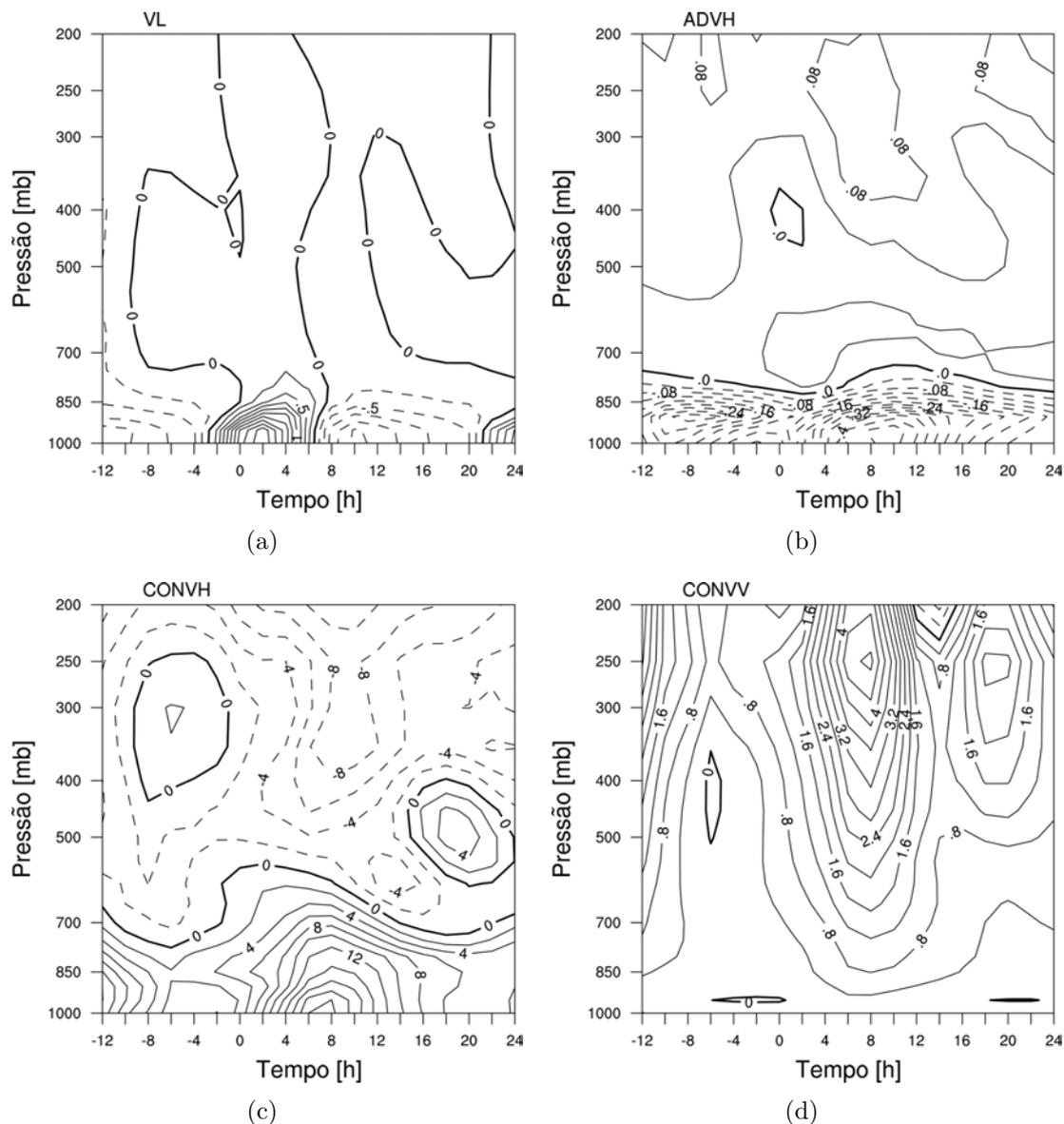


Figura 6.23 - Seções pressão *versus* tempo dos termos de variação local (a), advecção horizontal (b), convergência horizontal (c) e convergência do fluxo vertical (d) da equação da conservação do calor para os casos positivos do primeiro padrão da Região Sudeste, obtidas das simulações no domínio 2 e experimento 1. Unidades em 10^{-4} K s^{-1} . A escala de tempo é relativa ao período de acúmulo de 24 horas da chuva, sendo o seu início indicado pelo 0 (12 UTC).

A análise dos termos do balanço de calor para os casos do Sul é apresentada na Figura 6.24. Ela mostra tendência aproximadamente igual a observada nos casos do Sudeste, ou seja, há um acúmulo de calor nos horários iniciais da chuva em 24 horas e uma perda de calor a partir de 8 horas após o tempo 0.

Em termos gerais, os compostos mostram alguma similaridade para os termos, ou seja, baixos valores de advecção horizontal negativa próximos à superfície, contribuição positiva significativa da convergência nos baixos níveis e negativa nos médios e altos níveis e convergência vertical de calor por, praticamente, toda a troposfera, durante a ocorrência da chuva.

Nos casos de chuva intensa da Região Sul, os termos da equação do balanço têm magnitudes um pouco maiores que as observadas no Sudeste. Além disso, há uma diferença importante entre os casos de chuva intensa nas duas regiões em relação ao termo da convergência: nos casos de chuva intensa no Sul pode-se observar dois momentos com máxima convergência, um nos períodos iniciais da chuva de 24 horas e outro no final deste período (Figura 6.24(c)). Isto ocorre em todos os casos, sem distinção de padrão e relação com eles.

Isto também é observado no termo da convergência da equação do balanço de umidade. Uma análise da evolução do ambiente atmosférico em escala regional mostra que nos instantes iniciais da chuva de 24 horas a aproximação do centro de baixa pressão localizado sobre o Paraguai à Região Sul aumenta o transporte de umidade e calor de norte para o interior da região, produzindo forte convergência. Nas horas posteriores, o gradiente zonal de pressão sobre a região aumenta e, devido a isso, os ventos transportam a umidade diretamente para fora da região, para o sul. Aproximadamente 8 horas antes do final da chuva de 24 horas, o alongado centro de baixa pressão adentra a Região Sul. Neste momento, o gradiente horizontal de pressão não é estritamente zonal e, além disso, um cavado se estende do centro do Rio Grande do Sul até o litoral sul-catarinense. Esta configuração aumenta o transporte de umidade e a sua convergência. A Figura 6.25 ilustra estes processos responsáveis pelos dois máximos dos termos de convergência nas equações do balanço de umidade e calor.

A análise dos resíduos do balanço de calor mostra que há uma fonte aparente de calor acima de 500 hPa, mais forte entre 4 e 16 horas após o início da chuva intensa, enquanto que próximo à superfície há um sumidouro aparente, mais forte 4 e 12 horas. Uma comparação com os demais termos deste balanço mostram que os resíduos

são explicados, em grande parte, pelos termos da convergência do fluxo vertical de calor, nos altos níveis, e pelo termo da convergência horizontal, nos baixos níveis.

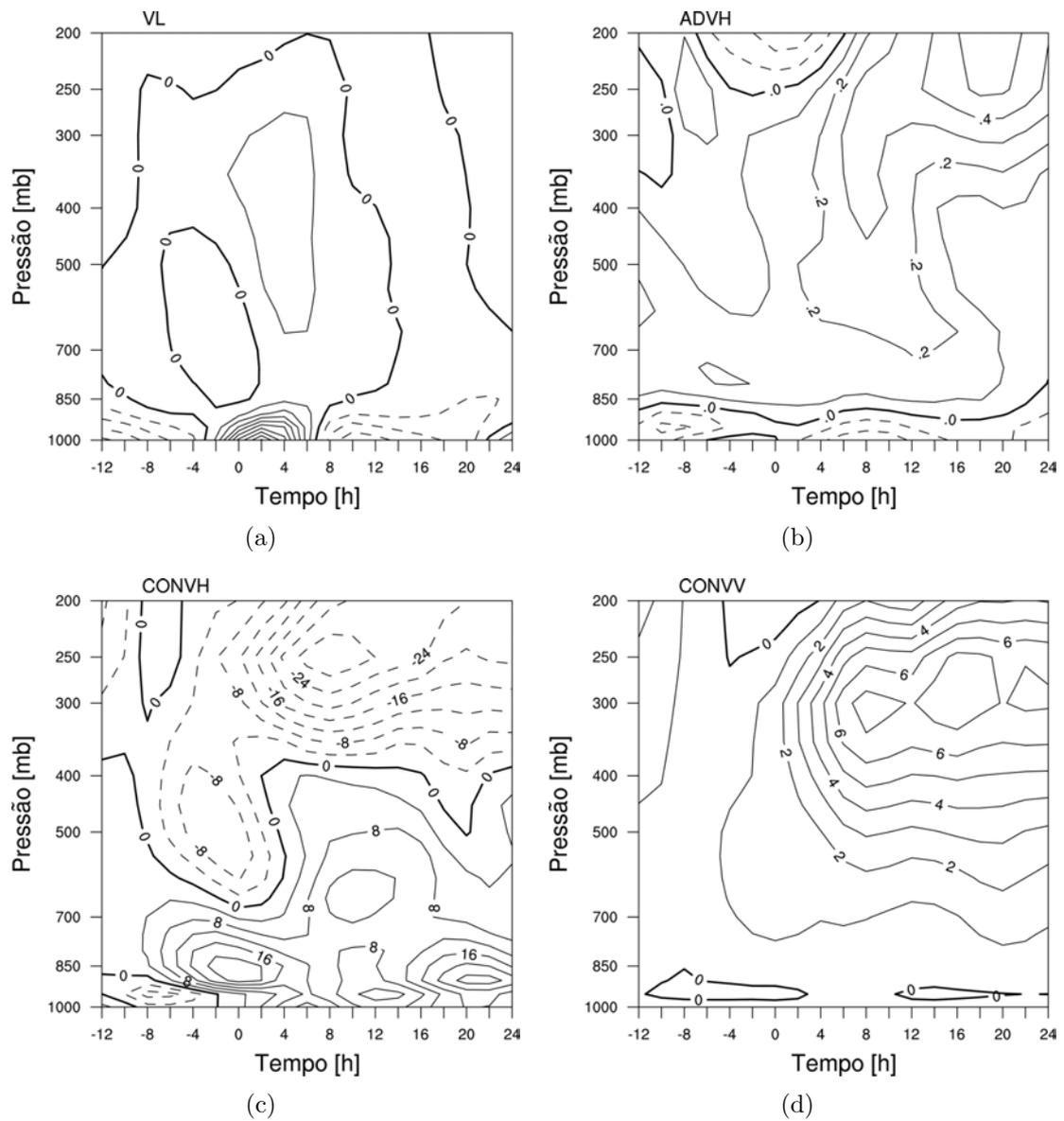


Figura 6.24 - Idem a Figura 6.23, mas para a Região Sul.

Nos casos do Sul, os resíduos mostram uma fonte aparente em níveis médios e altos da troposfera logo no início do evento (Figura 6.26(b)) e em altos níveis após 4 horas depois do início do evento. Um sumidouro aparente pode ser observado nos níveis mais baixos da troposfera no início do evento de chuva de 24 horas e no seu final.

Além disso, há resíduos negativos em níveis médios a partir de 4 horas do início da chuva.

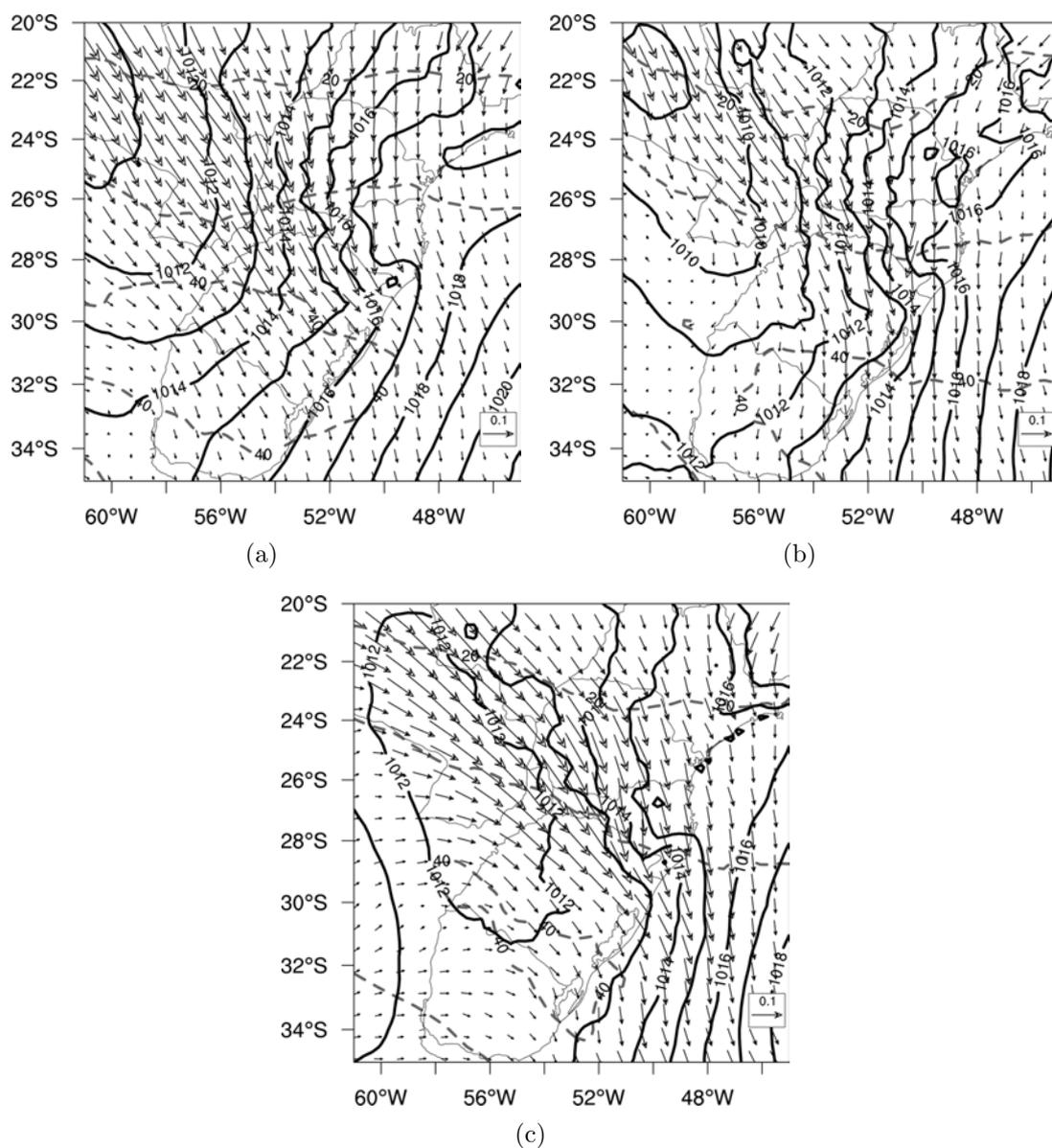


Figura 6.25 - Compostos de PNMM (linhas cheias, hPa), TU em 850 hPa (vetores, 10^{-2} s^{-1}) e velocidade do vento em 250 hPa (linhas tracejadas, em cinza, m s^{-1}) para o tempo 0 (a), para 12 (b) e 20 (c) horas após o início da chuva de 24 horas, respectivamente.

Uma comparação dos resíduos com os termos deste balanço mostra que os termos

da convergência horizontal e vertical explicam grande parte o observado na Figura 6.26.

No início deste capítulo foi mencionado que os termos do lado esquerdo das equações de conservação de vorticidade, umidade e calor podem ser atribuídos aos processos resolvidos pelo modelo, enquanto que os termos do lado direito destas equações podem ser associados aos processos de sub-grade. Entretanto, deve-se interpretar com cuidado os resíduos destas equações, pois podem conter erros inerentes ao próprio modelo numérico.

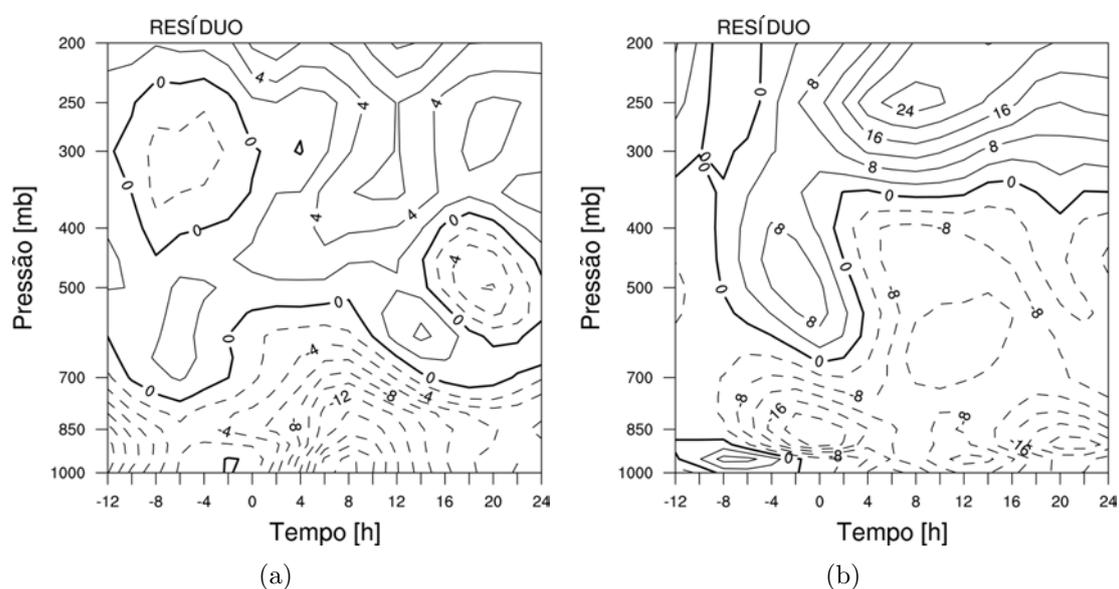


Figura 6.26 - Resíduos da equação da conservação de calor para os casos positivos dos padrões sinóticos da Região Sudeste (a) e da Região Sul (b).

Em geral, da análise dos resíduos de calor e umidade, pode-se concluir que os processos de transporte vertical de calor e umidade fazem com que exista uma fonte aparente de calor em altos níveis e, ao mesmo tempo, um sumidouro aparente de umidade. Isto pode ser atribuído ao processo de ocorrência da chuva, ou em outras palavras, pela condensação do vapor d'água na formação da nuvem e da chuva. A condensação atuaria como uma fonte de calor, devido à liberação do calor latente, e como um sumidouro de umidade, devido à perda de vapor d'água na forma de gotículas de chuva, da chuva propriamente dita e, possivelmente, também pelo transporte de umidade para além da região de ocorrência da chuva pelos ventos em

altitude.

7 CONCLUSÕES

7.1 Quanto ao comportamento da chuva diária e à seleção dos eventos de chuva intensa.

Os eventos de chuva intensa foram o principal foco deste trabalho. Para a sua identificação, técnicas como a de Agrupamento Hierárquico e de quantis foram aplicadas às estações pluviométricas, com o objetivo de se isolar áreas com comportamento similar da chuva e o caráter extremo das chuvas nestas áreas. Isto fez-se necessário por causa do relevo altamente variável nas duas regiões, que pode acarretar em substanciais diferenças na distribuição espacial da chuva.

Dos 5 grupos de estações pluviométricas identificados no Sudeste, dois chamam a atenção por isolar áreas importantes: (i) o grupo 3 foi composto pelas estações localizadas no leste do estado de São Paulo, onde se situa a Serra do Mar e (ii) o grupo 5 incorporou as estações localizadas na Região Metropolitana de Belo Horizonte, terceira maior região metropolitana do país. No Sul do Brasil, se destaca o grupo 2, que isolou a região do Vale do Itajaí, no nordeste do estado de Santa Catarina.

As análises estatísticas da chuva nestas regiões mostram, em termos da distribuição gama, que na maioria das estações pluviométricas a chuva tem máximos diários entre 100 e 150 mm, com o quantil de 99% próximo a 60 mm. A distribuição da chuva nas estações pluviométricas localizadas no oeste do estado do Rio Grande do Sul apresentam valores máximos e do quantil de 99% superiores a 200 e 120 mm, respectivamente. A frequente formação de CCM no nordeste argentino, Paraguai e oeste do Rio Grande do Sul pode estar associada a esta diferente distribuição da chuva no oeste gaúcho.

Por meio dos quantis extremos das séries médias de cada um dos grupos de estações pluviométricas, os casos de chuva intensa foram selecionados nas duas regiões. A climatologia mensal do quantil de 99% capturou o regime pluviométrico das duas regiões. Valores superiores a 30 mm dia⁻¹ deste quantil são observados na estação úmida do Sudeste. No período seco, aqueles grupos localizados próximo à costa (grupos 2 e 3) têm valores maiores que os demais grupos, com destaque para o grupo 3, com valores entre 20 e 30 mm dia⁻¹. Neste período, as chuvas ficam mais concentradas no norte da Região Norte, na grande maioria da costa brasileira e na Região Sul (GAN et al., 2004). Durante o inverno, o predomínio de uma região de alta

pressão sobre o centro-sul do Brasil impede o avanço das frentes frias pelo continente (ANDRADE, 2007), principais sistemas causadores de chuva no Brasil neste período. O predomínio de massas de ar seco em grande parte do Brasil Central resulta em longos períodos quentes e secos (SATYAMURTY et al., 2007). Já no Sul, em geral, dois máximos são observados nos valores mensais do quantil de 99%, um em maio e outro em outubro. Aqui, novamente, os CCM que se formam no nordeste Argentino e atingem o Sul do Brasil parecem ter influência nos extremos de chuva, pois é nas estações de transição que estes sistemas têm as maiores frequências de formação.

Um total de 510 e 466 casos de chuva intensa foram identificados nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil. Distribuídos nos 45 anos estudados pode-se perceber tendências positivas nas frequências destes eventos em ambas regiões. Todavia, apenas a tendência observada no Sul do Brasil é estatisticamente significativa. Uma inspeção mais detalhada da frequência anual no Sudeste ressalta um aspecto interessante: uma aparente descontinuidade dentro deste período de 45 anos, ocorrida em 1984. Antes deste ano, há uma forte tendência positiva, que se mostra estatisticamente significativa enquanto que após 1984, a tendência é menor e não significativa estatisticamente.

Algumas considerações e especulações podem ser feitas em função deste resultado:

- O aparente comportamento “dente de serra” da frequência de eventos de chuva intensa no Sudeste parece ter sido causada pela grande quantidade de casos de chuva intensa identificados no período de 1978 a 1981. Uma diminuição artificial do número de casos neste período provoca a eliminação deste aspecto “dente de serra” observado;
- A metodologia aplicada aos dados pluviométricos não encorajam qualquer conclusão contra a consistência destas tendências. A utilização de um número fixo de estações pluviométricas para todo o período de 45 anos estudado e a utilização de séries médias em áreas dificilmente permitiriam que erros pontuais sobrevivessem à análise. Além disso, a ANA aplica procedimentos de controle de qualidade aos seus dados, que incluem, também, análises de consistência;

Além disto, a já conhecida fraca relação entre El-Niño e a chuva no Sudeste é reforçada, mas por meio do número de eventos de chuva intensa. Grandes quantidades de

eventos ocorreram nos anos de 1975/76 e de 1982/83, caracterizados por episódios de La-Niña e El-Niño, respectivamente. Grimm (2003) mostrou que anomalias positivas de chuva no mês de janeiro, no Sudeste do Brasil, está relacionada com eventos El-Niño. Entretanto, conforme mostram os resultados deste estudo, estas anomalias positivas não parecem estar relacionadas com uma maior quantidade de casos de chuva intensa diária, conforme mostrado na Tabela 3.1.

7.2 Quanto aos padrões de escala sinótica associados aos casos de chuva intensa

Em função do uso dos dados da Reanálise II, cuja abrangência temporal vai de 1979 a 2008, as amostras de casos de chuva intensa sofreu uma redução e aproximadamente 61% (309 casos) e 68% (320 casos) dos casos das Regiões Sudeste e Sul, respectivamente, foram retidos para o estudo dos ambientes sinóticos associados aos eventos de chuva intensa.

A utilização da Análise de Componentes Principais, em modo T, proporcionou a identificação de 5 padrões de escala sinótica, em função da PNMM, nas duas regiões estudadas. Os padrões explicam aproximadamente 72 e 75% da variância existente nos casos das regiões Sudeste e Sul, respectivamente. Um aspecto interessante resultante desta técnica é a obtenção de dois conjuntos de casos para cada padrão de escala sinótica: correlacionados positivamente e negativamente com os padrões. O uso de anomalias do campo PNMM propiciou estes resultados. Conseqüentemente, há casos de chuva intensa associados a baixas e altas pressões anômalas localizados, principalmente, a sudeste do continente sul-americano.

Os compostos para o Sudeste mostraram que, em geral, os casos correlacionados positivamente com os padrões de escala sinótica estão associados com fracas forçantes de escala sinótica, ou seja, não foi observado advecção de vorticidade negativa e advecção quente sobre a Região nestes casos, mesmo assim, movimento ascendente existiu sobre, praticamente, toda a região, além de substancial convergência do fluxo de umidade em baixos níveis e divergência do escoamento em altos níveis. Já os casos negativamente correlacionados com os padrões estiveram associados com forçantes de escala sinótica substanciais, ao menos próximo à região. As diferenças entre os padrões estiveram, basicamente, associadas à posição dos centros de alta e baixa pressão observados a sudeste do continente.

As diferenças nas formas e extensões das áreas da convergência do fluxo de umidade, do transporte de umidade e da advecção térmica em baixos níveis e da divergência do escoamento em altos níveis permite especulações a respeito das condições atmosféricas associadas aos eventos de chuva intensa no Sudeste:

- Os casos positivos estariam associados a eventos de ZCAS, especialmente, aqueles associados aos dois primeiros padrões. Os campos de ROL permitem esta conclusão por evidenciarem a presença de uma faixa de valores inferiores a 240 Wm^{-2} , associados à convecção profunda. O maior número relativo de casos ocorridos dentro da estação chuvosa, quando estes eventos se formam, reforçam ainda mais esta associação. Obviamente, não pode-se descartar a passagem de frentes frias que conseguem interagir com a convecção tropical, produzindo padrão semelhante de convecção;
- Os casos negativos estariam associados a atuação direta de sistemas frentais. A circulação em baixos níveis, a advecção fria substancial sobre o sul do continente, incluindo o Sul do Brasil, a advecção de vorticidade relativa sobre parte do Sudeste e a extensão e forma da divergência em altos níveis são indicativos desta associação. A menor extensão da faixa de baixos valores de ROL sobre a região mostram que nestes casos a interação entre a convecção tropical e aquela associada as frentes frias é pequena e, até mesmo, inexistente.

Em termos gerais, há menos casos de chuva intensa durante o inverno, o que era esperado em função do comportamento pluviométrico anual na Região Sudeste. Entre as demais estações, há um relativo maior número de casos no outono, seguido pela primavera e verão. No verão, a frequente formação de episódios de ZCAS pode explicar o menor número de casos, em relação ao outono e primavera. A nenhum dos padrões é possível atribuir uma estação preferencial absoluta de ocorrência.

Os compostos para os casos ocorridos no Sul mostraram que, na maioria das situações, as chuvas intensas estão associadas à formação de um centro de baixa pressão sobre o continente, sobre o norte-nordeste da Argentina. A circulação atmosférica associada a este centro de baixa pressão, especialmente, em baixos níveis, proporciona o transporte de grandes quantidades de vapor d'água e calor à região. Une-se a isto o forte movimento ascendente e a advecção de vorticidade negativa em níveis médios e a intensa divergência do escoamento em altos níveis tem-se um ambiente ótimo à

ocorrência de convecção profunda. Os casos positivos e negativos distinguem-se entre si, praticamente, pela posição do ciclone extratropical observado ao sul/sudeste do continente.

A exceção ocorre com o terceiro padrão, em especial aos casos correlacionados negativamente com este padrão. Os compostos destes casos mostram um cavado, em níveis troposféricos médios, com orientação sudoeste-nordeste (os cavados observados no hemisfério sul normalmente têm orientação noroeste-sudeste) a oeste da Região Sul. Além disso, sobre a Região Sul, há uma crista em níveis médios, associada a um centro de alta pressão localizado ao sul da Região Sul. A união de ar frio em médios níveis (associado ao cavado) e ar úmido e quente em baixos níveis tornam este ambiente de escala sinótica altamente propício à convecção úmida e profunda.

Os casos ocorridos no Sul também não mostram preferência por estação, apesar de, em termos gerais, haver menos casos no verão e mais casos na primavera.

Nos resultados apresentados vê-se a importante informação provida pela aplicação da ACP-T neste estudo: a desvinculação da formação dos compostos de casos das estações do ano permite a obtenção de um conjunto mais rico de ambientes associados às chuvas intensas em ambas regiões. Normalmente, estratificações sazonais são impostas a esta classe de casos, mas parecem mais justificáveis, em função do exposto, quando os casos estão, conhecidamente, associados a algum tipo de evento meteorológico específico a determinadas épocas do ano, como episódios de ZCAS, por exemplo (CARVALHO et al., 2002; CARVALHO et al., 2004). Quando a estratificação sazonal é imposta a casos originados por diferentes eventos meteorológicos, compostos suavizados e não representativos são frequentemente obtidos.

7.3 Quanto ao ambiente convectivo definido pelos padrões sinóticos

A investigação de parâmetros termodinâmicos e cinemáticos é útil à identificação de situações potencialmente favoráveis à ocorrência de tempo severo, que normalmente está associado a chuvas intensas.

A despeito da forte variação diurna da CAPE nas Regiões Sudeste e Sul, apenas na última foi possível observar substancial aumento dos seus valores máximos do período pré-chuva para o período de acúmulo de 24 horas de chuva. Em termos gerais, a CAPE tem valores altos, superiores a 1000 Jkg^{-1} , exceto nos grupos de estações localizados nas áreas costeiras das duas Regiões. A inibição convectiva é

baixa na maioria das áreas, exceto na área do grupo 3 do Sudeste onde atinge valores próximos a 50 Jkg^{-1} .

O cisalhamento na baixa troposfera, por sua vez, não apresenta valores importantes nos grupos de estações da Região Sudeste. Seus valores fica abaixo de $20 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$. No Sul do Brasil, o cisalhamento vertical do vento supera os $40 \text{ m}^2\text{s}^{-2}$ durante o período de 24 horas de acúmulo da chuva. Inclusive, observa-se um aumento substancial entre os períodos pré e durante a chuva.

Em função destes resultados, pode-se especular que

- os ambientes sinóticos no Sudeste propiciariam a ocorrência de intensa convecção, devido aos altos valores de CAPE, mas de curta duração devido aos baixos valores de cisalhamento do vento. Estes baixos valores de cisalhamento do vento dificultariam a sobrevivência de células de chuva por muito tempo e a organização de células individuais em sistemas convectivos de mesoescala de grande duração;
- os ambientes sinóticos associados as chuvas intensas no Sul também propiciariam a ocorrência de intensa convecção (mais intensa que no Sudeste, devido aos maiores valores de CAPE). Nestes ambientes, as células de chuva teriam maior tempo de vida e possibilidades maiores de organização em aglomerados maiores de células, formando sistemas convectivos de mesoescala duradouros e intensos;
- por fim, no Sul a ocorrência de tornados seria mais provável no Sul do que no Sudeste, conclusão que vai ao encontro do obtido por [Brooks et al. \(2003\)](#), devido aos valores mais altos de CAPE e DNRV.

Entretanto, um ambiente com altos valores de CAPE e DNRV não resulta, necessariamente, em chuvas intensas. Esta falta de relação foi mostrada pelos diagramas de dispersão entre a chuva máxima nos grupos de estações com os valores destes parâmetros. Assim, como discutido anteriormente e enfatizado por [Nascimento \(2005\)](#), a previsão de tempestades severas com potenciais para chuvas intensas não deve ser focada exclusivamente nas magnitudes destes parâmetros. Um análise completa do ambiente deve ser realizada pelo Meteorologista, que aplicaria seus conhecimentos na classificação do potencial convectivo.

7.4 Quanto aos experimentos numéricos com um modelo regional.

Simulações com modelos numéricos regionais são ótimas ferramentas para o estudo do ambiente atmosférico em escalas inferiores a sinótica. Neste estudo, os casos usados para a produção dos compostos de escala sinótica foram simulados com o modelo regional MM5. Quatro experimentos foram realizados, nos quais procurou-se verificar se alguma combinação entre os esquemas de parametrização da convecção cumulus e dos processos da camada limite planetária resultaria em melhor representação da chuva. Além disso, as simulações foram feitas em dois domínios com resoluções diferentes.

Em termos gerais, o modelo subestimou as magnitudes da chuva nos casos de ambas regiões. A aplicação de uma diferente técnica de avaliação dos resultados do modelo mostrou um interessante resultado: um bom desempenho do modelo em representar os quantis extremos superiores de chuva (intervalo de 80 a 100%). Quando as magnitudes são comparadas, os modelos normalmente mostram melhor desempenho nas magnitudes inferiores e desempenho ruim nas magnitudes superiores. Entretanto, estas comparações podem ser consideradas “injustas”, pois não levam em conta as distribuições diferentes existentes entre as amostras observadas e simuladas. A aplicação da técnica dos quantis, com a definição de intervalos quintílicos, na previsão de eventos de chuva intensa pode ter impactos positivos na detecção destes tipos de casos.

Não foi possível atribuir a nenhum experimento uma melhor representação da chuva, tanto em relação aos valores dos erros do modelo, quanto à representação espacial da chuva. Nas simulações para o Sudeste observou-se menores erros para os casos negativamente correlacionados com os padrões atmosféricos. Isto mostra que o modelo tem melhor desempenho quando o ambiente sinótico tem importante influência nos casos de chuva intensa. Já nas simulações para o Sul observou-se pouca diferença entre os dois conjuntos de casos. No Sul a forçante sinótica é importante tanto nos casos positivos quanto nos casos negativos.

Abaixo, comentários e especulações sobre o desempenho do modelo regional:

- Ao contrário da maioria dos estudos de modelagem que testaram diferentes configurações do modelo (CHIEN; JOU, 2004; LAU et al., 2003; YANG; TUNG, 2003, por exemplo), neste estudo não foi possível obter uma configuração

que se sobressaísse às demais. Há uma grande variabilidade no experimento que produziu os melhores resultados, mesmo assim, as diferenças são muito pequenas;

- O desempenho do modelo em função do ambiente de escala sinótica concorda com os resultados obtidos por [Yang e Tung \(2003\)](#), que também encontrou desempenhos similares dos esquemas de parametrização quando a forçante sinótica é forte;
- Em termos gerais, os erros na representação da chuva são maiores no domínio de maior resolução, apesar da diferença não ser grande. Este resultado vai de encontro aos obtidos por [Gyakum et al. \(1996\)](#), [Zängl \(2004\)](#). As pequenas diferenças entre os dois domínios pode ser explicada pela interação entre eles, permitida durante as simulações ([ZÄNGL, 2004](#));
- A ausência de diferenças significativas entre os experimentos e a forte subestimação da chuva pelo modelo regional MM5 podem ter sido causadas pela baixa resolução dos dados da Reanálise 2, usados como condições inicial e de contorno às simulações. [Vaidya e Kulkarni \(2007\)](#) também usaram dados de Reanálise (R1) na simulação de um caso de chuva intensa na Índia. As chuvas simuladas a partir destes dados tiveram uma ordem de magnitude inferior a da chuva observada, além de terem sido localizadas afastadas do local onde ocorreram. [Li et al. \(2008\)](#) também encontraram dificuldade em simular campos hidrometeorológicos com os dados da R1. Isto mostra que para estudos de modelagem regional, tanto R1 quanto R2 não parecem ser boas fontes de dados para a inicialização do modelo quando se almeja uma satisfatória representação dos valores absolutos de chuva;
- Mesmo com a má representação dos valores absolutos da chuva, as informações fornecidas pela avaliação dos erros do modelo e pela comparação “justa” entre a chuva simulada e observada de um grande conjunto de casos podem ser valiosas na identificação de condições propícias à chuva intensa, uma vez que o Meteorologista possuirá uma visão do comportamento do modelo em uma ampla amostra de casos.

7.5 Quanto aos ambientes de escala regional dados pelas simulações

A hipótese lançada neste estudo compreende a obtenção de compostos de escala regional para os casos de chuva intensa nas Regiões Sul e Sudeste. Mesmo o modelo tendo um ruim desempenho na simulação das quantidades de chuva, a captura do ambiente de escala sinótica pelo modelo encoraja a utilização de suas simulações na criação destes compostos.

Os compostos em escala regional mostram que os casos de chuva intensa no Sudeste do Brasil estão associados a um cavado a oeste da região, que se intensifica durante o período de 24 horas de chuva e adentra o Sudeste. Para os casos positivos, há diferenças importantes entre os padrões (i) a formação de um centro de baixa pressão na costa fluminense e capixaba no segundo padrão e (ii) a formação de um centro de baixa pressão sobre a costa paulista. Nos casos do primeiro padrão, o cavado a oeste da região da origem a uma circulação ciclônica fechada, gerando convergência acentuada em baixos níveis algumas horas após o início da chuva de 24 horas. No segundo padrão, o cavado a oeste da região e o centro da baixa pressão na costa do Rio de Janeiro e Espírito Santo produzem intensa convergência sobre o centro da região.

Os casos negativos apresentam características gerais similares a dos casos positivos, com exceção daqueles associados ao segundo padrão. Os compostos para estes casos mostram uma possível interação entre o escoamento em baixos níveis com a topografia na região dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo e litoral norte de São Paulo. Nestes casos, movimentos verticais ascendentes foram observados sobre estas áreas 6 horas após o início do período da chuva de 24 horas. Além disso, nas horas posteriores, foi possível observar um deslocamento destas áreas de movimento ascendente continente adentro. Este deslocamento não foi observado nos demais compostos.

Nos casos de chuva intensa da Região Sul, as similaridades entre os compostos são ainda maiores. Uma característica comuns à grande maioria dos casos foi a presença de um centro de baixa pressão sobre o Paraguai e norte da Argentina, no início do evento, que se intensifica e se desloca para sudeste, chegando ao oeste dos estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. Durante este deslocamento, a Região Sul é influenciada por curtos cavados, que provocam áreas mais intensas e concentradas de movimento ascendente. Outra característica marcadamente importante e comum

nestes casos é a faixa de ventos provenientes do Paraguai - portanto, de noroeste - que transporta ar quente e úmido para a região.

Apenas os casos positivamente correlacionados com o primeiro padrão mostram um ambiente regional diferente. Neste, não é o centro de baixa pressão localizado sobre o Paraguai o principal responsável pela geração de movimento ascendente sobre a região, mas sim o cavado observado ao sul do Rio Grande do Sul. Nestes casos, a associação com a passagem de frentes frias é clara. Algumas características da evolução deste padrão indicam isto: (i) a organização do movimento ascendente em uma linha com orientação noroeste-sudeste, (ii) a confluência dos ventos a frente desta linha, (iii) os ventos aproximadamente perpendiculares a esta linha, no lado de maior pressão, ou seja, no lado da massa de ar mais frio e (iv) o deslocamento de uma crista em direção à Região Sul, indicando a entrada de massa de ar mais fria. Além disso, pode-se observar pequenos centros de baixa pressão ao longo desta linha de movimento ascendente, mostrando que a frente fria é composta, além do cavado associado ao ciclone extratropical localizado a sudeste do continente, por pequenos centros de baixa pressão, gerados pelo giro ciclônico dos ventos que vêm de sul.

Por meio da análise dos balanços de umidade, vortacidade e calor pode-se perceber que as chuvas intensas nestas duas regiões são geradas pelos mesmos processos. Em suma, a convergência horizontal em baixos níveis é responsável pelo suprimento de calor e umidade, necessários à instabilização da atmosfera local e pela geração de vortacidade ciclônica em baixos níveis. Os movimentos ascendentes sobre a região carregam o calor e a umidade para níveis mais altos, gerando nuvens e chuva. A geração de nuvens e chuva pode ser atribuída aos sinais dos resíduos para as equações da conservação da umidade e do calor, que indicam um sumidouro de umidade específica e uma fonte de calor em médios e altos níveis, respectivamente. A condensação do vapor d'água nestas camadas da troposfera levaria a liberação do calor latente, resultando numa diminuição do vapor d'água e num aumento da temperatura, respectivamente. Os valores indicam que estes processos são mais fortes em torno de 400 hPa.

Entretanto, deve ter cuidado ao usar os valores obtidos para estes resíduos. As imperfeições no modelo e nas condições iniciais e de contorno também podem contribuir à geração dos resíduos nestas análises.

Outro resultado importante mostra que os processos de advecção de vortacidade não

são importantes nos casos de chuva intensa no Sudeste. Isto confirma o observado nos padrões de escala sinótica, que mostraram a pequena importância destes processos nestes casos. O contrário é verificado nos casos do Sul.

Além disso, pode-se observar que o termo de torção da vorticidade (“tilting”) tem pequena contribuição ao balanço de vorticidade, nas duas regiões. Nos casos do Sudeste, este termo é duas ordens de magnitude inferior aos dos demais termos. No Sul, a diferença é menor, uma ordem de magnitude inferior. Todavia, é importante lembrar que as magnitudes destes termos são condizentes com aquelas atribuídas com os movimentos sinóticos (HOLTON, 2004) e são frutos da metodologia aplicada, que levou em conta médias nas áreas das Regiões Sul e Sudeste.

O termo de torção da vorticidade está associado com a geração de componente vertical da vorticidade a partir da torção de vorticidade horizontal. Esta torção se dá pelo gradiente de velocidade vertical, que leva a torção de vórtices horizontais. Este efeito está fortemente ligado a geração de tempestades com rotação e, conseqüentemente, à tornados (COTTON; ANTHES, 1989). Tendo isto em mente, percebe-se que este termo é importante em escalas menores. O cálculo de médias nas grandes áreas das Regiões Sul e Sudeste podem ter contribuído para os resultados aqui obtidos. Portanto, a avaliação da importância deste termo torna-se indispensável em áreas muito menores que as analisadas neste estudo.

Por fim, os resultados apresentados neste estudo mostram que diferentes padrões de grande escala não resultam, necessariamente, em diferentes ambientes em escala regional. Com exceção de dois conjuntos de casos, os demais apresentaram padrões regionais similares. Isto evidencia a grande dificuldade existente na previsão de eventos de chuva intensa, especialmente, quando ela se baseia na identificação prévia de padrões.

Une-se a isto o fato do grande potencial para alarmes falsos associados aos parâmetros convectivos e cinemáticos, pode-se concluir que a previsão de eventos de chuva intensa está longe de ser um assunto esgotado. Além disso, a dificuldade em se estabelecer padrões em escala regional mostra o quão importantes são os modelos numéricos e o seu contínuo desenvolvimento em busca da melhor representação possível dos processos atmosféricos responsáveis pela ocorrência de chuva.

7.6 Sugestões para trabalhos futuros

Uma vez que os resultados apresentados neste estudo também trouxeram à tona diversas questões, as seguintes investigações são sugeridas para trabalhos futuros:

- Avaliar a circulação atmosférica dentro deste período de 45 anos com o objetivo de obter explicações a respeito da descontinuidade observada na frequência anual de chuvas intensas no Sudeste do Brasil, focando, especialmente, o período de 1978 a 1981;
- Usar outros conjuntos de dados como condições inicial e de contorno nas simulações destes casos de chuva intensa a fim de se investigar o real impacto da resolução destes dados nas simulações de chuva.
- Estudar os casos de chuva intensa que não apresentaram alta correlação com os padrões de escala sinótica. Este conjunto de casos pode fornecer importantes informações a respeito do condicionamento da atmosfera à chuva intensa.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ANABOR, V.; STENSRUD, D. J.; MORAES, O. L. L. Serial upstream-propagating mesoscale convective system events over southeastern South America. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 8, p. 3087–3105, Aug. 2008. 7, 61
- ANABOR, V.; STENSRUD, D. J.; MORAES, O. L. L. de. Simulation of a serial upstream-propagating mesoscale convective system event over southeastern South America using composite initial conditions. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 7, p. 2144–2163, July 2009. 112
- ANDERSON, C. J.; ARRIT, R. W. Mesoscale convective complexes and persistent elongated convective systems over United States during 1992 and 1993. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 3, p. 578–599, Mar. 1998. 7
- ANDRADE, K. M. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. (INPE-14056-TDI/1067). Dissertação (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) — INPE, São José dos Campos, 2007. 5, 6, 142
- ANTHES, R. A. A cumulus parameterization scheme utilizing a one-dimensional cloud model. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 3, p. 270–286, Mar. 1977. 14
- ARAKAWA, A.; SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 3, p. 674–701, Apr. 1974. 14
- BANACOS, P. C.; SCHULTZ, D. M. The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: historical and operational perspectives. **Weather and Forecasting**, v. 20, n. 3, p. 351–366, June 2005. 12, 107, 130
- BARBIERI, P. R. B. **Caracterização da estação chuvosa nas regiões sul e sudeste do Brasil associado com a circulação atmosférica**. (INPE-14220-TDI/1121). Dissertação (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) — INPE, São José dos Campos, 2005. 29
- BEI, N. F.; ZHAO, S. X.; GAO, S. T. Numerical simulation of a heavy rainfall event in China during July 1998. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 80, n. 1-4, p. 153–164, June 2002. 18, 127, 134

BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. Part I: observational and theoretical basis. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 473, p. 677–692, July 1986. [xxiii](#), [14](#), [80](#)

BETTS, A. K.; MILLER, M. J. A new convective adjustment scheme. Part II: single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX, and Arctic air-mass data sets. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 473, p. 693–709, July 1986. [xxiii](#), [14](#), [80](#)

BLANCO, C. M. R.; MASSAMBANI, O. Processos de intensificação orográfica da precipitação na Serra do Mar em São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2000. p. 1884–1892. [21](#)

BLUESTEIN, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes: observations and theory of weather systems**. New York: Oxford University Press, 1993. 594 p. [69](#)

BORMANN, N.; MARKS, C. J. Mesoscale rainfall forecasts over New Zealand during SALPEX96: characterization and sensitivity studies. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 12, p. 2880–2894, Dec. 1999. [100](#)

BOSART, L. F.; LAI, C.-C.; WEISMAN, R. A. A case study of heavy rainfall associated with weak cyclogenesis in the northwest Gulf of Mexico. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 11, p. 2469–2500, Nov. 1992. [35](#)

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, v. 67-68, p. 73–94, July-Sept. 2003. [6](#), [62](#), [70](#), [146](#)

BUONOMO, E.; JONES, R.; HUNTINGFORD, C.; HANNAFORD, J. On the robustness of change in extreme precipitation over Europe from two high resolution climate change simulations. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 133, n. 622, p. 65–81, Jan. 2007. [33](#)

CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LEIBMANN, B. Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377–2394, Sept. 2002. [10](#), [11](#), [35](#), [36](#), [52](#), [53](#), [145](#)

_____. The South Atlantic Convergence Zone: intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall.

Journal of Climate, v. 17, n. 1, p. 88–108, Jan. 2004. 11, 36, 145

CHANG, L. T. C.; CHEN, G. T. J.; CHEUNG, K. K. W. Mesoscale simulation and moisture budget analysis of a heavy rain event over southern Taiwan in the Meiyu season. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 101, n. 1-2, p. 43–63, Sept. 2008. 127

CHEN, S.-J.; WANG, W.; LAU, K.-H.; ZHANG, Q.-H.; CHUNG, Y.-S. Mesoscale convective systems along the Meiyu front in a numerical model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 75, n. 3-4, p. 149–160, Dec. 2000. 17

CHIEN, F.-C.; JOU, B. J.-D. MM5 ensemble mean precipitation forecasts in the Taiwan area for three early summer convection (Mei-Yu) season. **Weather and Forecasting**, v. 19, n. 4, p. 735–750, Aug. 2004. 19, 147

COHEN, J. C. P.; SILVA DIAS, M. A. F.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: a case study. **Monthly Weather Review**, v. 123, n. 11, p. 3163–3174, Nov. 1995. 8

COLLE, B. A.; WESTRICK, K. J.; MASS, C. F. Evaluation of MM5 and Eta-10 precipitation forecasts over the Pacific Northwest during the cool season. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 2, p. 137–154, Apr. 1999. 78, 80

COLMAN, B. R. Thunderstorm above frontal surfaces in environments without positive CAPE. Part I: a climatology. **Monthly Weather Review**, v. 118, n. 5, p. 1103–1121, May 1990. 63

COMPAGNUCCI, R. H.; RICHMAN, M. B. Can principal component analysis provide atmospheric circulation or teleconnection patterns? **International Journal of Climatology**, v. 28, n. 6, p. 703–726, May 2008. 37, 38

CORAZZA, M.; BUZZI, A.; SACCHETTI, D.; TROVATORE, E.; RATO, C. F. Simulating extreme precipitation with a mesoscale forecast model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 83, n. 1-2, p. 131–143, Mar. 2003. 16, 93

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics**. New York: Academic Press, Inc., 1989. 883 p. 13, 15, 73, 75, 107, 151

- DE, U. S.; MAZUMDAR, A. B. Principal component analysis of rainfall and associated synoptic models of the southwest monsoon over India. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 64, n. 3-4, p. 213–228, Dec. 1999. 36
- DESER, C.; SMITH, C. A. Diurnal and semidiurnal variations of the surface wind field over the tropical pacific ocean. **Journal of Climate**, v. 11, n. 7, p. 1730–1748, July 1998. 51
- DONALISIO, M. R.; VASCONCELOS, C. H.; PEREIRA, L. E.; ÁVILA, A. M. H.; KATZ, G. Aspectos climáticos em áreas de transmissão de hantavirose no Estado de São Paulo, Brasil. **Cadernos de Saúde Pública**, v. 24, n. 5, p. 1141–1150, May 2008. 5
- DOSWELL, C. A. Synoptic-scale environments associated with high plains severe thunderstorms. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1388–1400, Nov. 1980. 35
- _____. The distinction between large-scale and mesoscale contribution to severe convection: a case study example. **Weather and Forecasting**, v. 2, n. 1, p. 3–16, Mar. 1987. 9, 35, 61, 62, 75
- DOSWELL, C. A.; BOSART, L. F. Extratropical synoptic-scale processes and severe convection. In: DOSWELL, C. A. (Ed.). **Severe convection storms**. Boston: American Meteorological Society, 2001. p. 27–69. 9, 64
- DOSWELL, C. A.; BROOKS, H. E.; MADDOX, R. A. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 4, p. 560–581, Dec. 1996. 8, 9, 35
- DUDHIA, J. A multi-layer soil temperature model for MM5. In: PSU/NCAR MESOSCALE MODEL USERS' WORKSHOP, 6., 1996, Boulder, Colorado. **Electronic Proceedings...** Boulder, Colorado, 1996. p. 49-50. Disponível em: <http://www.mmm.ucar.edu/mm5/lsm/soil.pdf>. Acesso em: 7 nov. 2009. 80
- ESCOBAR, G. C. J. Padrões sinóticos associados a ondas de frio na cidade de São Paulo. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 22, n. 2, p. 241–254, Aug. 2007. 36, 37
- ESPÍRITO SANTO, C. M.; SATYAMURTY, P. Eventos extremos de precipitação na região sudeste do Brasil e redondezas no período de 1997-2001. In:

CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: SBMet, 2002. p. 397–402. 23

FERREIRA, R. N.; RICKENBACH, T. M.; HERDIES, D. L.; CARVALHO, L. M. V. Variability of south american convective cloud systems and tropospheric circulation during January-march 1998 and 1999. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 5, p. 961–973, May 2003. 8

FRANCHITO, S. H.; RAO, V. B.; BARBIERI, P. R. B.; SANTO, C. M. E. Rainy-season duration estimated from OLR versus rain gauge data and the 2001 drought in southeast Brazil. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 47, n. 5, p. 1493–1499, May 2008. 51

FRICH, P.; ALEXANDER, L. V.; DELLA-MARTA, P.; GLEASON, B.; HAYLOCK, M.; TANK, A. M. G. K.; PETERSON, T. Observed coherent changes in climate extremes during the second half of the twentieth century. **Climate Research**, v. 19, n. 3, p. 193–212, Jan. 2002. 33

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: convective parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 37, n. 8, p. 1722–1733, Aug. 1980. 14

FRITSCH, J. M.; JR., R. A. H.; ADLER, R.; BLUESTEIN, H.; BOSART, L.; BROWN, J.; CARR, F.; DAVIS, C.; JOHNSON, R. H.; JUNKER, N.; KUO, Y.-H.; RUTLEDGE, S.; SMITH, J.; TOTH, Z.; WILSON, J. W.; ZIPSER, E.; ZRNIC, D. Quantitative precipitation forecasting: report of the eighth prospectus development team, U.S. Weather Research Program. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 79, n. 2, p. 285–299, Feb. 1998. 12

FRITSCH, J. M.; KAIN, J. S. Convective parameterization for mesoscale models: the fritsch-chappel scheme. In: EMANUEL, K. A.; RAYMONDS, D. J. (Ed.). **The representation of cumulus parameterization in numerical models**. Boston: Amer. Meteor. Soc., 1993. p. 159–164. 14

FU, G.; DUAN, Y.; LIANG, X.; XIE, S. P. Observations of a heavy rainfall event in Shanghai on 5 August 2001. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 82, n. 6, p. 1793–1803, Dec. 2004. 35

G1.GLOBO.COM. **Chuva causa mortes e deixa três crianças desaparecidas na Grande SP**. 2009. Disponível em:

<http://g1.globo.com/Noticias/SaoPaulo/0,,MUL1296750-5605,00.html>.

Acesso em: 15 set. 2009. 31

GALWAY, J. G. The lifted index as a predictor of latent instability. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 37, n. 3, p. 528–200, Sept. 1956. 62

GAN, M. A.; KOUSKY, V. E.; ROPELEWSKI, C. F. The South America monsoon circulation and its relationship to rainfall over west-central Brazil.

Journal of Climate, v. 17, n. 1, p. 47–66, Jan. 2004. 21, 141

GEORGE, J. J. **Weather forecasting for aeronautics**. New York: Academic Press, Inc., 1960. 673 p. 62

GLICKMAN, T. S.; MACDONALD, N. J.; SANDERS, F. New findings on the apparent relationship between convective activity and the shape of 500 mb troughs. **Monthly Weather Review**, v. 105, n. 8, p. 1060–1061, Aug. 1977. 59

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 121, n. 3, p. 764–787, Mar. 1993. 14

GRELL, G. A.; DUDHIA, J.; STAUFFER, D. R. **A description of the fifth-generation Penn State/NCAR mesoscale model (MM5)**. Boulder, Colorado, 1994. 117 p. xxiii, 80

GRELL, G. A.; KUO, Y. H.; PASCH, R. Semi-prognostic test of cumulus parameterization schemes in the middle latitudes. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 1, p. 5–31, Jan. 1991. 14

GRIMM, A. M. The El Niño impact on the summer monsoon in Brazil: regional processes versus remote influences. **Journal of Climate**, v. 16, n. 1, p. 263–280, Jan. 2003. 32, 143

GRIMM, A. M.; BARROS, V. R.; DOYLE, M. E. Climate variability in southern South America associated with El-Niño and La-Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 35–58, Jan. 2000. 30, 32

GUEDES, R. L.; MACHADO, L. A. T.; SILVEIRA, J. M. B.; ALVES, M. A. S.; WALTZ, R. C. Trajetórias dos sistemas convectivos sobre o continente americano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., 1994, Rio de Janeiro. **Anais ...** Rio de Janeiro: SBMet, 1994. p. 77–80. 7

GYAKUM, J. R.; CARRERA, M.; ZHANG, D.-Z.; MILLER, S.; CAVEEN, J.; BENOIT, R.; BLACK, T.; BUZZI, A.; CHOUINARD, C.; FANTINI, M.; KATZFEY, J. J.; KUO, Y.-H.; LALAURETTE, F.; LOW-NAM, S.; MAILHOT, J.; MALGUZZI, P.; MCGREGOR, J. L.; NAKAMURA, M.; TRIPOLI, G.; WILSON, C. A regional model intercomparison using a case of explosive oceanic cyclogenesis. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 4, p. 521–543, Dec. 1996. 148

HARNACK, R. P.; APFFEL, K.; CERMAK, J. R. Heavy precipitation events in New Jersey: attendant upper air conditions. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 6, p. 933–954, Dec. 1999. 23, 35

HIPEL, K. W.; MCLEOD, A. I. **Time series modelling of water resources and environmental systems**. Amsterdam: Elsevier, 1994. 1013 p. 33

HOLTON, J. R. **An introduction to dynamic meteorology, 4th edition**. San Diego, USA: Academic Press, 2004. 535 p. 151

HONG, S. Y. Comparison of heavy rainfall mechanisms in Korea and the central US. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 82, n. 5, p. 1469–1479, Oct. 2004. 18

HONG, S. Y.; PAN, H. L. Nonlocal boundary layer vertical diffusion in a medium-range forecast model. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 10, p. 2322–2339, Oct. 1996. xxiii, 80

HUNTINGFORD, C.; JONES, R. G.; PRUDHOMME, C.; LAMB, R.; GASH, J. H. C.; JONES, D. A. Regional climate-model predictions of extreme rainfall for a changing climate. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 129, n. 590, p. 1607–1621, Apr. 2003. 33

HUTH, R. Properties of circulation classification scheme based on the rotated principal component analysis. **Meteorology and Atmospheric Science**, v. 59, n. 3-4, p. 217–233, Sept. 1996. 36, 37, 41

JACOBET, J.; WANNER, H.; LUTERBACHER, J.; BECK, C.; PHILIPP, A.; STURM, K. Atmospheric circulations variability in the north-atlantic-european area since mid-seventeenth century. **Climate Dynamics**, v. 20, n. 4, p. 341–352, Feb. 2003. 36

JANJIC, Z. I. The step-mountain Eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 927–945, May 1994. [xxiii, 80](#)

JENKNER, J.; FREI, C.; SCHWIERZ, C. Quantile-based short-range QPF evaluation over Switzerland. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 17, n. 6, p. 827–848, Dec. 2008. [82](#)

JOHNSON, R. H.; MAPES, B. E. Mesoscale processes and severe convective weather. In: DOSWELL, C. A. (Ed.). **Severe convection storms**. Boston: American Meteorological Society, 2001. p. 71–122. [9, 73, 75](#)

JOLLIFFE, I. T. **Principal component analysis, 2nd edition**. New York: Springer-Verlag, 2002. 502 p. [38](#)

KAIN, J. S. The Kain-Fritsch convective parameterization: An update. **Journal of Applied Meteorology**, v. 43, n. 1, p. 170–181, Jan. 2004. [xxiii, 80](#)

KAIN, J. S.; FRITSCH, J. M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 47, n. 23, p. 2784–2802, Dec. 1990. [14](#)

_____. Convective parameterization for mesoscale models: The Kain-Fritsch Scheme. In: EMANUEL, K. A.; RAYMONDS, D. J. (Ed.). **The Representation of Cumulus Parameterization in Numerical Models**. Boston: Amer. Meteor. Soc., 1993. p. 164–170. [14](#)

KAISER, H. F. The varimax criterion for analytic rotation in factor analysis. **Psychometrika**, v. 23, n. 3, p. 187–200, Sept. 1958. [38](#)

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J.; ZHU, Y.; LEETMAA, A.; REYNOLDS, R.; CHELLIAH, M.; EBISUZAKI, W.; HIGGINS, W.; JANOWIAK, J.; MO, K.; ROPELEWSKI, C.; WANG, J.; JENNE, R.; JOSEPH, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–470, Mar. 1996. [36](#)

KANAMITSU, M.; EBISUZAKI, W.; WOOLLEN, J.; YANG, S.-K.; HNILO, J.; FIORINO, M.; POTTER, G. L. NCEP-DOE AMIP-II Reanalysis (R-2). **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 83, n. 11, p. 1631–1643, Nov. 2002. [36](#)

- KODAMA, Y. Large-Scale Features of Subtropical Precipitation Zones (the Baiu Frontal Zone, the SPCZ, and the SACZ). Part II: Conditions of the Circulations for Generating the STCZs. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 71, n. 5, p. 581–610, Oct. 1993. 6
- KONRAD, C. E. Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southeastern United States. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 557–571, Sept. 1997. 18, 36
- KOUSKY, V. E. Frontal influences on northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 9, p. 1140–1153, Sept. 1979. 5
- KUO, H. L. On the formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 22, n. 1, p. 40–63, Jan. 1965. 14
- _____. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, n. 5, p. 1232–1240, July 1974. 14
- LAING, A. G.; FRITSCH, J. M. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 8, p. 2756–2776, Aug. 2000. 7, 35
- LAU, K.-H.; ZHANG, Z.-F.; LAM, H.-Y.; CHEN, S.-J. Numerical simulation of a South China Sea typhoon Leo (1999). **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 83, n. 3-4, p. 147–161, May 2003. 147
- LI, J.; GAO, X.; SOROOSHIAN, S. Model performance of downscaling 1999-2004 hydrometeorological fields to the upper Rio Grande basin using different forcing datasets. **Journal of Hydrometeorology**, v. 9, n. 4, p. 677–694, Aug. 2008. 148
- LIEBMANN, B.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Interannual variability of daily extreme precipitation events in State of São Paulo, Brazil. **Journal of Climate**, v. 14, n. 2, p. 208–218, Jan. 2001. 10, 12
- LIEBMANN, B.; KILADIS, G. N.; MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; GLICK, J. D. Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 12, n. 7, p. 1877–1891, July 1999. 6, 11

MADDOX, R. A.; CHAPPELL, C. F.; HOXIT, L. R. Synoptic and meso- α scale aspects of flash flood events. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 60, n. 2, p. 115–123, Feb. 1979. 35, 73

MCDONALD, N. J. On the apparent relationship between convective activity and the shape of 500 mb troughs. **Monthly Weather Review**, v. 104, n. 12, p. 1618–1622, Dec. 1976. 59

MENDONÇA, R. W. B. **Análise dos balanços de vorticidade, calor e umidade no modelo global do CPTEC/COLA para previsão de tempo.** (INPE-9946-TDI/879). Dissertação (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) — INPE, São José dos Campos, 2000. 108, 127

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D14, p. 16663–16682, 1997. 80

MONKAM, D. Convective available potential energy (CAPE) in Northern Africa and tropical Atlantic and study of its connections with rainfall in Central and West Africa during Summer 1985. **Atmospheric Research**, v. 62, n. 1-2, p. 125–147, May 2002. 73

MOORE, D. S.; MCCABE, G. P. Introduction to the practice of statistics. In: _____. New York: W. H. Freeman, 2005. cap. 14, p. 14–1–14–70. 84

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: uma estratégia operacional adotável no Brasil? **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 1, p. 121–140, Apr. 2005. 63, 70, 75, 146

Nogués-Peagle, J.; MO, K. C. Alternating wet and dry conditions over South America during summer. **Monthly Weather Review**, v. 125, n. 2, p. 279–291, Feb. 1997. 11, 43

O'LENIC, E. A.; LIVEZEY, R. E. Practical considerations in the use of rotated principal component analysis (RPCA) in diagnostic studies of upper-air height fields. **Monthly Weather Review**, v. 116, n. 8, p. 1682–1689, Aug. 1988. 38

PIELKE, R. A. **Mesoscale meteorological modeling.** New York: Academic Press, Inc., 2002. 676 p. 14

- QUADRO, M. L. F. **Estudo de episódios de zonas de convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul.** (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) — INPE, São José dos Campos, 1994. 6, 48
- RAO, V. B.; HADA, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with southern oscillation. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 42, p. 81–91, June 1990. 5, 32
- REISNER, J.; RASMUSSEN, R. J.; BRUIN TJES, R. T. Explicit forecasting of supercooled liquid water in winter storms using the MM5 mesoscale model. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 124, n. 548, p. 1071–1107, Apr. 1998. 79
- RICHMAN, M. B. Rotation of principal components. **International Journal of Climatology**, v. 6, n. 3, p. 293–335, 1986. 37, 38
- RIEMANN-CAMPE, K.; FRAEDRICH, K.; LUNKEIT, F. Global climatology of convective available potential energy (CAPE) and convective inhibition (CIN) in ERA-40 reanalysis. **Atmospheric Research**, v. 93, n. 1-3, p. 534–545, July 2009. 69
- ROMERO, R.; SUMNER, G.; RAMIS, C.; GENOVÉS, A. A classification of the atmospheric circulation patterns producing significant daily rainfall in the Spanish Mediterranean area. **International Journal of Climatology**, v. 19, n. 7, p. 765–785, June 1999. 37
- ROPELEWSKI, C. F.; HALPERT, M. S. Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, n. 3, p. 268–284, Mar. 1989. 32
- SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZISPER, E. J. Mesoscale convective system over southeastern South America and their relationship with the South American low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, Apr. 2007. 6, 61
- SANSOM, J.; RENWICK, J. A. Climate change scenarios for New Zealand rainfall. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, n. 5, p. 573–590, May 2007. 33

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; DIAS, P. L. S. South America: tropics. In: KAROLY, D. J.; VINCENT, D. G. (Ed.). **Meteorology of the southern hemisphere: meteorology monograph**. Boston: Amer. Meteor. Soc., 1998. p. 119–139. 9

SATYAMURTY, P.; TEIXEIRA, M. S.; PADILHA, C. K. Warm and dry spells (WDS) in austral winter over central South America. **Annales Geophysicae**, v. 25, n. 5, p. 1049–1069, June 2007. 5, 31, 142

_____. Regional circulation differences between a rainy episode and a nonrainy episode in eastern São Paulo state in march 2006. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 23, n. 4, p. 404–416, Dec. 2008. 2

SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; CHOU, S. C. Model characterization of the South American low-level flow during the 1997-1998 spring-summer season. **Climate Dynamics**, v. 16, n. 10-11, p. 867–881, Oct. 2000. 6

SCHWARTZ, B. E.; CHAPPELL, C. F.; TOGSTAD, W. E.; ZHONG, X. P. The Minneapolis flash flood: meteorological analysis and operational response. **Weather and Forecasting**, v. 5, n. 1, p. 3–21, Mar. 1990. 35

SEAMAN, R.; HART, T. The history of PAOBs in the Australian Bureau of Meteorology. **Australian Meteorological Magazine**, v. 52, n. 4, p. 241–250, Dec. 2003. 36

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C.; NICOLINI, M.; SATYAMURTY, P. The northwestern Argentinean low: a study of two typical events. **Monthly Weather Review**, v. 131, n. 10, p. 2361–2378, Oct. 2003. 61

SEVERO, D. **Estudo de casos de chuvas intensas no estado de Santa Catarina**. (INPE-5682-TDL/568). Dissertação (Mestrado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1994. 10, 28

SEVERO, D. **Padrões de circulação anômala associados a episódios úmidos e secos no sul do Brasil**. (INPE-15143-TDI/1275). Tese (Doutorado) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008. 28, 29

SHIN, C.; LEE, T. Development mechanisms for the heavy rainfalls of 6-7 August 2002 over middle of Korean Peninsula. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 83, n. 5, p. 683–709, Oct. 2005. 18

SHLENS, J. **A Tutorial on Principal Component Analysis**. New York, December 2009. Disponível em: <<http://www.sn1.salk.edu/~shlens/pca.pdf>>. 37

SHOWALTER, A. K. A stability index for thunderstorm forecasting. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 34, n. 6, p. 250–252, June 1953. 62

SIGNORINI, E. **Processos sinóticos associados com intensificação da extremidade da frente fria no Sul do Brasil**. Dissertação (Dissertação de Mestrado em Meteorologia) — UFPEL, Pelotas, 2001. 5

SIQUEIRA, J. R.; MACHADO, L. A. T. Influence of the frontal systems on the day-to-day convection variability over South America. **Journal of Climate**, v. 17, n. 9, p. 1754–1766, May 2004. 5, 6, 52

SIQUEIRA, J. R.; MARQUES, V. S. Occurrence frequencies and trajectories of mesoscale convective systems over southeast Brazil related to cold frontal and non-frontal incursions. **Australian Meteorological Magazine**, v. 57, n. 5, p. 345–357, May 2008. 7

SPEER, M. S.; LESLIE, L. M. The prediction of two cases of severe convection: implications for forecast guidance. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 80, n. 1-4, p. 165–175, June 2002. 18

SPENCER, P. L.; STENSRUD, D. J. Simulating flash flood events: importance of the subgrid representation of convection. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 11, p. 2884–2912, Nov. 1998. 15, 16

STAROSTIN, A.; ANABOR, V. Sistemas convectivos de mesoescala de longa vida. Parte 2: variação espacial. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Foz do Iguaçu: SBMet, 2002. p. 3591–3594. 7

STENSRUD, D. J.; CORTINAS, J. V.; BROOKS, H. E. Discriminating between tornadic and nontornadic thunderstorm using mesoscale model output. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 613–632, Sept. 1997. 63, 64, 67

STENSRUD, D. J.; MANIKIN, G. S.; ROGERS, E.; MITCHELL, K. E. Importance of Cold Pools to NCEP mesoscale ETA model forecasts. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 5, p. 650–670, Oct. 1999. 15

TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. Eventos extremos de precipitação na região da Serra do Mar. Parte I - Descrições estatísticas da precipitação diária. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 16., 2006, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis: SBMet, 2006. CD-ROM. 18, 21

_____. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern Brazil. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 2, p. 598–617, Feb. 2007. 23, 35

THOM, H. C. S. A note on the Gamma distribution. **Monthly Weather Review**, v. 86, n. 4, p. 117–122, Apr. 1958. 23

VAIDYA, S. S.; KULKARNI, J. R. Simulation of heavy rainfall precipitation over Santacruz, Mumbai on 27 July 2005, using Mesoscale model. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 98, n. 1-2, p. 55–66, Oct. 2007. 130, 134, 148

VAN DEN DOOL, H. M. Mirror images of atmospheric flow. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 9, p. 2095–2106, Sept. 1991. 41

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, p. 9591–9613, Aug. 1987. 7, 30, 35, 61

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Burlington: Elsevier, 2006. 627 p. 23, 37, 38, 80, 81, 83, 84

XU, M.; BAO, J.-W.; WARNER, T. T.; STENSRUD, D. J. Effect of time step size in MM5 simulations of a mesoscale convective system. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 3, p. 502–516, Mar. 2001. 17

YANG, M. J.; TUNG, Q. C. Evaluation of rainfall forecasts over Taiwan by four cumulus parameterization schemes. **Journal of the Meteorological Society of Japan**, v. 81, n. 5, p. 1163–1183, Oct. 2003. 16, 19, 111, 147, 148

ZÄNGL, G. Numerical simulations of the 12-13 August 2002 flooding event in eastern Germany. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 130, n. 600, p. 1921–1940, 2004. 16, 93, 148

ZEROHORA.COM. **Pelo menos 30 municípios catarinenses tiveram prejuízos com os temporais desta madrugada**. 2009. Disponível em:

<http://zerohora.clicrbs.com.br/zerohora/jsp/default.jsp?uf=1&local=1&newsID=a2646440.xml&channel=13&tipo=1§ion=Geral>. Acesso em: 15 set. 2009. 31

ZHOU, J.; LAU, K. M. Does a monsoon climate exist over South America. **Journal of Climate**, v. 11, n. 5, p. 1020–1040, May 1998. 21

ANEXO A - ARTIGO PUBLICADO NO *MONTHLY WEATHER REVIEW*

INTITULADO:

**DYNAMICAL AND SYNOPTIC CHARACTERISTICS OF HEAVY
RAINFALL EPISODES IN SOUTHERN BRAZIL**

Mateus da Silva Teixeira

and

Prakki Satyamurty

*Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, Brazil
Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/INPE, São José dos Campos,
São Paulo, Brazil*

Dynamical and Synoptic Characteristics of Heavy Rainfall Episodes in Southern Brazil

MATEUS DA SILVA TEIXEIRA

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, São Paulo, Brazil

PRAKKI SATYAMURTY

Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos/INPE, São José dos Campos, São Paulo, Brazil

(Manuscript received 21 December 2005, in final form 19 May 2006)

ABSTRACT

The dynamical and synoptic characteristics that distinguish heavy rainfall episodes from nonheavy rainfall episodes in southern Brazil are discussed. A heavy rainfall episode is defined here as one in which the 50 mm day⁻¹ isohyet encloses an area of not less than 10 000 km² in the domain of southern Brazil. One hundred and seventy such events are identified in the 11-yr period of 1991–2001. The mean flow patterns in the period of 1–3 days preceding the episodes show some striking synoptic-scale features that may be considered forerunners of these episodes: (i) a deepening midtropospheric trough in the eastern South Pacific approaches the continent 3 days before, (ii) a surface low pressure center forms in northern Argentina 1 day before, (iii) a northerly low-level jet develops over Paraguay 2 days before, and (iv) a strong moisture flux convergence over southern Brazil becomes prominent 1 day before the episode. A parameter called rainfall quantity, defined as the product of the area enclosed by the 50 mm day⁻¹ isohyet and the average rainfall intensity, is correlated with fields of atmospheric variables such as 500-hPa geopotential and 850-hPa meridional winds. Significant lag correlations show that the anomalies of some atmospheric variables could be viewed as precursors of heavy rainfall in southern Brazil that can be explored for use in improving the forecasts.

1. Introduction

Although the monthly distribution of rainfall in southern Brazil is quite uniform (Rao and Hada 1990), day-to-day variability is high. The sources for rainfall in this region are mainly cold fronts and mesoscale convective complexes (MCC; Velasco and Fritsch 1987). The extratropical cyclones approaching South America from the west move to east-southeast after crossing the Andes while the associated cold fronts move to north-northeast, producing convective activity in southern Brazil and farther north (Kousky and Cavalcanti 1984).

MCC develop over Paraguay and northern Argentina preferentially in the spring season [September–November (SON)]. They form during early morning hours and have a life cycle of less than 1 day (Velasco and Fritsch 1987). Interactions between low-level jet

east of the Andes and the upper-level jet provide the instability for triggering the explosive development of the MCC in a moist atmosphere (Uccellini and Johnson 1979). MCC move eastward from their source region reaching Uruguay and southern Brazil, often causing heavy rainfall. Other possible synoptic-scale systems responsible for heavy rainfall are the comma-cloud systems in the Atlantic (Bonatti and Rao 1987) and the midtropospheric cut-off lows approaching from the Pacific (Ramírez et al. 2000).

Occasionally, the rainfall exceeds 100 mm day⁻¹ in some episodes, causing serious problems to this region. The major economic activity of the region is agriculture, and heavy rainfall may destroy entire crops over millions of hectares. The natural disasters associated with these episodes are the worst natural disasters of southern Brazil. For example, for the period between January 2000 and March 2006, these disasters, as reported by Civil Defense Department of Paraná state (information available online at http://www.defesacivil.pr.gov.br/defesacivil/eventos_naturais.php), accounted for about 65% of the total number of disasters, which

Corresponding author address: Mateus da Silva Teixeira, INPE, Av. Astronautas, 1758, CEP 12227-010 São José dos Campos, SP, Brazil.
E-mail: mateus@cptec.inpe.br

comprise flash floods, hail, strong winds, and landslides. During some episodes the loss of livestock and human lives are also reported.

Heavy rainfall is a subjective term and its definition varies significantly. It is sometimes defined with reference to a single station's rainfall and at other times with reference to an average over a reasonably large area. However, it generally refers to a short period of time ranging from a few hours to 1 day. In many disastrously heavy rainfall episodes, both the intensity and duration of rain tend to be large. Harnack et al. (1999), for example, defined heavy rainfall episodes as those that had more than 51 mm of precipitation over an area of 10 000 km² in a period of 1–2 days.

As mentioned above, flood is one of the most dramatic consequences of heavy rainfall episodes both in the mountainous northeastern parts and in the southwestern pampas of southern Brazil. The possibility of a specific rainfall episode causing flood at a place is a function of many factors, such as previous rainfall, regional topography, hydrological basin size, soil moisture saturation, etc. But, the rainfall itself depends on convective instability, moisture convergence, and its sustainability by synoptic-scale atmospheric conditions, which play a very important role in the maintenance of intense precipitation over sufficiently long intervals of time. Thus, the hypothesis we make here is that the small-scale and mesoscale disturbances, which produce heavy rainfall over southern Brazil, develop when there are favorable synoptic-scale situations over South America and the adjoining seas.

The objective of this study is to establish the characteristics of the synoptic-scale patterns in the middle and lower troposphere associated with heavy rainfall episodes in southern Brazil within the period of 3 days prior to the occurrence of the episodes. In addition, the amount of precipitation is correlated with selected meteorological variables to quantify the relationships between them.

Section 2 describes the datasets and methodology used, section 3 discusses the composite fields of meteorological variables, and section 4 presents the correlation fields between rainfall amounts and meteorological variables. Some dominant dynamic and synoptic features of the most intense episodes are shown in section 5. A case study is presented in section 6. Finally, a discussion of the results and conclusions are given in section 7.

2. Data and methodology

a. Datasets

Daily precipitation data for the 11-yr period of 1991–2001 obtained from the Agência Nacional das Águas

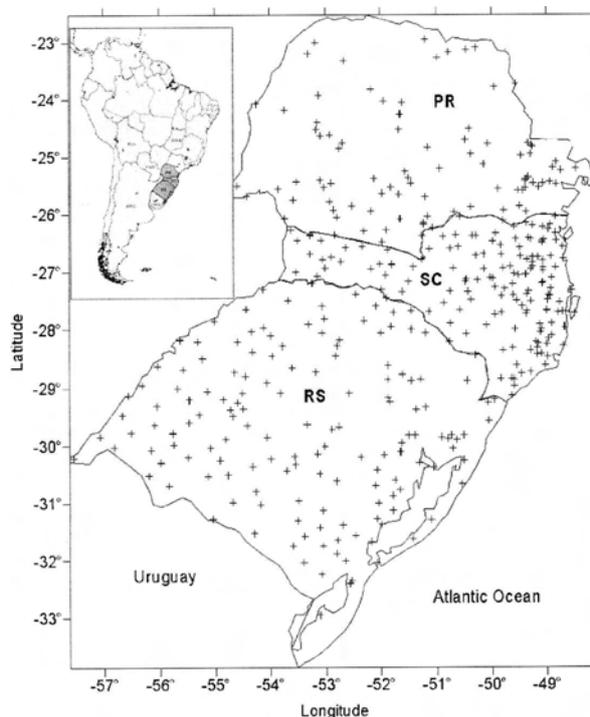


FIG. 1. Rain gauge network in southern Brazil. RS: Rio Grande do Sul, SC: Santa Catarina, PR: Paraná, and their position within the South American continent (inset).

(ANA; National Water Agency), Brazil, and available at the Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC; Center for Weather Forecasts and Climate Studies) are used. The rain gauge network consists of 401 meteorological stations distributed as shown in Fig. 1. As can be seen from this figure, the average density of the network is about 20 per 10 000 km², varying somewhat from one subregion to another.

The rainfall data are examined for spatial consistency and coding errors. Whenever a rainfall value greater than 50 mm day⁻¹ is reported at a station (say, S1), precipitation at the stations in its immediate neighborhood (the eight nearest stations, one each in the 45° sectors around S1) is examined. If less than two stations in the neighborhood report rainfall of any value the data at S1 are not considered for rainfall analysis. Similarly, if a station (say, S2) reports rainfall greater than 100 mm day⁻¹, the requirement is that there must be at least four stations reporting rainfall in the immediate neighborhood there of and the average rainfall in the neighboring stations must be greater than 25% of the reported rainfall at S2. Rainfall reports of unusually large values, which are not supported by the stations in the neighborhood, were excluded from the data sample. Such cases occurred three times in the whole 11-yr pe-

riod when the neighborhood stations did not support rainfall reports greater than 400 mm day^{-1} . Moreover, the Geostationary Operational Environmental Satellite (GOES) cloud pictures available at the CPTEC are examined for the presence of strong convective systems supporting the rainfall. These precautions are necessary to avoid inclusion of spurious or erroneous cases of very heavy rain.

Daily 1200 UTC gridded meteorological data are obtained from National Centers for Environmental Prediction–National Center for Atmospheric Research (NCEP–NCAR) reanalysis (Kalnay et al. 1996) from their Web site. The meteorological variables used are the zonal and meridional wind components at 250, 700, and 850 hPa, and at the surface (u_{250} , v_{250} , u_{700} , v_{700} , u_{850} , v_{850} , u , and v , respectively); 500-hPa geopotential height (Z_{500}); specific humidity at 850 and 700 hPa (q_{700} and q_{850}); air temperature at 850-hPa and at the surface (T_{850} and T); sea level pressure (SLP); precipitable water (PW); and the lifted index (LI). The data have a spatial resolution of 2.5° latitude \times 2.5° longitude. The 1200 UTC datasets are chosen because of the greater density of observations over the South American continent at this time of the day, and therefore the analysis is expected to be more accurate.

b. Heavy rainfall episodes and their seasonal and geographical distribution

The definition of heavy rainfall varies from study to study depending on their objectives (Zhu and Thot 2001) and the availability and density of rainfall data. Some studies used only a precipitation threshold and duration to select their episodes. Konrad (1997), in his study of flash floods over the plains of the United States, selected all rainfall episodes that presented precipitation greater than or equal to 50 mm in 6 h. Carvalho et al. (2002) defined extreme rainfall episodes as those in which the precipitation in 24 h is greater than 20% of the seasonal climatological total precipitation for one station. Other studies used additional conditions to select heavy rainfall episodes. Junker et al. (1999) selected episodes based on the size of the 75-mm isohyet. Whenever the area enclosed by the 75-mm isohyet is equal to or greater than $17\,000 \text{ km}^2$ it is considered as a heavy rainfall episode. Harnack et al. (1999) considered all episodes that presented precipitation above 51 mm in an area greater than or equal to $10\,000 \text{ km}^2$ (represented by four contiguous grid points), in 1 or 2 days, as heavy rainfall episodes.

The major concern of the present study is with the synoptic-scale features associated with heavy rainfall episodes, so an adequate definition should discard intense local rainfall episodes caused by isolated small-

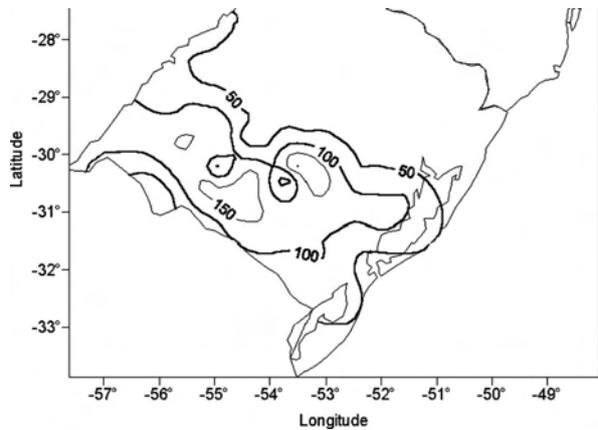


FIG. 2. Isohyet analysis of a heavy rainfall episode between 11 and 12 Apr 1992 in southern Brazil. Contour interval is 50 mm.

scale atmospheric perturbations. Following previous studies mentioned above and based on the rain gauge network of southern Brazil, a rainfall episode is classified as heavy when it presents a minimum area of $10\,000 \text{ km}^2$ of the 50-mm (A_{50}) isohyet in 24 h in the domain of southern Brazil (shown in Fig. 1). The isohyet analysis of a heavy rainfall episode (the case study of which is presented in section 6) is shown in Fig. 2. Between 11 and 12 April 1992 there was heavy and widespread rainfall over the southern portions of the state of Rio Grande do Sul (RS in Fig. 1). The rainfall exceeded 50 mm day^{-1} over a large area, and even the 100 mm day^{-1} isohyet occupied an area larger than $10\,000 \text{ km}^2$.

If a heavy rainfall episode persists for more than 1 day in the domain, only the first day is considered, even if the system intensifies later. That is, the present study is interested in the atmospheric conditions associated with the beginning of a heavy rainfall episode and not with its persistence or subsequent intensification. This procedure assures that only nonsequential days will be considered as separate episodes. Because one purpose of this study is to show the difference between heavy rainfall episodes and nonheavy rainfall episodes, the latter should also be defined. A nonheavy rainy episode is one in which rainfall is reported from at least two stations and A_{50} is less than $10\,000 \text{ km}^2$. In these cases, also only nonsequential rainfall days are considered.

In the 11-yr period of 1991–2001, 170 rainfall episodes are classified as heavy. A monthly distribution of both these episodes and the nonheavy ones is shown in Fig. 3. As can be seen, the nonheavy and heavy rainfall episodes are well distributed over the year. About 25% of the nonconsecutive rainy days are categorized as heavy.

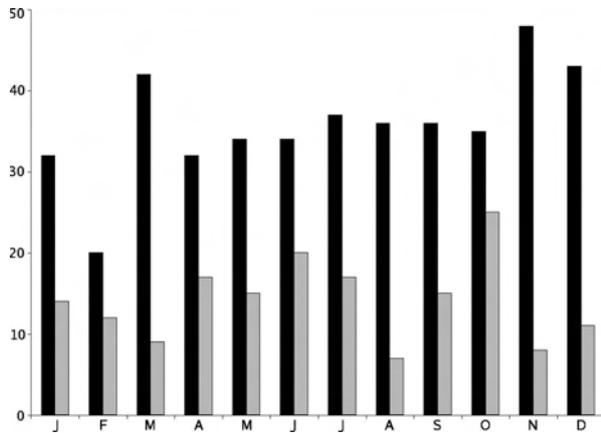


FIG. 3. Monthly distribution of the heavy rainfall episodes (gray) and nonheavy rainfall episodes (dark) in southern Brazil in the period of 1991–2001.

For the 170 heavy rainfall episodes the areas enclosed by 50 and 100 mm day⁻¹ isohyets (A50 and A100, respectively) are calculated. The area-averaged rainfall within the 50 mm day⁻¹ isohyet (R50) is also obtained by taking a simple mean of all the valid rainfall reports within that area in the domain of southern Brazil. A frequency distribution of A50 for the 170 heavy rainfall episodes separated into the four seasons

of the year is presented in Fig. 4. It can be seen that a large majority of the episodes (70%) have 80 000 km² ≥ A50 ≥ 15 000 km². The mean areal coverage of the heavy rainfall episodes considered in this study is about 65 000 km², which means that the chosen episodes are fairly extensive.

Figure 5 presents the positions of the central points of A50 for the 170 episodes, and it can be seen that the heavy rainfall episodes in southern Brazil do not have a preferred location in any given season. In this sense, the southern Brazil region is fairly homogeneous in terms of heavy rainfall episodes. The only preferred coastal area is located in the SC state in summer [December–February (DJF)].

c. Composite charts

To analyze the dynamical and synoptic features associated with the heavy rainfall episodes, composites of the atmospheric variables mentioned in section 2a are calculated for the day of the episode and up to 3 days prior. The composites are prepared for each season, thus permitting the examination of seasonal differences, if any, of the heavy rainfall episodes.

Composite fields are constructed in the spatial domain of 10°–60°S, 120°–20°W for Z500, and in the 10°–60°S, 80°–30°W domain for the others variables. The

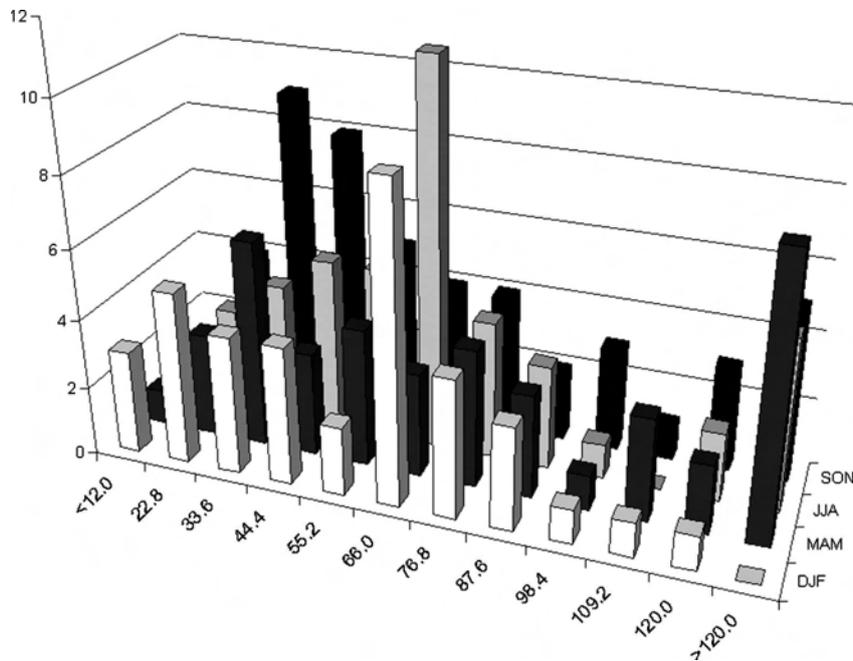


FIG. 4. Frequency distribution of heavy rainfall episodes in southern Brazil based on area enclosed by the 50 mm day⁻¹ isohyet (A50) in the period of 1991–2001 for each season. Horizontal axes show seasons and A50 in 10³ km², and the vertical axis shows frequency.

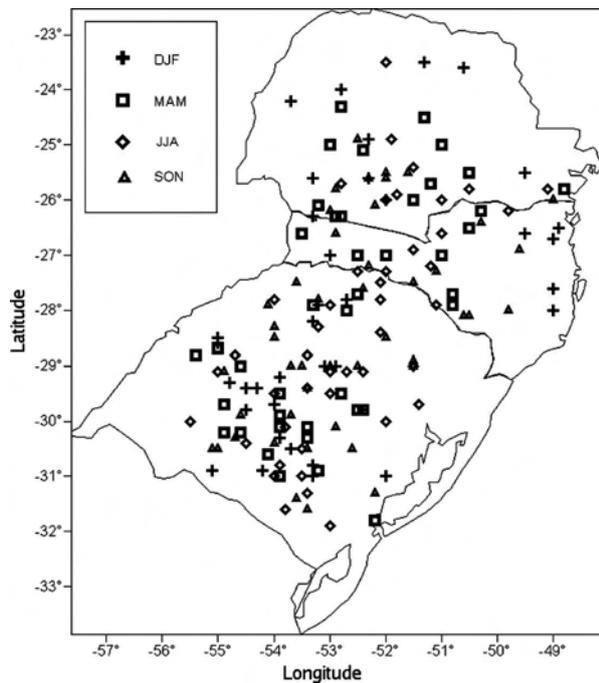


FIG. 5. Geographical distribution of the centroids of A50 for the 170 heavy rainfall episodes in southern Brazil. Different symbols (shown in the inset) represent different seasons.

composites are obtained for the four seasons—winter [June–August (JJA)], spring (SON), summer (DJF), and autumn [March–May (MAM)]—separately by taking an average of all observed episodes in each of those seasons, for lags of 0, 1, 2, and 3 days. Lag 0 corresponds to the starting day of the rainy episode. The sequences of composites are useful for tracking the evolution of the synoptic-scale systems responsible for the heavy rainfall episodes in southern Brazil. To understand which synoptic-scale ingredients make the difference between a heavy rainfall episode and a nonheavy rainfall episode the difference between the heavy rainfall composites with respect to the nonheavy rainfall composites are obtained. These difference fields can provide useful information for the operational meteorologists for forecasting activities.

d. Rainfall quantity and rank correlation

To relate the rainfall recorded during the episodes with the atmospheric patterns, a simple rainfall parameter is considered. Because both the areal extent and the intensity of rainfall are used to select heavy rainfall episodes, a parameter involving both the features of rainfall is a better choice to obtain insights into the relationship between atmospheric variables and rainfall. Thus, a parameter called rainfall quantity (RQ) is

defined as the product of the area enclosed by the 50 mm day⁻¹ isohyet and the mean rainfall within this area in the domain of southern Brazil.

The correlations between RQ and the atmospheric parameters are calculated using the rank correlation. This choice is made because the Pearson correlation assumes that samples are in normal distribution, which is rarely true for precipitation data (Wilks 1995). To avoid data transformation into normal distribution we use the rank correlation coefficient that uses rank information of the samples instead of the real data. The “new” samples are in normal distribution. The RQ is correlated with all the atmospheric variables defined in section 2a at all of the grid points over the domain.

As with composites, correlation fields are calculated for each season and up to 3 days prior to the heavy rainfall episode. The time evolution of correlation fields permits investigation of how and when a meteorological variable starts becoming important. By “becoming important”, we mean that the variable presents a significant relationship with rainfall. It is reasonable to believe that the sooner the variable becomes important (up to 3 days prior the beginning of the episode), the higher the potential for this variable to be used in forecasting activity. Both correlation and composite fields are tested for statistical significance using a Student’s *t* test at the 95% confidence level.

3. Mean characteristics associated with heavy rainfall episodes

The seasonal distribution of heavy rainfall episodes in the 11-yr period is shown in Table 1. The episodes are almost uniformly distributed over the year, with the autumn season having the largest mean RQ value. Therefore, for the sake of brevity, the composites for the autumn season are presented in more detail and the other seasons are mentioned wherever there is a noticeable difference from the autumn case.

a. 500-hPa geopotential difference fields

The 500-hPa geopotential difference fields between the 41 heavy rainfall episodes and the 107 nonheavy rainfall episodes, along with the composite fields for the heavy rainfall episodes for the autumn season are shown in Fig. 6. On D - 2, two days before the day of heavy rainfall occurrence, a significant negative difference of 30 m over southwestern South America indicates the beginning of the deepening of a midtropospheric trough, as can be seen in the composite field. On D - 1, the difference deepens to 60 m as it moves

TABLE 1. Seasonal distribution of the heavy rainfall episodes in southern Brazil and mean values for the parameters presented in methodology: A100 and A50 are the areas enclosed by the isohyets of 100 and 50 mm day⁻¹, respectively; R50 is the average rainfall in A50.

Season	Frequency	A50 (10 ⁴ km ²)	A100 (10 ⁴ km ²)	R50 (mm day ⁻¹)	RQ (10 ⁴ km ² × mm day ⁻¹)
Summer	37	5.0	0.3	78	396.3
Autumn	41	7.4	0.6	77	581.4
Winter	44	5.3	0.5	72	395.8
Spring	48	5.0	0.3	72	469.8

into Argentina. On the day of heavy rainfall occurrence (D0), the largest difference region is over central Argentina. The sequence shows the intensification of the trough and its eastward movement at a speed of 4° longitude per day. The difference intensifies from D - 3 to D - 1 and accompanies the trough movement.

Because these differences are constructed with respect to the rainy days that are not classified as heavy episodes, the above-described behavior obviously constitutes an ingredient that makes the difference. Thus, the heavy rainfall episodes in southern Brazil, on aver-

age, are associated with 60-m-deeper troughs than those associated with nonheavy rainfall episodes, which are only 30 m deeper than the climatology (fields not shown).

b. Sea level pressure difference fields

The sea level pressure composites and differences for the autumn season are shown in Fig. 7. On the D - 2 day, a negative difference area can be seen in southern Chile and Argentina. In the following days, this differ-

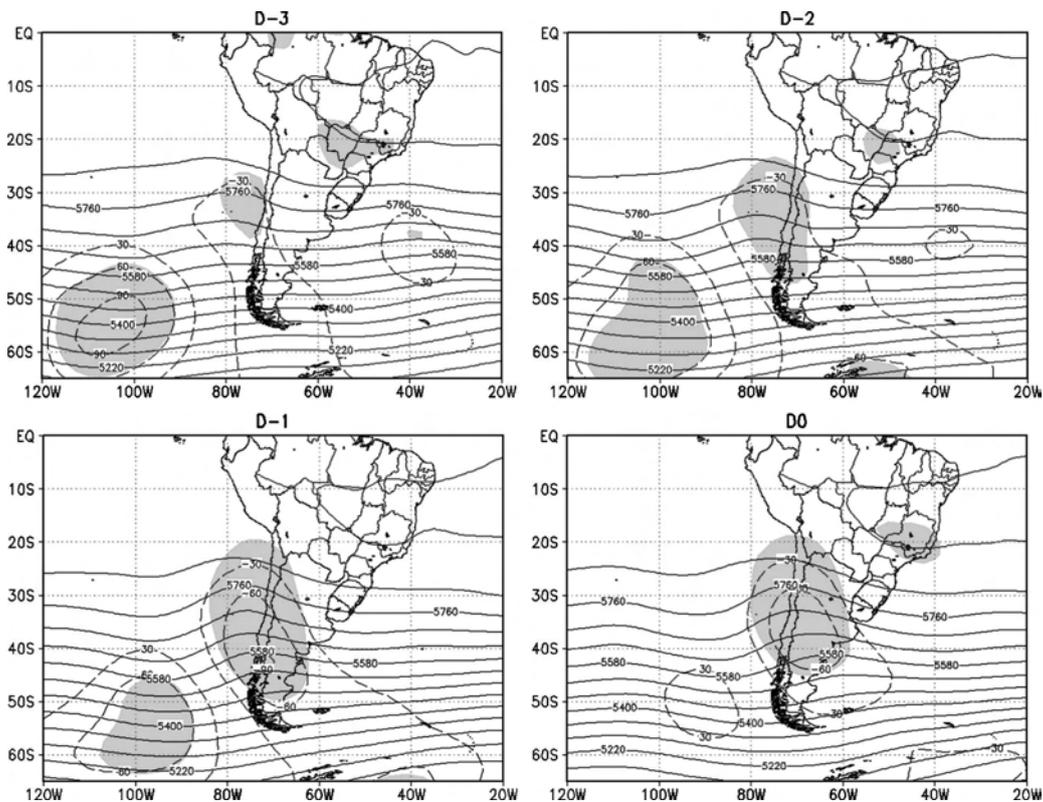


FIG. 6. 500-hPa geopotential height (m) composites (continuous lines) and difference fields (dashed lines) for 41 heavy rainfall episodes in MAM in southern Brazil. D - d above each panel refers to the dth day prior to the heavy rainfall episode. Contour interval of dashed lines is 30 m. Contour interval of continuous lines is 60 m. Shaded areas are significant at 95% level.

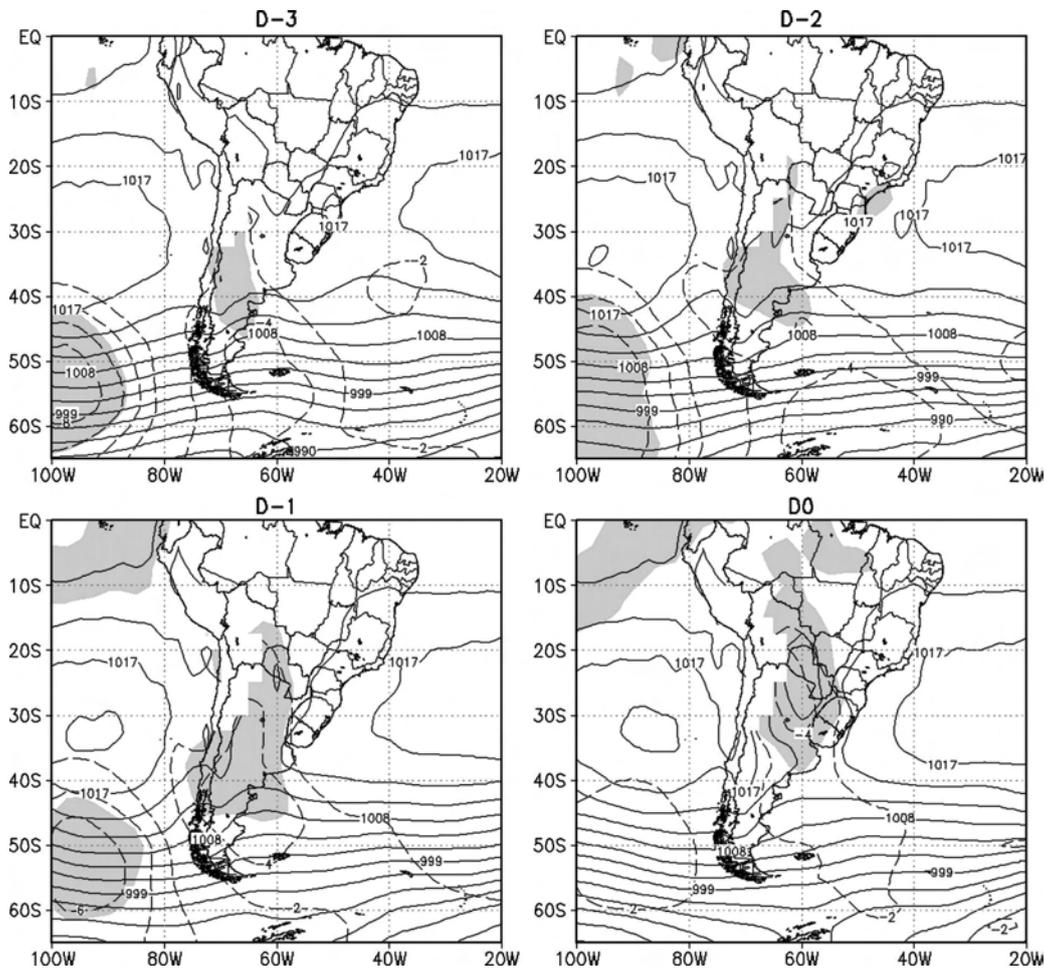


FIG. 7. Sea level pressure composites (continuous lines) and difference (dashed lines) between heavy rainfall composites and nonheavy rainfall composites for $D - 3$ to $D0$. The Andes region is masked out. Contour interval is 3 hPa for surface pressure and 2 hPa for difference. Shaded areas are significant at 95% level.

ence strengthens and moves northward to central parts of the continent. From $D - 1$ to $D0$ this deepens from a difference of -2 to -4 hPa over Paraguay and northern Argentina. On $D0$, a low pressure center forms east of the Andes in northern Argentina and Paraguay. Such a low is known as the Chaco low (Saulo et al. 2004) and is often observed in summer. The low pressure difference shown in Fig. 7 is significant on $D - 1$ and $D0$. The surface low development has the dynamical forcing of the midtropospheric cyclonic vorticity advection associated with the trough movement observed in Fig. 6. The sea level pressure composites show that a stronger-than-normal west-to-east pressure gradient builds up east of the surface low center. This situation supports stronger-than-normal surface northerlies (as shown in the next subsection) from south of the Amazon forest to southern Brazil.

c. 850-hPa meridional wind component, moisture flux convergence, and thermal advection difference fields

The lower-tropospheric winds over central parts of South America are predominantly north-northwesterlies in the autumn season (Satyamurty et al. 1998). The vertical profiles of wind often show a belt of a maximum north-northwesterly component with magnitude greater than 12 m s^{-1} around 850 hPa that has a sufficiently narrow zonal extent, with enough vertical shear to constitute a low-level jet (Marengo et al. 2004). The jet transports water vapor southward from the humid Amazon forest. The moisture flux convergence (MFC) over southern Brazil is an important factor for the rainfall there.

The composites for a meridional wind component

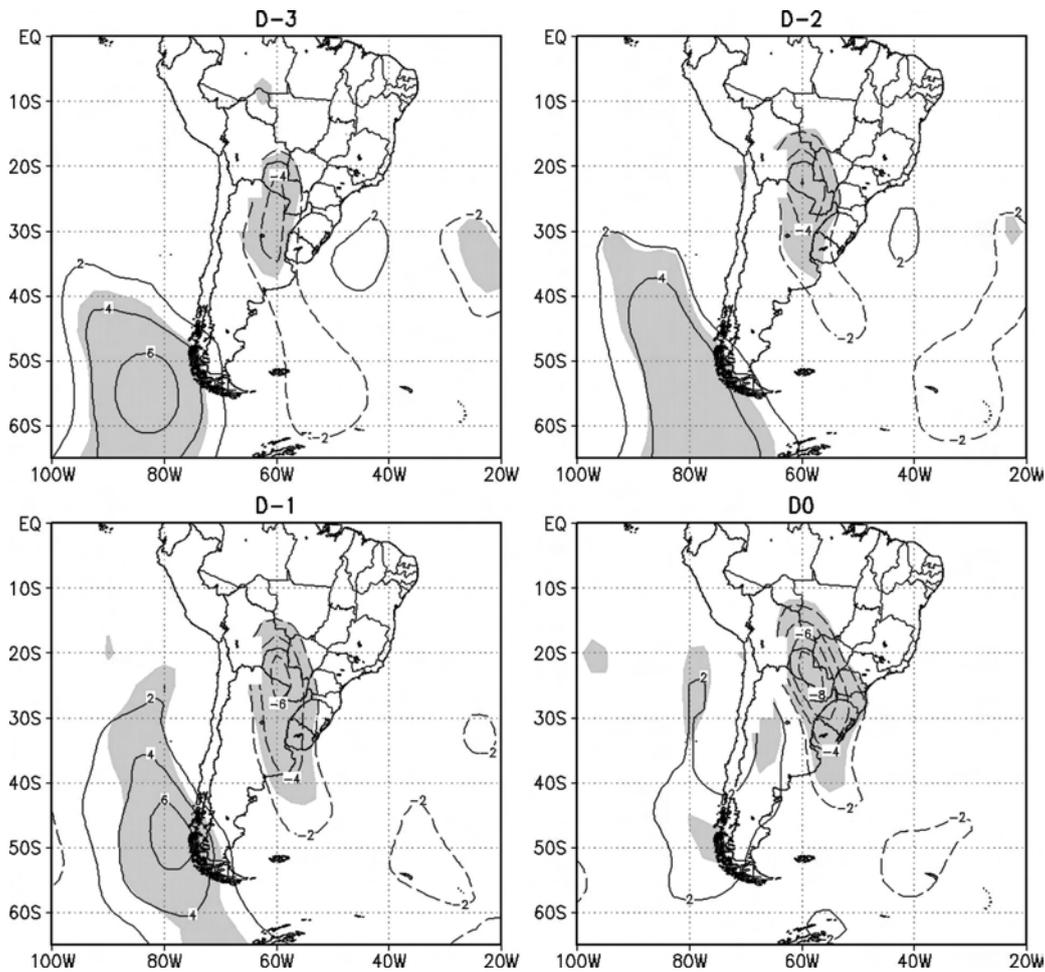


FIG. 8. 850-hPa meridional wind component difference (m s^{-1}) between heavy and nonheavy rainfall composites for D - 3 to D0 for MAM. Contour interval is 2 m s^{-1} . Shaded areas are significant at 95% level.

difference at 850 hPa are shown in Fig. 8. It can be seen that since day D - 3 a significant narrow area with northerly wind difference is located over Paraguay and adjacent areas. This persists during days D - 2 and D - 1, gaining strength gradually. The northerly anomaly on D0 has an intensity of more than 8 m s^{-1} over Paraguay and western sections of southern Brazil, consistent with the deepening of the surface low pressure (Fig. 7). The winds in the composites for heavy rainfall episodes (not shown) are north-northwesterly and have magnitudes greater than 12 m s^{-1} .

As a consequence of the stronger meridional winds, stronger moisture transport from the north over Paraguay, Bolivia, and southwestern Brazil can be seen since D - 3 (Fig. 9). The MFC difference is strong over Bolivia, Paraguay, and northern Argentina since D - 3. The MFC strengthens on D - 2 and the whole region of strong convergence moves east-southeastward, increas-

ing in strength between days D - 2 and D - 1. The convergence area further increases both in size and strength on the day of the heavy rainfall episode (D0), covering almost the entire southern Brazil region and the northeastern parts of Argentina. The order of magnitude of moisture convergence over southern Brazil is about 10^{-6} s^{-1} . As can be seen, this area of strong MFC is mainly due to moisture transport (arrows) coming from the Amazon region and, to some extent, from the southeast Brazil-Atlantic Ocean regions.

Strong northerly winds bring not only moisture but also warm air into southern Brazil, contributing to even greater enhancement of the conditions for convective development. As can be seen from Fig. 10, on D - 3 a warm advection difference region is located over northern Argentina and Uruguay west of southern Brazil. This area broadens from D - 2 to D - 1, and gets stronger between days D - 1 and D0. The difference in

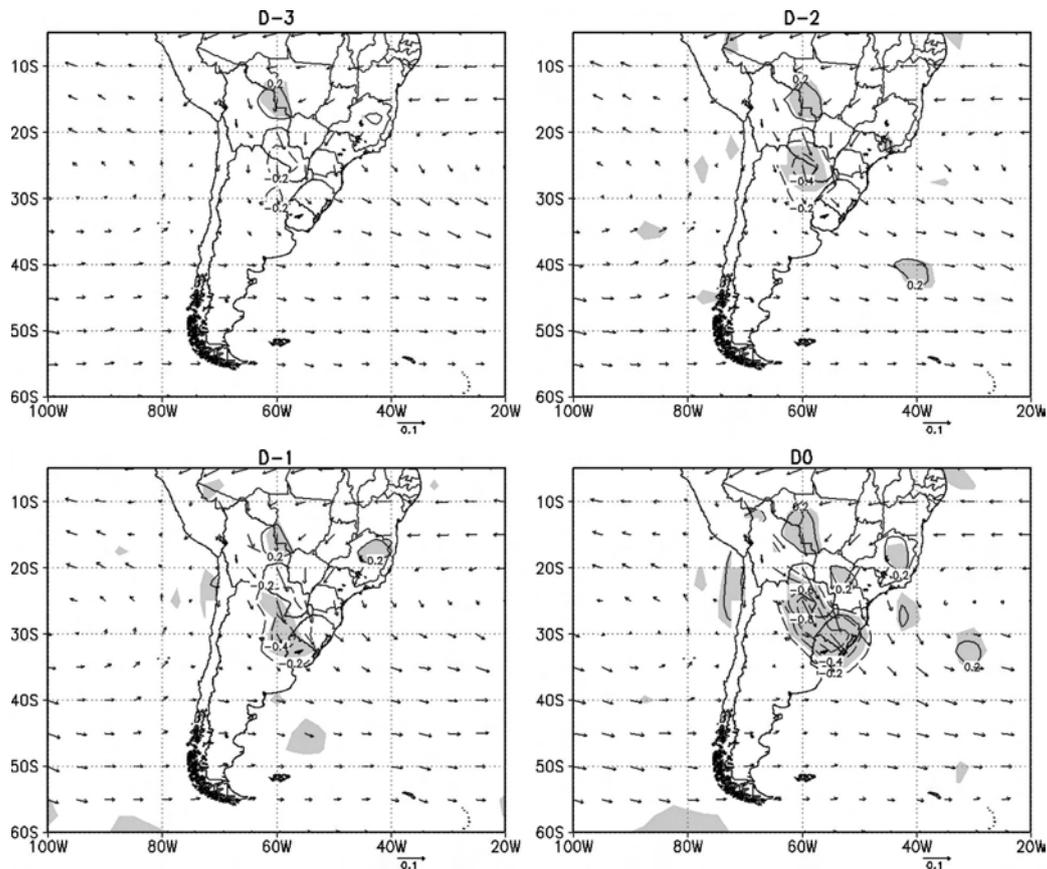


FIG. 9. 850-hPa MFC differences (10^{-7} s^{-1}) (contours) and moisture transport differences ($10^{-2} \text{ kg m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) (vectors) between heavy and nonheavy rainfall composites for D - 3 to D0 for autumn. Contour interval is $0.2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$.

warm advection between the heavy rainfall episodes and the nonheavy ones on D0 is of the order of 5 K day^{-1} . The upward motion necessary to partially compensate for the warm advection, by adiabatic cooling, has to be strong, and thus the convective activity is either more easily initiated or strengthened.

d. Mass divergence difference fields at 250, 700, and 850 hPa, and at the surface

Figure 9 presents strong evidence of the association of the large differences of MFC at 850 hPa between heavy and nonheavy rainfall episodes. Banacos and Schultz (2005) had discussed the utility of this variable to forecast convective initiation (CI) in middle latitudes. These authors show that the contribution of moisture advection to MFC is one order magnitude smaller than the convergence term. They thus recommend that the mass convergence field should be used in the place of MFC.

The mass convergence composites at 700 and 850

hPa, and at the surface are obtained. Their differences from nonheavy rainfall episodes are very similar to the difference in MFC at 850 hPa. At the surface and 700 hPa, the mass convergence differences are not large (not shown). These results show that in subtropical Brazil either MFC or mass convergence obtained with 2.5° resolution data at the 850-hPa level is equally good for diagnosing fairly widespread convective activity and precipitation.

At upper-tropospheric levels (250 hPa), the mass divergence presents significant positive differences since D - 2 (Fig. 11). The positive region west of southern Brazil widens, doubles in intensity, and moves eastward from D - 2 (Fig. 11a) to D0 (Fig. 11b). This divergence compensates for the mass convergence at the lower levels for maintaining mass conservation.

e. Difference fields of other diagnostics

To obtain an as complete as possible picture of the heavy rainfall episodes in southern Brazil, the differ-

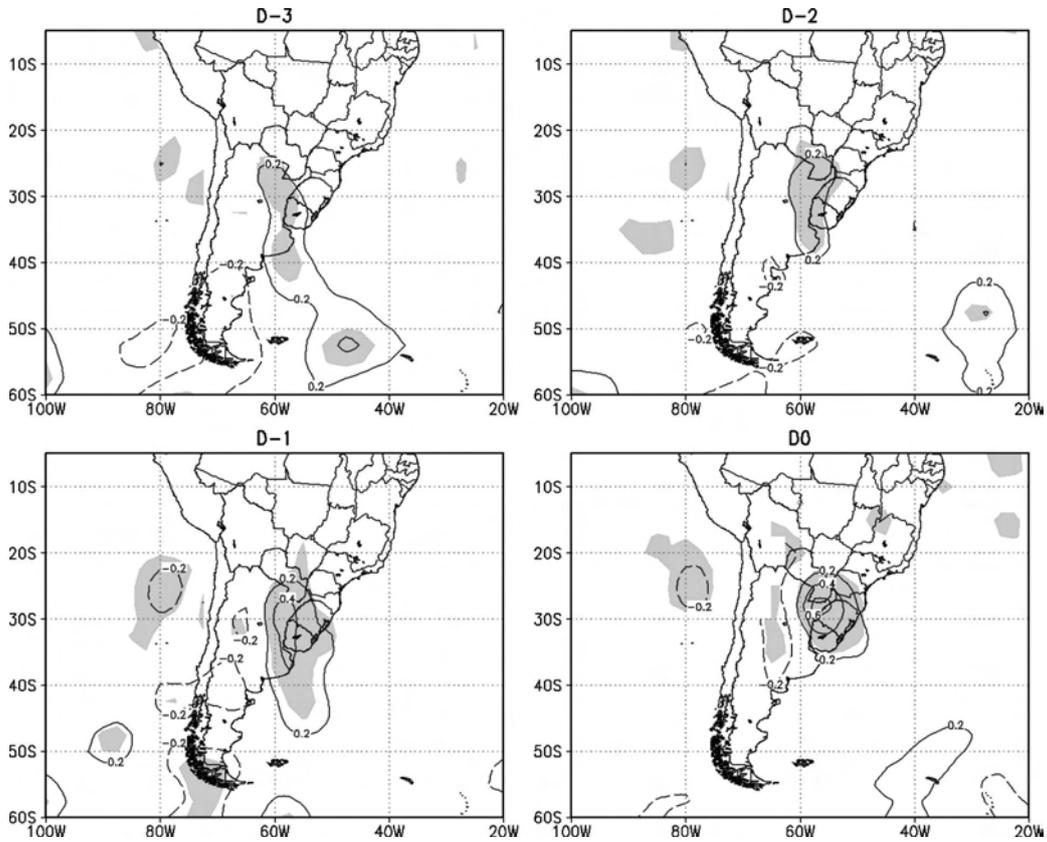


FIG. 10. Same as in Fig. 8, but for the horizontal thermal advection (10^{-4} K s^{-1}) at 850 hPa. Contour interval is $0.2 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$.

ence fields of three more variables, namely, surface temperature, precipitable water, and lifted index are calculated. However, these fields do not present large differences between heavy and nonheavy rainfall epi-

sodes. Moreover, they presented some differences from nonheavy rainfall episodes only on day D0 (about 2 kg m^{-2} for precipitable water, -2 K for lifted index, and less than 1 K for surface temperature). The differ-

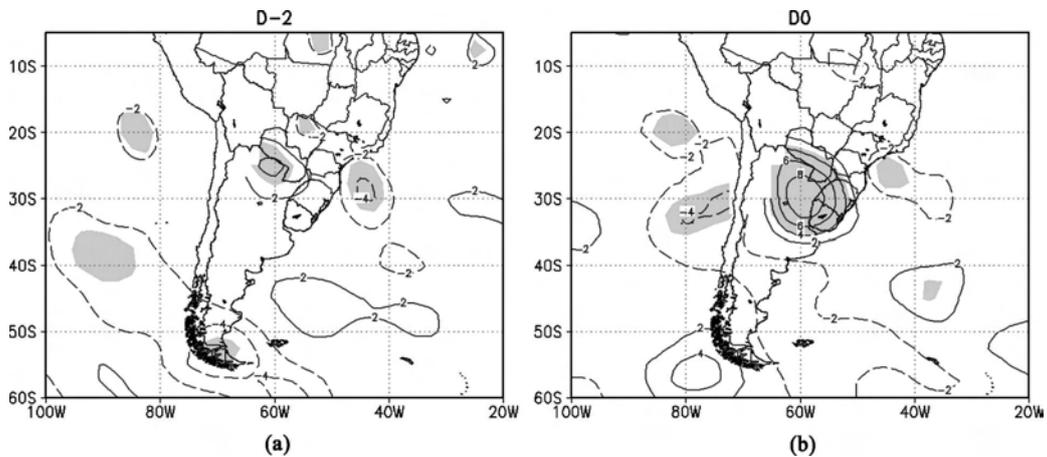


FIG. 11. Mass divergence (10^{-6} s^{-1}) difference between heavy and nonheavy rainfall composites at 250 hPa for MAM on D - 2 and D0. Contour interval is $0.2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$. Shaded areas are significant at 95% level.

ences mentioned above are with the right sign to indicate an increase of the convective activity, but the magnitudes are not significant. This means that the differences in thermodynamical structure are not as important as the dynamical structure differences to tell the heavy rainfall events from the nonheavy ones.

f. Interseasonal differences

The winter differences of the geopotential height fields are the largest among all the seasons, and two times larger than in the autumn episodes. Obviously, this is due to stronger meridional gradients of 500-hPa geopotential heights. Although a midtropospheric trough is an essential ingredient of the heavy rainfall events, its strength varies greatly from season to season, being the deepest in winter and weakest in summer. The stronger meridional gradient of the geopotential height field translates into stronger zonal upper winds south of 25°S in winter. Large upper-level divergence is observed ahead of the trough and south of southern Brazil (field not shown), in all days analyzed. However, this upper-level divergence is only slightly greater than in autumn. This means that the ageostrophic component of the jet is of the same order of magnitude in both winter and autumn. In winter, the meridional thermal gradients in the lower troposphere in general are stronger. However, the differences in thermal advection are not greater those than in autumn, even though the meridional wind differences between nonheavy and heavy rainfall episodes are similar to those in autumn. One reason for this is that over the central parts of South America the thermal gradient during the heavy rainfall episodes is not very strong. This is verified by the constant presence of a warm difference at the surface from D - 3 up to D0 (Fig. 12a and b) west of southern Brazil. Among the other parameters only precipitable water shows large values (about 6 kg m⁻²) since D - 3 (Fig. 12c), south of southern Brazil, while the remaining parameters show characteristics very similar to those of the autumn season. It is interesting to note that the precipitable water in winter has the lowest values compared with the other seasons, and then that the difference between the heavy rainfall composite and this value, that is, the difference shown in Fig. 12c, is large.

For the spring season, the heavy rainfall episodes presented the largest values of MFC and mass convergence at the 700-hPa level (field not shown). (In other seasons, this variable presents values less than half of that observed at 850 hPa.) In spring, 700-hPa MFC is almost as strong as that at the 850-hPa level. That is, the depth of the lower troposphere over which MFC operates in spring is noteworthy. Actually, the northerly jet

responsible for the transport of water vapor and sensible heat to southern Brazil is deeper in spring. This is due to the greatest west-to-east pressure gradients in the middle and lower troposphere and at the surface (Fig. 13). This also contributes to the greater-than-autumn differences for thermal advection at the 850-hPa and surface temperatures (fields not shown). The other variables have almost the same values as in autumn.

In summer, all variables and parameters present weaker intensities and smaller differences than in autumn. Moreover, almost none of them show significant values. In particular, the lifted index parameter does not show any differences between heavy and nonheavy rainfall episodes. As will be shown in the next section, this parameter does not show a significant relationship with heavy rainfall episodes. It is interesting to note that even though the difference fields do not show large values, the absolute value of the meridional wind is the largest in summer. Moreover, the axis of the maximum winds has an orientation that is not as meridional as in the autumn and spring seasons (field not shown). An orientation from northwest to southeast is more evident. The region of MFC also changes its position in summer to the southern Brazil coast (field not shown), which is different from that in the spring and autumn seasons, and presents the convergence maximum west of southern Brazil. This perhaps explains the preferential location of the heavy rainfall episodes in summer centered over the SC coastal regions seen in Fig. 5.

Although there are seasonal differences in the magnitudes and positions of the regional synoptic features, there are some common features for the heavy rainfall episodes in southern Brazil. These features are the approach of a midtropospheric trough from D - 3 to D0, a formation of an area of low pressure west of southern Brazil on D0, and a strong lower-level moisture transport from the north and MFC over Paraguay moving on to southern Brazil from D - 2 to D0.

Many Brazilian weather-forecasting centers attribute relative great importance for the instability indexes (M. E. Seluchi 2006, personal communication). From the results presented above, the indexes cannot distinguish situations of heavy rainfall from the nonheavy rainfall situations. It should be clearly stated that more specific studies must be performed to evaluate the reliability of instability indexes in severe weather prediction, but the results shown here call for a greater caution in their use. So, the importance for including variables and parameters, which really present some relationship with severe weather, such as heavy rainfall, in prediction strategy cannot be overemphasized.

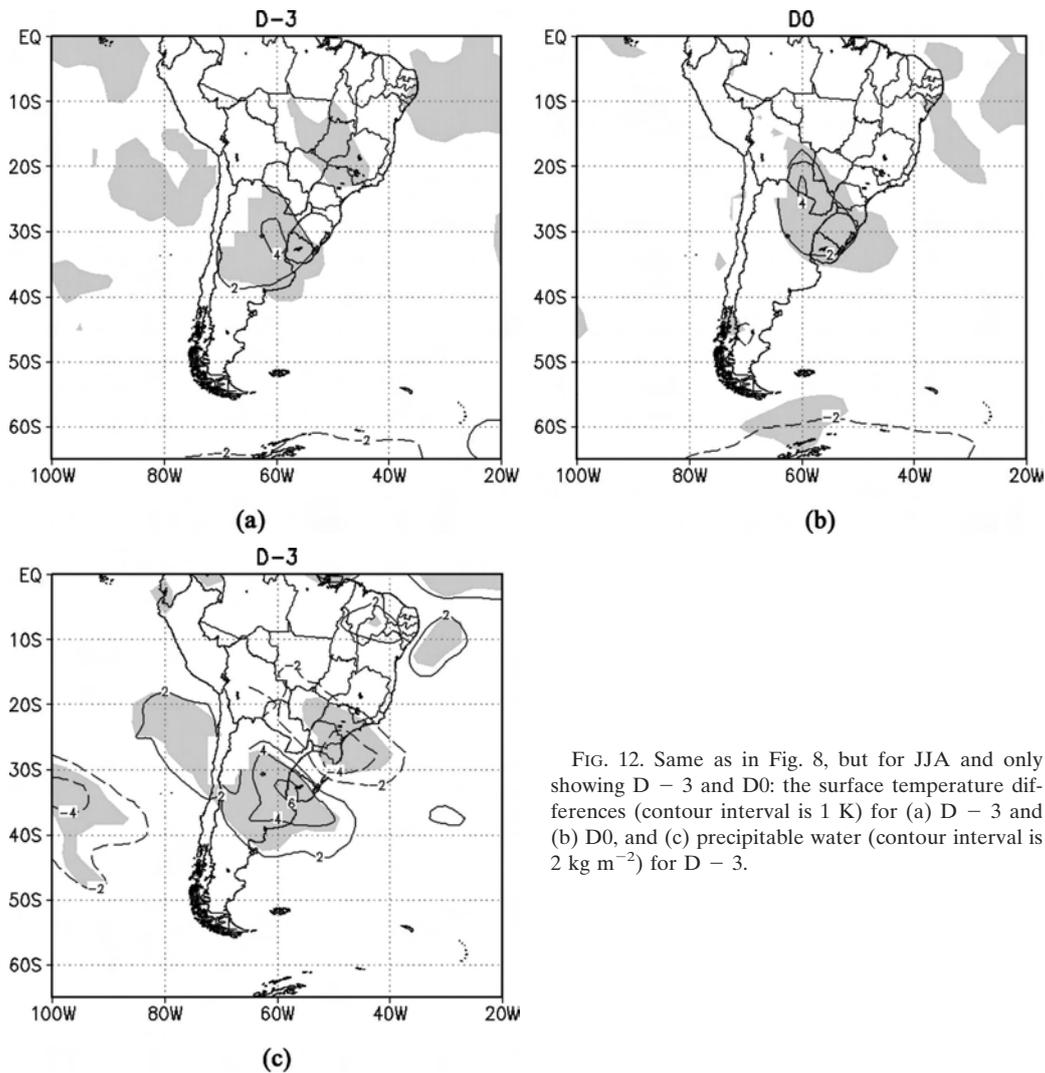


FIG. 12. Same as in Fig. 8, but for JJA and only showing D - 3 and D0: the surface temperature differences (contour interval is 1 K) for (a) D - 3 and (b) D0, and (c) precipitable water (contour interval is 2 kg m⁻²) for D - 3.

g. Summary

A summary of the results of this section is presented Table 2. The main features emphasized in this section are given here in quantitative terms. The importance of the midtropospheric trough, thermal advection, surface low, surface temperature, surface mass convergence, and precipitable water in winter; of the MFC in the transition seasons; and of the 850-hPa divergence in spring, for the heavy rainfall episodes on D - 1, are noteworthy. In summer, most of the differences are not significant. It is believed that such a summary may be used to improve the forecasting ability. It is not intended that meteorologists should use these values directly, but they can be taken as guidance to make decisions about forecast fields obtained from numerical models, because the main problem of accurate predic-

tion of the possibility of heavy rainfall is to know when the ingredients for such episodes will make their presence.

It has to be borne in mind that just by looking at a few synoptic-scale fields a definitive forecast of heavy rainfall cannot be issued. The forecasters must look at the mesoscale features of the model output from regional models and also the local terrain characteristics, the discussion of which is beyond the scope of the present study.

4. Relation between heavy rainfall and meteorological variables

In this section, we attempt to gain insights into possible relationships between the meteorological vari-

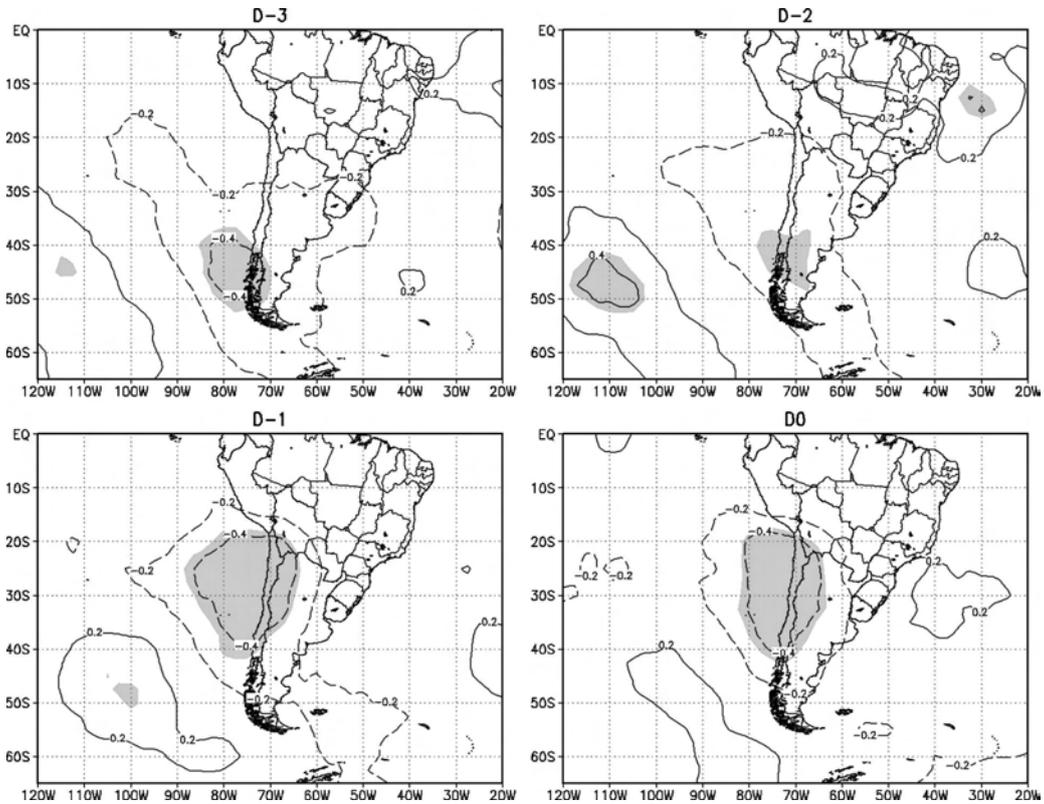


FIG. 14. Rank correlation coefficient between 500-hPa geopotential height anomaly and RQ for the 41 autumn episodes. Contour interval is 0.2. $D - d$ indicates the d th day prior to the heavy rainfall occurrence. Shaded areas are significant at 95% level.

variables and parameters are not good indicators for heavy rainfall occurrence in southern Brazil. Konrad (1997) found, for the summer season in the southeastern United States, that even though large values of moisture and instability parameters are common in

heavy rainfall episodes, their magnitude did not discriminate the heaviest ones from the nonheavy ones. This appears to apply in southern Brazil too, in summer.

One of the great problems of the rainfall forecast (heavy or not) is the accurate prediction of the time and

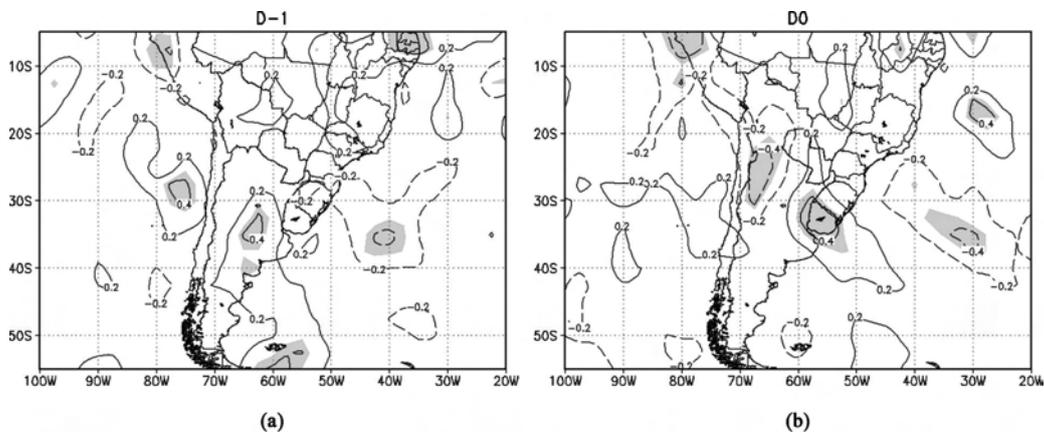


FIG. 15. Same as in Fig. 14, but for 850-hPa thermal advection in JJA on (a) $D - 1$ and (b) $D0$.

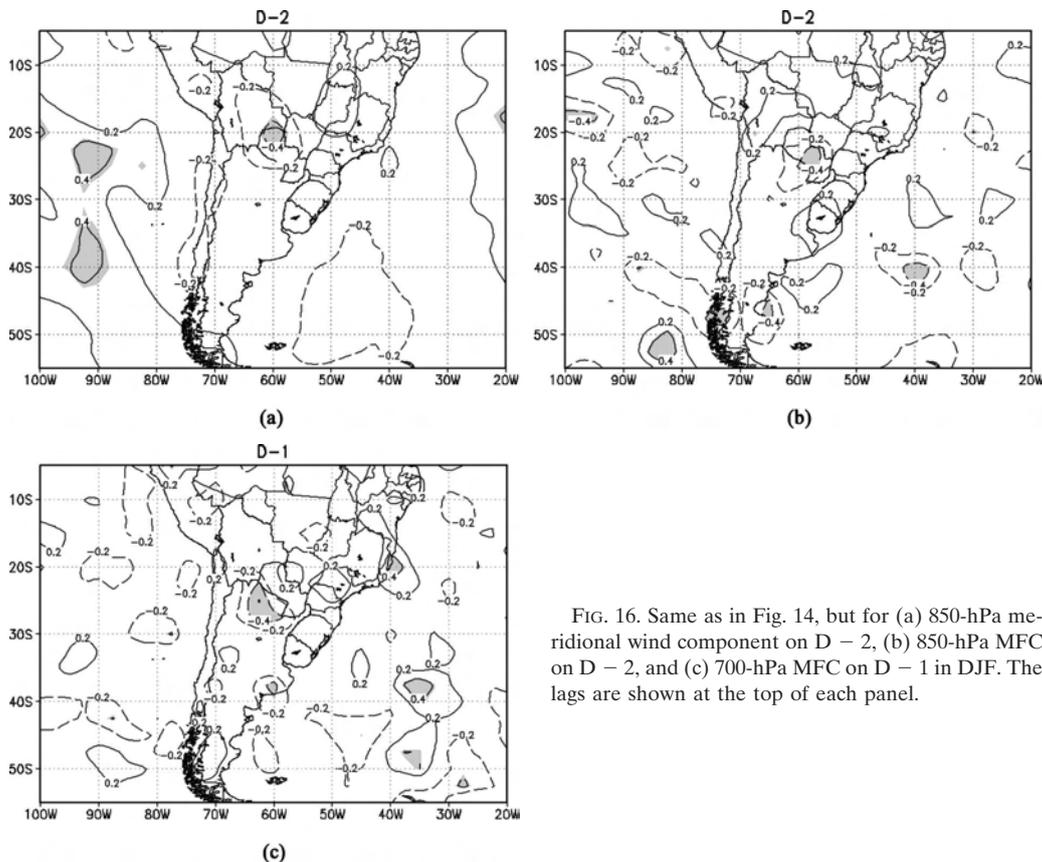


FIG. 16. Same as in Fig. 14, but for (a) 850-hPa meridional wind component on D - 2, (b) 850-hPa MFC on D - 2, and (c) 700-hPa MFC on D - 1 in DJF. The lags are shown at the top of each panel.

location of the CI. Banacos and Schultz (2005) emphasized that the CI forecast based on surface MFC is not good for this purpose because of factors like large-scale midlevel subsidence and mass convergence above planetary boundary layer, which can confuse the meteorologist about the CI condition. They recommend the use of mass convergence instead of surface MFC.

The practice of using surface MFC became popular in countries that have a dense observation network, as in the United States. In Brazil, the observation network is far from dense (almost 80% of the stations in Fig. 1 only report rain). Therefore, mass divergence is investigated at other levels in addition to the surface level. At the surface and 700 hPa, mass divergence does not show significant correlation with RQ in the days prior to the heavy rainfall episodes. At 850 hPa, mass divergence presented differences and correlation values similar to the MFC, showing that both variables are suitable for consideration in heavy rainfall forecasting.

Moreover, according to the schematic diagram in Fig. 2 of Banacos and Schultz (2005), mass convergence at any level in the lower troposphere can cause CI. An evaluation of the convergence at several levels over

southern Brazil may prevent the forecaster from misjudging the atmospheric condition. Thus, it is necessary to evaluate the mass convergence at as many levels as possible in the lower troposphere when a heavy precipitation situation is suspected.

5. Extreme episodes

To appreciate the distinguishing characteristics of the most intense heavy rainfall episodes (extreme episodes), composites of the 10% of the episodes (17) that presented the largest 100 mm day⁻¹ isohyet area (A100) are discussed. The composites of the extreme episodes are expected to highlight the synoptic wave and the attendant flow characteristics. The results of the last section show that there are many common features in all seasons and that a composite of all the extreme episodes, irrespective of the season, may show the predominant features of the situation, which can be used as a prototype for operational work. Composites of 17 episodes are considered fairly robust as compared to very few cases in any given season.

On D0 the composites show that warm advection at

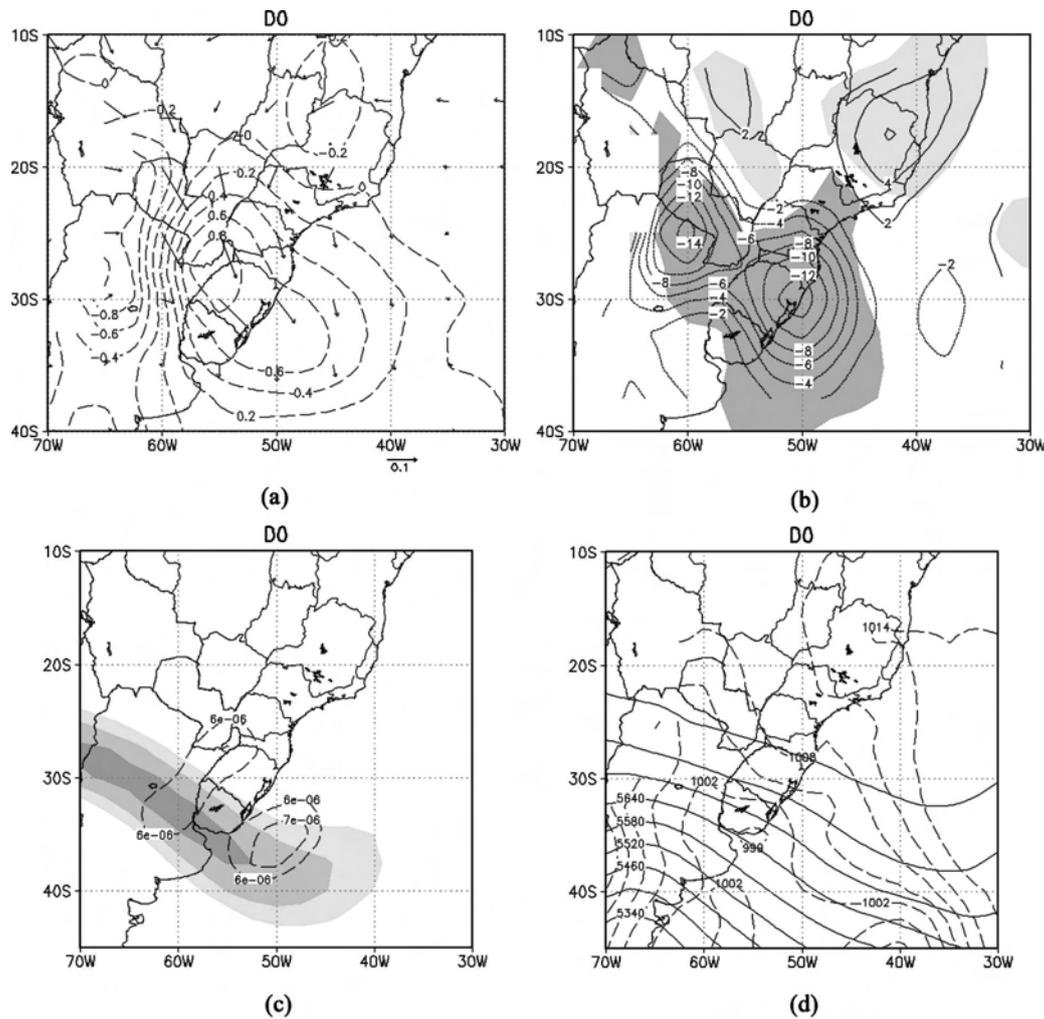


FIG. 17. Composites for 17 extreme rainfall episodes on D0. (a) 850-hPa moisture transport (vectors, $10^{-2} \text{ kg m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) and thermal advection (dashed contours at intervals of $0.2 \times 10^{-4} \text{ K s}^{-1}$); (b) 850-hPa MFC (dark shaded area represents convergence values $\leq -0.2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ and light shaded area represents divergence values $\geq 0.2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$) and mass divergence (contour interval is $2 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$); (c) 250-hPa isotachs (shaded values $\geq 33 \text{ m s}^{-1}$, contour interval of 3 m s^{-1}) and divergence (dashed contours $\geq 5 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$ with contour interval of $1 \times 10^{-6} \text{ s}^{-1}$); and (d) 500-hPa geopotential height (continuous line with contour interval of 60 m) and sea level pressure (dashed line with contour interval of 3 hPa).

850 hPa is very dominant over southern Brazil and surrounding areas (Fig. 17a). It is nearly 6 K day^{-1} . The moisture transport also is very dominant over Paraguay and southern Brazil (Fig. 17b). The MFC in the south and moisture flux divergence over northeastern Brazil are prominent. The moisture divergence over the northeastern coast of Brazil suggests that, in addition to the southern Amazon region from which the low-level jet east of the Andes transports moisture and sensible heat to south, the western tropical South Atlantic also is a moisture source region. Often, meteorologists attribute the MFC related with rainfall in southern Brazil

to the low-level jet from Amazon region, but the divergence over eastern Brazil is noteworthy (Fig. 17b). As shown in the previous sections, the 850-hPa mass divergence presents a similar importance (magnitude and position) for heavy rainfall occurrence as compared with 850-hPa MFC, showing that both variables are suitable for heavy rainfall indication.

Figure 17c shows that almost the entire southern Brazil region is under intense upper-level divergence, especially on the equatorward side of the jet core, that is, the anticyclone side. Strong convergence in the lower troposphere and strong divergence in the upper tropo-

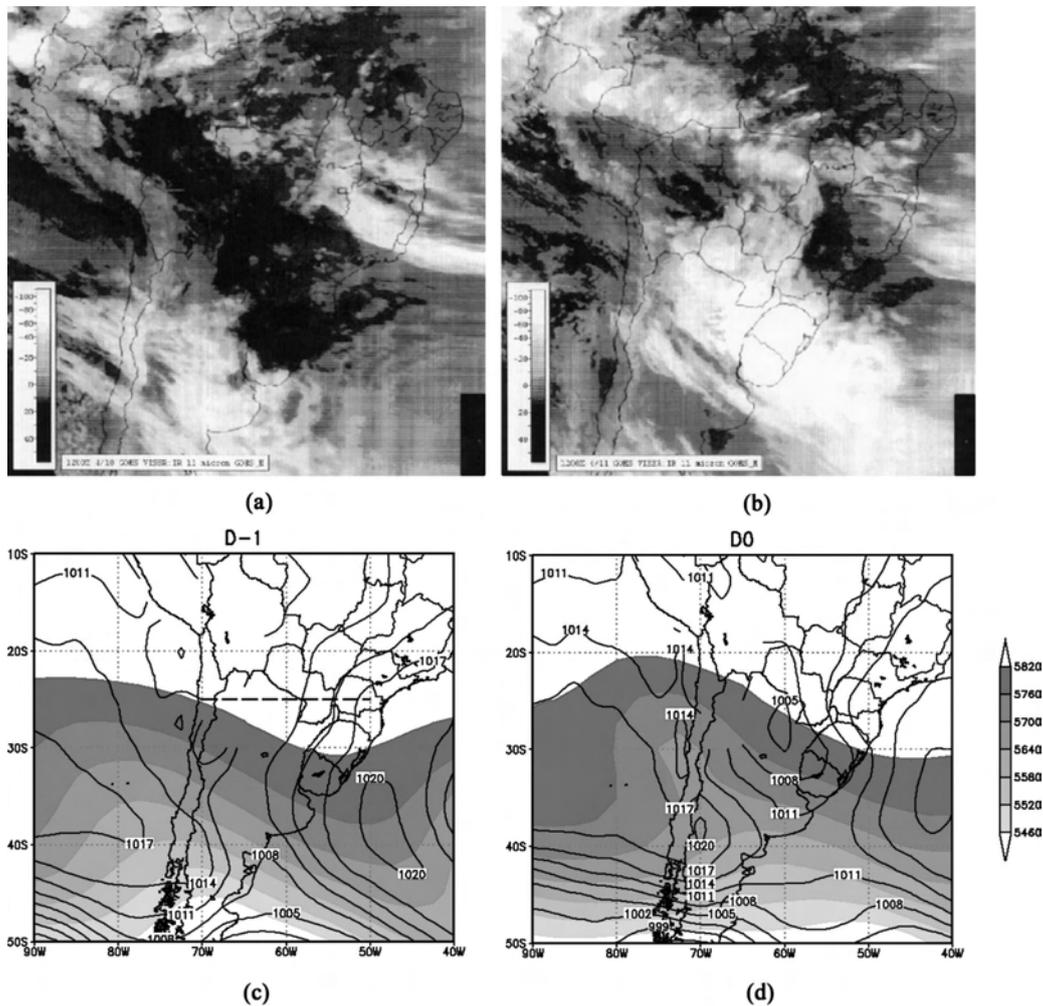


FIG. 18. IR satellite imagery and surface and 500-hPa analyses for the heavy rainfall case on 11 and 12 Apr 1992. Images for (a) 1200 UTC 10 Apr 1992 (day D - 1) and (b) 1200 UTC 11 Apr 1992 (day D0), and geopotential height at 500 hPa (shaded) and sea level pressure (contours) for days (c) D - 1 and (d) D0. The dashed line along 22.5°S in (c) is used for the vertical section shown in Fig. 19c.

sphere support the strong regional-scale vertical motion necessary for sustained intense convective activity.

The presence of a deep surface trough over eastern Argentina and a midtropospheric trough in western Argentina show the baroclinic nature of the synoptic system (Fig. 17d). The warm advection and the moisture transport take place mainly east of the surface trough.

6. Case study

The fields shown in the previous sections are averages of a number of cases. Although these fields present common characteristics that distinguish the heavy rainfall episodes from nonheavy ones, they do not show how intense the fields in an individual episode

are. Thus, in this section an episode that has the largest rainfall amounts in southern Brazil in the 11-yr period studied is presented. It occurred between 11 and 12 April 1992 (Fig. 2).

The IR satellite images in Figs. 18a and 18b show the approach of a frontal cloud band and the intensification of the convective activity in southern Brazil. The formation of a low pressure area in northern Argentina along with the intensification of a midtropospheric trough (Figs. 18c and 18d) are the dominant features. The entirety of southern Brazil, with convective activity and rainfall, is under the influence of the frontal system (Fig. 18b) on 11 April. The trough over southern Chile on 10 April deepens and moves on to central Argentina on 11 April. The cyclonic vorticity advection helps the

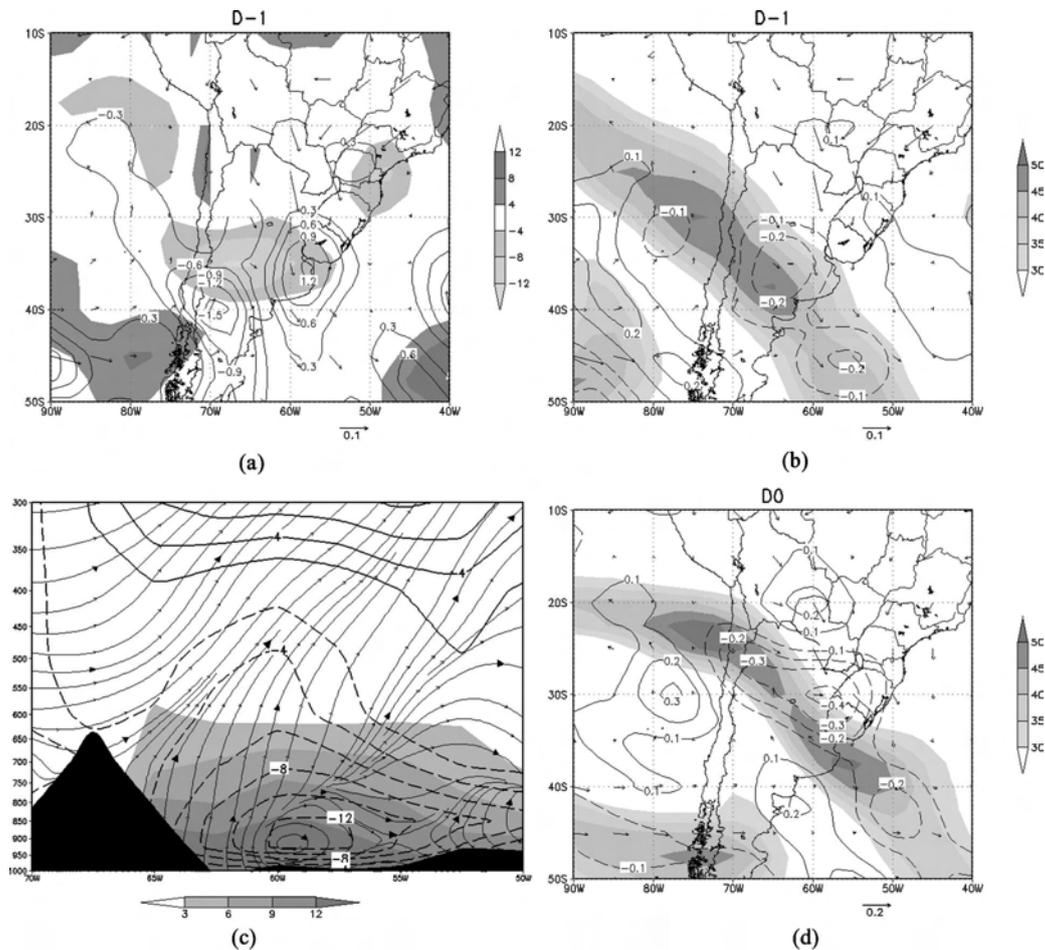


FIG. 19. (a) Moisture flux convergence (shaded, 10^{-7} s^{-1}), moisture transport (vectors, $10^{-2} \text{ kg m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$), and thermal advection (contours, 10^{-4} K s^{-1}) at 850 hPa; (b) wind magnitude (shaded, m s^{-1}) at 250 hPa, omega (contours, Pa s^{-1}) at 500 hPa, and moisture transport ($10^{-2} \text{ kg m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) at 850 hPa; (c) vertical profile of specific humidity (shaded, g kg^{-1}), streamlines, and meridional wind (contours, m s^{-1}) at 25°S (dashed line drawn in Fig. 18c) for D - 1 (10 Apr 1992); topography is shown in dark shading. (d) Wind magnitude (shaded, m s^{-1}) at 250 hPa, omega (contours, Pa s^{-1}) at 500 hPa, and moisture transport ($10^{-2} \text{ kg m kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$) at 850 hPa.

surface development in northern Argentina. The east-west pressure gradient accelerates the northerlies, which transport moisture and heat into southern Brazil. The case presented is in conformity with the composite picture (Fig. 17d).

Some more details of this case can be seen in Fig. 19. On D - 1 the strong moisture transport from the north-northwest and northeast cause strong MFC and warm advection southwest of southern Brazil (Fig. 19a). This low-level feature, along with the middle- and upper-level conditions southwest of southern Brazil (Fig. 19b), helps the intensification of the surface low over northern Argentina observed in Fig. 18d. To see how intense and deep the moisture transport in this heavy rainfall episode is, Fig. 19c presents a vertical section of mois-

ture, meridional wind, and vertical circulation along 25°S (dashed line in Fig. 18c). There is a deep, moist layer that extends from surface up to about 650 hPa ($>3 \text{ g kg}^{-1}$) and an even deeper northerly wind layer, from the surface up to the middle troposphere. These northerly winds and high-moisture content, along with the increase of upward movement (Figs. 19b and 19d), act to destabilize the middle-lower troposphere, and the accompanying strong vertical transport of moisture causes the large 24-h-accumulated rainfall shown in Fig. 2. The superimposition of Figs. 2 and 19d shows that heavy rainfall occurs on the equatorward side of the upper-level jet core. The circulation east of the jet is anticyclonic, which provides upper-level divergence over southern Brazil.

7. Conclusions

One of the purposes of this study is to provide to the operational meteorologist with some forerunning synoptic-scale features of the heavy rainfall episodes in southern Brazil. So, the mean features associated with 170 heavy rainfall episodes in southern Brazil that are distinct from the nonheavy rainfall episodes are presented. The definition of heavy rainfall may not be taking into account all of the factors that make a rainfall episode a heavy one, but it considers the most important aspects of precipitation—the areal extent and the intensity—that can be inferred from surface observations.

Based in the composites for up to 3 days prior to the heavy rainfall episodes, the results show how different these episodes are in comparison with nonheavy rainfall episodes. Some common features observed in all seasons are (a) a deepening middle-level trough moving to central Argentina, (b) the formation of a surface thermal low pressure center in northern Argentina, and (c) a northerly low-level jet intensification over Paraguay and neighboring regions that brings warm, moist air into southern Brazil. These features are not entirely new, but the present study shows the magnitudes of the features and the differences between heavy rainfall episodes and nonheavy rainfall episodes, bringing some new information about this subject.

Moreover, other important findings must be emphasized in order to help the meteorologists to prepare a strategy for heavy rainfall forecasting in southern Brazil:

- The low-level jet east of Andes is often taken as the most important source of moisture (Saulo et al. 2004; Marengo et al. 2004, e.g.), but the results obtained here show that it may not be the only one. A strong moisture divergence area is observed over eastern Brazil and the adjoining South Atlantic during heavy rainfall episodes in southern Brazil.
- Sea level pressure is not a good indicator for heavy rainfall occurrence in southern Brazil. This variable does not show any significant relationship with heavy rainfall in any season and, therefore, its use is not recommended for heavy rainfall forecast in southern Brazil.
- As observed by Konrad (1997), instability indexes and precipitable water do not show any anticipated indication of the possibility of heavy rainfall. They become significant only on D0. Thus, although in many forecast centers of Brazil meteorologists give more attention to the instability indexes (M. E. Seluchi 2006, personal communication), their use in fore-

casting heavy rainfall in southern Brazil is not recommended.

- The mass convergence and/or MFC should be inspected at as many levels as possible in the lower troposphere in order to avoid misjudging the possibility of heavy rainfall occurrence.
- In spring and in summer, the MFC at 700 hPa is a significant feature associated with heavy rainfall. Thus, its inspection can help the detection of possibility of heavy rainfall occurrence.
- In winter, the most important variable for indication of heavy rainfall is warm advection, because it shows the greatest relationship with heavy rainfall episodes in this season.

It can be seen that a limited set of variables and parameters can be used to provide useful information about the possibility of heavy rainfall episodes in southern Brazil. However, as already mentioned in the previous sections, the forecast of heavy rainfall (and even of the nonheavy rainfall) is not trivial. The results emphasize this problem, by not presenting exactly the same pattern of composites for all seasons. Each season has its particularities and the forecasters should know them. Especially, the summer season appears to have the subtlest differences between heavy and nonheavy rainfall episodes, making the forecast task still more difficult. Junker et al. (1999) also found some factors (as those discussed by Doswell et al. 1996) that make a difference for the occurrence of a heavy rainfall episode in the summer in the United States, and the differences were also small. Based on this, they affirmed that no single variable and parameter can be used for heavy rainfall prediction, and therefore a set of variables must be used to detect the possibility for such episodes. It should also be mentioned that there are some cases of heavy rainfall where the synoptic situation does not correspond to the composites. Such outliers are few and were observed in nonwinter seasons. This increases the difficulty in forecasting the heavy rainfall situation.

It is also important to emphasize that the present study uses data with grid spacing that cannot resolve smaller-scale features such as mesoscale convective systems (MCS), squall lines, and cold and warm fronts. Thus, the results presented here show the large-scale conditions that can favor heavy rainfall occurrence. The forecasters must bear in mind that along with the conditions presented here, mesoscale forecast information from limited-area models must be consulted.

By showing the distinct synoptic-scale conditions associated with the heavy rainfall in southern Brazil and the magnitudes of the parameters and variables (Table 2) that present a significant relationship with heavy

rainfall, the authors expect that the forecasters may gain improved reliability in forecasts of such episodes in southern Brazil. The findings of the present study may not be sufficient to forecast the exact quantity and location of heavy rainfall episodes, but strategies for such quantitative prediction can be worked out only after knowing the differences that can make a rain event into a heavy rainfall episode.

Acknowledgments. The first author was supported by the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ; National Council of Scientific and Technological Development), Brazil, through the Fundo Setorial para Hidrologia (CT-Hidro, Sectorial Fund for Hydrology). The authors thank the anonymous reviewers who have contributed to the improvement of the manuscript.

REFERENCES

- Banacos, P. C., and D. M. Schultz, 2005: The use of moisture flux convergence in forecasting convective initiation: Historical and operational perspectives. *Wea. Forecasting*, **20**, 351–366.
- Bonatti, J. P., and V. B. Rao, 1987: Moist baroclinic instability in the development of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2657–2667.
- Carvalho, L. M. V., C. Jones, and B. Leibmann, 2002: Extreme precipitation events in southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *J. Climate*, **15**, 2377–2394.
- Doswell, C. A., III, H. E. Brooks, and R. A. Maddox, 1996: Flash flood forecasting: An ingredients-based methodology. *Wea. Forecasting*, **11**, 560–581.
- Harnack, R. P., K. Apffel, and J. R. Cermack, 1999: Heavy precipitation events in New Jersey: attendant upper air conditions. *Wea. Forecasting*, **14**, 933–954.
- Junker, N. W., R. S. Schneider, and S. L. Fauver, 1999: A study of heavy rainfall events during the great Midwest flood of 1993. *Wea. Forecasting*, **14**, 701–712.
- Kalnay, E., and Coauthors, 1996: The NCEP/NCAR 40-Year Reanalysis Project. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **77**, 437–471.
- Konrad, C. E., II, 1997: Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southern United States. *Wea. Forecasting*, **12**, 557–571.
- Kousky, V. E., and I. F. A. Cavalcanti, 1984: Eventos Oscilação Sul–El Niño: Características, evolução e anomalias de precipitação (in Portuguese). *Cienc. Cult.*, **36**, 1888–1889.
- Marengo, J. A., W. R. Soares, M. Nicolini, and C. Saulo, 2004: Climatology of low-level jet east of the Andes as derived from the NCEP–NCAR reanalyses: Characteristics and temporal variability. *J. Climate*, **17**, 2261–2280.
- Ramírez, M. C. V., N. J. Ferreira, and M. A. Gan, 2000: Vórtices ciclônicos desprendidos em altos níveis que se originam no leste do Pacífico Tropical Sul. Parte 1: Aspectos sinóticos relacionados a sua formação (Upper level cut-off vortices generated in the eastern tropical South Pacific. Part 1: Synoptic features related with their formation). Preprints, *XI Brazilian Meteorology Congress*, Rio de Janeiro, Brazil, Brazilian Meteorological Society, 3287–3295.
- Rao, V. B., and K. Hada, 1990: Characteristics of rainfall over Brazil: Annual variations and connections with the southern oscillation. *Theor. Appl. Climatol.*, **42**, 81–91.
- Satyamurty, P., C. A. Nobre, and P. L. Silva Dias, 1998: Tropics: South America. *Meteorology of the Southern Hemisphere, Meteor. Monogr.*, No. 40, Amer. Meteor. Soc., 119–139.
- Saulo, A. C., M. E. Seluchi, and M. Nicolini, 2004: A case study of a Chaco low-level jet event. *Mon. Wea. Rev.*, **132**, 2669–2683.
- Uccellini, L. W., and D. R. Johnson, 1979: The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. *Mon. Wea. Rev.*, **107**, 682–703.
- Velasco, I., and J. M. Fritsch, 1987: Mesoscale convective complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, **92**, 9591–9613.
- Wilks, D. S., 1995: *Statistical Methods in the Atmospheric Sciences: An Introduction*. Academic Press, 470 pp.
- Zhu, Y., and Z. Thot, 2001: Extreme weather events and their probabilistic prediction by the NCEP ensemble forecast system. Preprints, *Symp. on Precipitation Extremes: Prediction, Impacts, and Responses*, Albuquerque, NM, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, P1.38.

Copyright of *Monthly Weather Review* is the property of American Meteorological Society and its content may not be copied or emailed to multiple sites or posted to a listserv without the copyright holder's express written permission. However, users may print, download, or email articles for individual use.

PUBLICAÇÕES TÉCNICO-CIENTÍFICAS EDITADAS PELO INPE

Teses e Dissertações (TDI)

Teses e Dissertações apresentadas nos Cursos de Pós-Graduação do INPE.

Manuais Técnicos (MAN)

São publicações de caráter técnico que incluem normas, procedimentos, instruções e orientações.

Notas Técnico-Científicas (NTC)

Incluem resultados preliminares de pesquisa, descrição de equipamentos, descrição e ou documentação de programas de computador, descrição de sistemas e experimentos, apresentação de testes, dados, atlas, e documentação de projetos de engenharia.

Relatórios de Pesquisa (RPQ)

Reportam resultados ou progressos de pesquisas tanto de natureza técnica quanto científica, cujo nível seja compatível com o de uma publicação em periódico nacional ou internacional.

Propostas e Relatórios de Projetos (PRP)

São propostas de projetos técnico-científicos e relatórios de acompanhamento de projetos, atividades e convênios.

Publicações Didáticas (PUD)

Incluem apostilas, notas de aula e manuais didáticos.

Publicações Seriadas

São os seriados técnico-científicos: boletins, periódicos, anuários e anais de eventos (simpósios e congressos). Constam destas publicações o Internacional Standard Serial Number (ISSN), que é um código único e definitivo para identificação de títulos de seriados.

Programas de Computador (PDC)

São a seqüência de instruções ou códigos, expressos em uma linguagem de programação compilada ou interpretada, a ser executada por um computador para alcançar um determinado objetivo. Aceitam-se tanto programas fonte quanto os executáveis.

Pré-publicações (PRE)

Todos os artigos publicados em periódicos, anais e como capítulos de livros.