



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

INPE-12255-TDI/980

**ATIVIDADE DE ONDAS SINÓPTICAS RELACIONADA A
EPISÓDIOS DE CHUVAS INTENSAS
NA REGIÃO SUL DO BRASIL**

Mateus da Silva Teixeira

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelo
Dr. Prakki Satyamurty, aprovada em 12 de maio de 2004.

INPE
São José dos Campos
2005

551.5

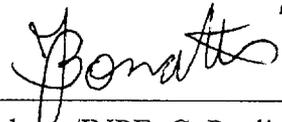
TEIXEIRA, M. S.

Atividade de ondas sinópticas relacionada a episódios de chuvas intensas na região sul do Brasil / M. S. Teixeira. – São José dos Campos: INPE, 2004.
121p. – (INPE-12255-TDI/980).

1.Precipitação. 2.Meteorologia sinótica. 3.Previsão de tempo. 4.Coefficientes de correlação. 5.Tempestades. I. Título.

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

Dr. José Paulo Bonatti



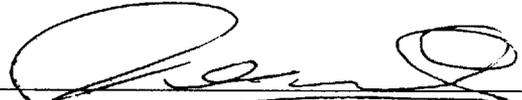
Presidente/INPE, C. Paulista-SP

Dr. Prakki Satyamurty



Orientador/INPE, SJCampos-SP

Dr. José Antonio Marengo Orsini



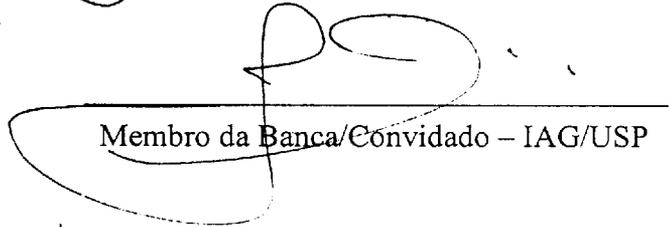
Membro da Banca/INPE, C. Paulista-SP

Dr. Manoel Alonso Gan



Membro da Banca/INPE, SJCampos-SP

Dr. Tércio Ambrizzi



Membro da Banca/Convidado – IAG/USP

Aluno: Mateus da Silva Teixeira

São José dos Campos, 12 de maio de 2004.

O rio atinge seus objetivos porque aprendeu a contornar obstáculos.

Lao-tsé (séc. 5 a.C.), filósofo chinês

A minha mãe,
CARMEN LÚCIA

AGRADECIMENTOS

À minha família, que me deu todo o apoio e carinho para que eu pudesse completar mais esta etapa da minha vida.

Ao Dr. Prakki Satyamurty, pela orientação, pelos conhecimentos passados e pela sincera amizade construída no decorrer deste trabalho.

Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, que por meio do Fundo Setorial CT-HIDRO apoiou financeiramente o desenvolvimento deste trabalho.

À Agência Nacional das Águas, por ceder os dados de precipitação, imprescindíveis à realização deste estudo.

À Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais, na pessoa de Alessandra de Pádua Pereira, pelas imagens de satélite aqui utilizadas.

Aos membros da banca examinadora pelas críticas e sugestões.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE pela oportunidade de estudos e utilização de suas instalações.

À Kelen Freitas de Vasconcelos, pelo amor, carinho e compreensão devido a minha ausência durante este período.

Aos meus amigos, Fernando Jaques Simões Júnior, Reinaldo Olmar Kneib, Paulo Ricardo Bardou Barbieri, André Becker Nunes, Luis André Rodrigues dos Santos, Danielle Barros Ferreira, Letícia Tietz Perleberg e Gilberto Ricardo Bonatti.

Ao Professor e amigo, Yoshihiro Yamazaki, o qual contribuiu em muito para a minha formação acadêmica.

A todos colegas do Curso de Mestrado em Meteorologia do INPE e a todos que de uma forma ou outra contribuíram para a conclusão do mestrado.

RESUMO

O objetivo deste estudo foi obter um conhecimento melhor das condições sinópticas que antecederam os eventos de chuvas intensas na Região Sul do Brasil. Dados diários de precipitação de 401 estações pluviométricas, reanálises do NCEP-NCAR e imagens de satélite no canal infravermelho para o período de 1991 a 2001 foram utilizadas para este estudo. Quando a isoietas de 50 mm em 24 horas apresenta uma área mínima de 10.000 km² o caso foi considerado como evento de chuva intensa. Para os 170 eventos de chuva intensa, um diagrama de frequência em termos da área compreendida pela isoietas de 100 mm em 24 horas, foi construído. Os 10 % de casos mais intensos deste diagrama (17 casos) foram considerados como eventos extremos. Os casos extremos mostraram uma ligeira preferência pelo outono. Os compostos dos campos sinópticos das variáveis de altura geopotencial em 500 hPa, pressão ao nível do mar (PNMM), vento meridional e convergência do fluxo de umidade em 850 hPa, e vento zonal em 250 hPa foram preparados por estação do ano, para até cinco dias antes do evento. Para quantificar a intensidade do evento, um parâmetro Quantidade de Chuva Intensa (QCI), definido como o produto da área compreendida pela isoietas de 50 mm e a chuva média dentro desta área foi criado. As variáveis meteorológicas acima mencionadas, nos pontos de grade do domínio de 10°S a 60°S e 140°W a 20°W foram correlacionadas com o QCI, para até cinco dias antes do evento. Os importantes indicadores dos eventos de chuva intensa foram (1) aproximação do cavado do Pacífico Sudeste ao continente desde cinco dias antes do evento, (2) fortes ventos meridionais em 850 hPa (até 18 m/s) na região do Paraguai, nordeste da Argentina e sul do Brasil, (3) ventos zonais fortes em 250 hPa na latitude de 35°S, (4) convergência superior a $1,2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ sobre a Região Sul, e (5) formação de um centro de baixa pressão no norte da Argentina, a oeste da região de chuva intensa. A influência dos ventos meridionais de norte, na véspera do evento, foi muito significativa vista pelo coeficiente de correlação de 0,6. O cavado em 500 hPa correlaciona bem com o QCI tendo valores de 0,5 sobre o Pacífico até o oeste da Argentina nos 4 dias que precedem a chuva intensa. A PNMM correlaciona bem com o QCI apenas na véspera do evento. Os estudos de casos extremos mostraram que uma crista no campo de temperatura potencial equivalente em 850 hPa, sobre o nordeste da Argentina, e advecção quente de até $1,5 \times 10^{-4} \text{ K/s}$, sobre a Região Sul do Brasil, acompanham as chuvas intensas extremas.

SYNOPTIC WAVE ACTIVITY RELATED TO HEAVY RAINFALL EVENTS IN SOUTHERN REGION OF BRAZIL

ABSTRACT

The objective of the study was to know the synoptic conditions preceding the heavy rainfall events in the South Region of Brazil. Daily rainfall data from 401 raingauge stations, the reanalysis gridded data of NCEP-NCAR and the satellite infrared imagery for the period 1991 to 2001 were used in this study. A rainfall event was identified as heavy when a 50 mm in 24 hours isohyet covered at least 10,000 km². For the 170 events identified, a frequency diagram in terms of the area covered by the 100 mm isohyet was constructed. The 10% of the most intense cases were designated as extreme rainfall cases. The composite synoptic fields of the 500 hPa geopotential height, mean sea level pressure (SLP), meridional wind and moisture flux convergence at 850 hPa, and zonal wind at 250 hPa were obtained season by season for the 170 cases of heavy rainfall and for the 17 extreme rainfall events, for up to 5 days preceding the events. A parameter Heavy Rainfall Quantity (HRQ) of the events was quantified by using the product of the area covered by the 50 mm isohyet and the spatial mean rainfall within the isohyet. The meteorological variables mentioned above at the grid points in the domain of 140°W-20°W and 10°S-60°S were correlated with HRQ to obtain the influence of each of the variable on the rainfall, for five days preceding the event. The most important indicators of heavy rainfall were (1) an approaching trough at the 500 hPa from the South Pacific on to the continent in the 5 days preceding the event at a speed of 20° longitude in 4 days, (2) strong meridional winds (up to 18 m/s) in the region of Paraguay, northeastern Argentina and southern Brazil, in the 3 to 4 days before the event, (3) strong zonal winds (40 m/s) at 250 hPa around 35°S southeast of southern Brazil, (4) moisture flux convergence of more than $1.2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ over southern Brazil, and (5) the formation or intensification of a surface low in northern Argentina, west of the region of heavy rainfall. Detailed analyses of two cases of extreme events also pointed to a meridionally oriented ridge of maximum equivalent potential temperature over northeastern Argentina and a strong warm advection over southern Brazil were associated with heavy rainfall.

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
LISTA DE FIGURAS	
LISTA DE TABELAS	
LISTA DE SIMBOLOS	
LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS	
CAPÍTULO 1 – MOTIVAÇÃO E OBJETIVOS	25
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	29
CAPÍTULO 3 – DADOS E METODOLOGIA	41
3.1 – Dados	41
3.2 – Metodologia	42
3.2.1 – Definição de Evento de Chuva Intensa	42
3.2.2 – O Critério de Seleção dos Eventos Extremos de Chuva Intensa	43
3.2.3 – Distribuição Mensal e Variação Interanual das Chuvas Intensas	46
3.2.4 – Quantidade de Chuva	46
3.2.5 – Correlações	48
3.2.6 – Compostos	50
3.3 – Estudos de Caso	51
3.4 – Softwares Empregados	54
CAPÍTULO 4 – COMPOSTOS	55
4.1 – Outono	55
4.2 – Inverno	63
4.3 – Primavera	66
4.4 – Verão	69
CAPÍTULO 5 – RELAÇÃO CHUVA INTENSA VERSUS PARÂMETROS METEOROLÓGICOS	73
5.1 – Outono	73

5.2 – Inverno	78
5.3 – Primavera	82
5.4 – Verão	84
CAPÍTULO 6 – ESTUDO DE CASOS	91
6.1 – Caso 1 - 12 de Abril de 1992	91
6.2 – Caso 2 - 1º de Outubro de 2001	99
CAPÍTULO 7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES . . .	107
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Diagramas esquemáticos dos padrões dos grupos 1 e 2, definidos por Severo (1994), na fase de desenvolvimento e madura, respectivamente. As linhas cheias indicam o jato em altos níveis, a flecha mais larga indica o jato em baixo níveis e frentes, cavados e cristas são indicados pelos símbolos usuais. (Severo, 1994).	35
2.2 Como na Figura 2.1, exceto para os grupos 3 e 4.	36
2.3 Como na Figura 2.1, exceto para o grupo 5.	37
2.4 Esquema mostrando o efeito de diferentes tipos de sistemas convectivos sobre a taxa de precipitação (R) em um ponto como uma função do tempo. Adaptada de Doswell et al. (1996).	37
3.1 Distribuição geográfica das 401 estações pluviométricas, na Região Sul, utilizadas neste estudo.	41
3.2 Diagrama de frequência das áreas da isoietas de 100 mm. A indicação de 10% refere-se aos casos considerados como intensos extremos.	45
3.3 Gráficos exibindo as distribuições anual e mensal dos 170 eventos de chuva ocorridos entre 1991 e 2001.	47
4.1 Campos compostos de altura geopotencial (m _{gp}) em 500 hPa e 1200 TMG, dos 41 casos de chuva intensa ocorridos no Outono.	56
4.2 Como na Figura 4.1, exceto dos 7 casos extremos de chuva intensa. . .	57
4.3 Como na Figura 4.2, exceto da PNMM (hPa).	58
4.4 Como na Figura 4.2, exceto do vento meridional (m/s) em 850 hPa. . .	59
4.5 Como na Figura 4.2, exceto da convergência do fluxo de umidade (10^{-7} s ⁻¹) em 850 hPa.	62

4.6	Como na Figura 4.2, exceto do vento zonal (m/s) em 250 hPa.	62
4.7	Como na Figura 4.2, exceto da advecção de temperatura (10^{-4} K s^{-1}) em 850 hPa.	63
4.8	Como na Figura 4.2, exceto para o inverno.	64
4.9	Como na Figura 4.7, exceto para o inverno.	66
4.10	Como na Figura 4.2, exceto para a primavera.	67
4.11	Como na Figura 4.5, exceto para o dia -1, na primavera.	68
4.12	Como na Figura 4.2, exceto para o verão.	70
5.1	Campos de correlação entre a altura geopotencial em 500 hPa e QCI, as 1200 TMG, para o outono. Os campos são adimensionais e linhas tracejadas indicam valores negativos. Intervalo entre as isolinhas de 0,1.	74
5.2	Como na Figura 5.1, exceto entre PNMM e QCI.	75
5.3	Como na Figura 5.1, exceto entre vento meridional em 850 hPa e QCI.	76
5.4	Como na Figura 5.1, exceto entre $\nabla \cdot \vec{V}q$ em 850 hPa e QCI.	77
5.5	Como na Figura 5.1, exceto entre vento zonal em 250 hPa e QCI.	77
5.6	Como na Figura 5.1, exceto para o Inverno	79
5.7	Como na Figura 5.6, exceto entre PNMM e QCI.	80
5.8	Como na Figura 5.6, exceto entre vento meridional em 850 hPa e QCI.	80
5.9	Como na Figura 5.6, exceto entre vento zonal em 250 hPa e QCI.	81
5.10	Como na Figura 5.6, exceto para a Primavera	83
5.11	Como na Figura 5.10, exceto entre PNMM e QCI.	83
5.12	Como na Figura 5.10, exceto entre vento meridional em 850 hPa e QCI.	84

5.13	Como na Figura 5.10, exceto entre altura geopotencial em 500 hPa e QCI, para o Verão.	85
5.14	Como na Figura 5.13, exceto entre PNMM e QCI.	86
5.15	Como na Figura 5.13, exceto entre vento meridional em 850 hPa e QCI.	87
5.16	Como na Figura 5.13, exceto entre $\nabla \cdot \vec{V}q$ em 850 hPa e QCI.	88
5.17	Como na Figura 5.13, exceto entre vento zonal em 250 hPa e QCI.	89
6.1	Campo de isoietas para o dia 14 de abril de 1992. Intervalo de 20 mm.	91
6.2	Imagens do Satélite GOES no canal infravermelho das 1200 TMG dos dias 9 de abril a 12 de abril de 1992.	92
6.3	Campos para o dia 10 de abril, às 1200 TMG.	94
6.4	Campos para o dia 10 de abril, às 1200 TMG.	95
6.5	Como na Figura 6.3, exceto para o dia 11 de abril.	97
6.6	Como na Figura 6.4, exceto para o dia 11 de abril.	98
6.7	Como na Figura 6.1, exceto para o dia 1 ^o de outubro de 2001.	99
6.8	Como na Figura 6.2, exceto para os dias 28 de setembro a 1 ^o de outubro de 2001.	100
6.9	Como na Figura 6.3, exceto para o dia 29 de setembro.	102
6.10	Como na Figura 6.4, exceto para o dia 29 de setembro.	103
6.11	Como na Figura 6.3, exceto para o dia 30 de setembro.	105
6.12	Como na Figura 6.4, mas para o dia 30 de setembro.	106

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
3.1 Lista dos eventos intensos extremos ocorridos na Região Sul do Brasil entre 1991 e 2001, onde P50 é a chuva média na área A50. A50 e A100 são as áreas das isoietas de 50 e 100 mm, respectivamente.	45
3.2 Valores críticos de correlação (CC_{cr}), segundo o teste t de Student, para cada estação. O nível de significância adotado (α) foi de 0,05.	50
7.1 Quantificação dos parâmetros meteorológicos associados aos compostos dos caso intensos (I) e extremos (E) de chuva na Região Sul do Brasil na véspera do evento. v850: vento meridional em 850 hPa, u250: vento zonal em 250 hPa, Z500: altura geopotencial em 500 hPa, Conv850: Convergência do fluxo de umidade em 850 hPa, Conv700: Convergência do fluxo de umidade em 700 hPa, Adv850: advecção quente em 850 hPa. A altura geopotencial se refere ao seu valor no eixo do cavado na latitude de 35°S.	112
7.2 Antecedência (em dias) das influências significativas dos parâmetros meteorológicos para as quatro estações do ano.	113

LISTA DE SÍMBOLOS

a	- raio médio da Terra = $6,36 \times 10^6$ m
CC	- coeficiente de correlação
CC_{cr}	- coeficiente crítico de correlação
f_0	- parâmetro de Coriolis = 10^{-4}s^{-1}
H_0	- hipótese nula
K	- Kelvin, unidade de temperatura absoluta
p	- coordenada vertical
Q	- vetor Q , $\text{Ks}^{-1}\text{m}^{-1}$
q	- umidade específica, kg/kg
R	- constante de gás específico, $\text{JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$
r	- razão de mistura
T	- temperatura, K
T_K	- temperatura absoluta, K
T_L	- temperatura absoluta do nível de condensação por levantamento, K
t	- tempo, s
U	- umidade relativa, %
u	- componente zonal do vento, m/s
v	- componente meridional do vento, m/s
x	- coordenadas zonal
y	- coordenadas meridional
ζ	- vorticidade, s^{-1}
θ	- temperatura potencial, K
θ_e	- temperatura potencial equivalente, K
λ	- longitude, graus
ν	- graus de liberdade
σ	- parâmetro de estabilidade estática
φ	- latitude, graus

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AB	- Alta da Bolívia
ANA	- Agência Nacional das Águas
AS	- América do Sul
CAPE	- Energia Potencial Convectiva Disponível
CCM	- Complexo Convectivo de Mesoescala
COLA	- Centers for Ocean-Land-Atmosphere Studies
DJF	- trimestre de verão austral, Dezembro, Janeiro e Fevereiro
EN	- El-Niño
ENOS	- El Niño-Southern Oscillation
FORTRAN 90	- linguagem de programação FORTRAN, versão 90
GOES	- Geostationary Environmental Satellite Operational
GrADS	- Grid Analysis and Display System
JBNAS	- Jato de Baixos Níveis da América do Sul
JJA	- trimestre de inverno austral, Junho, Julho e Agosto
LI	- Linha de Instabilidade
LN	- La-Niña
MAM	- trimestre de outono austral, Março, Abril e Maio
NCAR	- National Center for Atmospheric Research
NCEP	- National Centers for Environmental Prediction
NEB	- Nordeste Brasileiro
OMJ	- Oscilação Madden Julian
OS	- Oscilação Sul
PNMM	- Pressão ao Nível Médio da Mar
QCI	- Quantidade de Chuva Intensa
ROLE	- Radiação de Onda Longa Emergente
SCM	- Sistema Convectivo de Mesoescala
SON	- trimestre de primavera austral, Setembro, Outubro e Novembro
TMG	- Tempo no Meridiano de Greenwich
TSM	- Temperatura da Superfície do Mar
TVVT	- Taxa de Variação Vertical da Temperatura
VCAN	- Vórtice Ciclônico em Altos Níveis
ZCAS	- Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCIT	- Zona de Convergência Intertropical

CAPÍTULO 1

MOTIVAÇÃO E OBJETIVOS

Uma das conseqüências mais dramáticas de um evento de chuva intensa é a enchente. As chances de um determinado evento de chuva causar uma enchente são fortemente afetadas por fatores diversos como precipitação anterior, o tamanho da bacia hidrográfica da região, a topografia regional, a quantidade de uso urbano dentro da bacia entre outros (Doswell III et al., 1996). Desta forma, a possibilidade de enchente causada por um episódio de chuvas intensas é determinada pelo sistema meteorológico responsável pelo evento e pelas condições hidrológicas da região.

Entretanto, as chuvas intensas podem trazer inúmeros transtornos à sociedade mesmo sem a ocorrência de enchentes. Sabendo que diversos outros fenômenos ocorrem em conjunto com a chuva, tais como fortes ventos, ocorrência de granizo entre outros. Milhares de pessoas perdem plantações inteiras, suas casas e bens por causa de vendavais e granizo que geralmente acompanham estes eventos.

É conhecido que diversos fatores contribuem para a formação e/ou intensificação dos sistemas atmosféricos responsáveis pelas chuvas. Sabe-se, por meio de estudos teórico e observacionais que, por exemplo, um centro de baixa pressão em superfície é responsável por movimentos ascendentes do ar. Além disso, a presença de umidade em uma quantidade suficientemente grande, na região de movimentos ascendentes, possibilita a elevação de grandes quantidades de vapor d'água para níveis troposféricos mais elevados acarretando na formação e crescimento de nuvens.

Apesar disso, as interações entre diferentes escalas, a dificuldade de aplicação prática dos modelos conceituais e os inúmeros erros nas diversas etapas existentes na integração de modelos numéricos de circulação atmosférica (tanto globais quanto os regionais) tornam extremamente difíceis e as vezes até impossível uma previsão precisa da abrangência e da quantidade da chuva (Doswell et al., 1996; Junker et al., 1999). Estes problemas tornam ainda mais complicada as tomadas de decisões relativas a alertas de perigo referente as fortes chuvas e as suas conseqüências, como as enchentes. Vários estudos apresentaram padrões de configurações atmosféricas relacionadas a eventos de chuvas intensas (Severo, 1994; Doswell et al., 1996; Konrad II, 1997; Junker et al., 1999; Harnack et al., 1999; entre outros).

Um dos pontos fortes da economia da Região Sul é o setor agrícola, sendo uma

das maiores produtoras de soja, arroz, trigo, milho, entre outras. Isto faz com que o impacto de um evento de precipitação intensa ser enorme, trazendo inúmeros prejuízos econômicos à população. Além disso, os transtornos sociais são igualmente imensos responsáveis por centenas de desabrigados e até mortos.

A chuva nesta região não apresenta grande variabilidade sazonal, entretanto, recebe relativamente mais chuva no inverno (julho a setembro) e menos chuva na primavera (outubro a dezembro)(Rao e Hada, 1990). Esta região é afetada, principalmente por dois tipos de sistemas meteorológicos: ondas de latitudes médias de escala sinóptica e os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) (Maddox, 1980).

A progressão de frentes frias é um bom exemplo dos sistemas transitórios sinópticos que atuam nessa região (associadas às ondas de latitudes médias). Os ciclones extratropicais provenientes do Oceano Pacífico tendem, após atravessar a Cordilheira dos Andes, a se deslocar para sul-sudeste, enquanto que as frentes frias associadas tendem a se deslocar para norte-nordeste. Em geral, as penetrações frontais são bem distribuídas sobre todas as estações do ano (Satyamurty et al., 1998).

Os CCM desenvolvem-se na região do Paraguai, norte da Argentina, Uruguai e sul do Brasil, especialmente no período de novembro a abril (Velasco e Fritsch, 1987). Estes CCM, freqüentemente, formam-se durante a madrugada e têm um ciclo de vida menor que um dia. A interação entre os jatos de altos e baixos níveis proporciona instabilidade para o início da atividade convectiva, devido ao forte cisalhamento na região de interação dos dois jatos (Uccellini e Johnson, 1979). Os CCM deslocam-se para leste, desde sua região fonte atingindo o sul do Brasil e Uruguai com chuvas intensas (Guedes et al., 1994).

Além destes sistemas, existem outros que atuam na Região Sul: os Vórtices Ciclônicos em Altos Níveis (VCAN) (Lourenço, 1996) que formam-se no leste do Oceano Pacífico, os sistemas que organizam-se na Região Sul em consequência da ciclogênese e frontogênese (Gan e Rao, 1991), e as nuvens vírgula (Bonatti e Rao, 1987) são sistemas que produzem precipitações significativas sobre esta região. Gan e Rao (1991) mostraram que a maior freqüência de ciclogêneses na Região Sul ocorre no inverno e que em anos de El-Niño (EN) a incidência de ciclogêneses é maior.

A precipitação na região sul do Brasil tem uma boa correlação com a Oscilação Sul (OS), tanto com a fase positiva ou de EN como com a fase negativa ou La-Niña

(LN) (Ropelewski e Halpert, 1987 e 1989). Esta região faz parte do dipolo de precipitação da América do Sul (AS), juntamente com o Nordeste Brasileiro (NEB) cuja precipitação comporta-se de maneira contrária. Rao e Hada (1990) calcularam coeficientes de correlação entre a precipitação no sul do Brasil e o índice da OS e verificaram, assim como Ropelewski e Halpert (1987), que a precipitação anual é significativamente (negativamente) correlacionada com a OS. Em outras palavras, quando ocorre um evento EN (índice da OS negativo) a precipitação tende a ser acima da normal na Região Sul do Brasil e abaixo da normal no NEB. Velasco e Fritsch (1987) observaram que o número de CCM nas regiões do norte da Argentina e Paraguai em um ano de EN é mais que o dobro do número observado em um ano normal.

Diversos fenômenos estão relacionados as chuvas intensas na Região Sul do Brasil. O aprimoramento dos conhecimentos de condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de um evento de chuva intensa, que traz grandes prejuízos à sociedade em geral e em específico na Região Sul, é a principal motivação para a realização deste estudo. É importante ressaltar que o foco do presente trabalho encontra-se nos fenômenos meteorológicos causadores de chuvas intensas, sem entrar nas questões hidrológicas das suas conseqüências como uma enchente, por exemplo. Entretanto, tais questões não são subjugadas e deve-se ter em mente que são de extrema importância para a elaboração e execução de eficientes sistemas de previsão de tempo.

O objetivo deste estudo é aprimorar o conhecimento das configurações atmosféricas que precedem os eventos de chuva intensa na Região Sul do Brasil assim como das relações entre importantes parâmetros meteorológicos e a chuva intensa nesta região. Espera-se que o meteorologista operacional possa utilizar os resultados obtidos por este trabalho em sua tarefa diária de previsão do tempo e como conseqüência disto minimizar os prejuízos causados por estes episódios.

Uma revisão de alguns trabalhos teóricos e observacionais importantes relacionados com a proposta deste estudo é apresentada no Capítulo 2. Os dados utilizados e a metodologia empregada são apresentados no Capítulo 3. Os resultados são apresentados nos capítulos seguintes. No Capítulo 4 são apresentados os campos compostos para os casos de chuva intensa e para os casos extremos de chuva intensa selecionados conforme critério estabelecido no Capítulo 3. No Capítulo 5 são apresentados os campos de correlação entre parâmetros meteorológicos e a chuva intensa na Região Sul do Brasil. O Capítulo 6 apresenta dois estudos de

caso extremo de chuva intensa afim de exibir a real intensidade dos fenômenos atmosféricos responsáveis pela chuva intensa na região em questão. A discussão dos resultados e posteriores conclusões, bem como sugestões a trabalhos futuros, são mostrados no Capítulo 7.

CAPÍTULO 2

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Como já mencionado, as frentes frias e os CCM são os principais sistemas responsáveis pela distribuição pluviométrica anual na Região Sul do Brasil. As frentes frias, como notado por Oliveira (1986) em seu estudo observacional da frequência destes sistemas sobre a AS, têm incursões na faixa latitudinal de 35°S a 25°S bem distribuídas durante o ano, com uma frequência média mensal de 5 a 7 eventos. O comportamento das frentes frias é fortemente influenciado pelo posicionamento e intensidade do jato subtropical da América do Sul (Kousky e Cavalcanti, 1984).

O acoplamento entre os jatos de altos e baixos níveis são considerados como um importante fator para o início de um CCM (Uccellini e Johnson, 1979; Severo, 1994). Os CCM têm no jato de baixos níveis a sua fonte de ar úmido e quente. Guedes et al. (1994) mostraram que estes sistemas têm um deslocamento mais zonal durante o inverno, tornando-se de sudoeste-nordeste durante o verão.

Outros sistemas, menos freqüentes, mas não menos importante como os VCAN e as nuvens vírgula, também são responsáveis por grandes quantidades de chuva na Região Sul. As nuvens vírgula são sistemas de escala intermediária (aproximadamente 1500 km de extensão horizontal e 2 dias de duração) que se formam sobre o Paraguai, norte da Argentina, Uruguai e sul do Brasil durante as estações de transição. Têm centros relativamente quente próximo à superfície e não estão associados com cavados nas camadas superiores (Bonatti e Rao, 1987). Bonatti e Rao (1987) mostraram que a instabilidade baroclínica modificada pelo aquecimento devido à liberação de calor latente é um possível mecanismo à formação destes distúrbios.

Os VCAN são sistemas cujo centro é mais frio que a periferia e formam-se através do desprendimento do escoamento de oeste (Ramírez et al., 2000a). Lourenço (1996) apresentou uma climatologia destes vórtices para a América do Sul e verificou que estes sistemas ocorrem o ano inteiro com maior frequência no inverno (julho) e menor no outono (março). Observou, também, que aproximadamente 60% dos VCAN que se formam sobre o Oceano Pacífico chegam até o Oceano Atlântico, com uma trajetória preferencial para leste.

Ramírez et al. (2000b) mostraram a importância do uso de imagens de satélite

no canal do vapor d'água na detecção dos VCAN. A detecção destes sistemas por imagens no canal do infravermelho é falha mostrando-os já na fase madura e com nebulosidade organizada. A identificação destes sistemas por imagens do vapor d'água é feita pela presença de uma configuração ciclônica acinzentada vista no campo de umidade, acompanhada em seu centro, de uma banda escura (separação entre o ar seco e o ar úmido).

Não se pode deixar de ressaltar a influência dos Oceanos Pacífico e Atlântico no regime de precipitação da Região Sul. Os oceanos têm um papel importante nos fluxos de calor sensível e umidade para a atmosfera. Há indicações da influência da Temperatura da Superfície do Mar (TSM) do Atlântico Subtropical na variabilidade anual das chuvas na Região Sul (Studzinski, 1995).

Pezzi e Cavalcanti (1998) estudaram a influência da TSM no Atlântico Tropical associada com situações do fenômeno El Niño-Southern Oscillation (ENSO) nas precipitações da AS. Mostraram que na presença de um dipolo positivo (anomalia de TSM positivas no Atlântico Tropical Norte e negativa no Atlântico Tropical Sul) ocorre uma deficiência na precipitação no NEB e um excesso no sul da AS. No caso do dipolo negativo, observaram regime normal no sul da AS.

Silva et al. (2002) estudaram as relações entre categorias de precipitação mensal no sul do Brasil e TSM do Atlântico Sudoeste encontrando que a TSM abaixo do normal esteve relacionada com a chuva abaixo do normal na região, principalmente na primavera e verão. TSM acima do normal esteve associada com a chuva acima do normal na costa, com chuva do verão na parte mais ao sul da Região Sul e com a chuva do outono na parte mais continental desta região.

A influência do Oceano Pacífico no regime de precipitação da Região Sul do Brasil é notada através dos impactos relativos ao fenômeno ENSO. A ocorrência de EN (fase quente do ENSO) está relacionada com chuvas acima e abaixo do normal nas Regiões Sul e NEB, respectivamente. O inverso ocorre quando a LN (fase fria do ENSO) é observada. Ropelewski e Halpert (1987 e 1989) encontraram uma boa correlação entre a OS e a precipitação nas Regiões Sul e NEB. Trabalhos posteriores (Rao e Hada, 1990; Grimm et al., 1998; Grimm et al., 2000) confirmaram estas correlações e até retificaram (Grimm et al., 1998) as áreas de correlação consistente entre a precipitação na Região Sul e os eventos EN e LN, dando um refinamento espacial e temporal às relações precipitação-OS.

Uma explicação para o aumento da precipitação na Região Sul do Brasil em anos de EN é a intensificação do jato subtropical da AS devido a um maior transporte de momentum angular absoluto pela célula de Hadley. Estes ventos de oeste mais intensos favorecem situações de bloqueios (Kousky e Cavalcanti, 1984). Situações de bloqueios fazem com que os sistemas frontais persistam nesta região e adjacências causando maiores acúmulos de precipitação. Marques e Rao (1999) analisaram um caso de bloqueio de longa duração (17 dias) no Pacífico Sudeste, em 1986 e verificaram que as anomalias positivas na precipitação ao norte da alta de bloqueio ocorreram devido aos desvios sofridos pelos distúrbios transientes ao se aproximarem desta alta.

Na escala intrasazonal, tem-se a influência da Oscilação Madden-Julian (OMJ). Esta oscilação, a qual foi examinada inicialmente por Madden e Julian (1971), propaga-se ao redor do globo com um período de aproximadamente 40-50 dias. Kiladis e Weickmann (1992) descreveram aspectos globais da OMJ através dos campos de Radiação de Onda Longa Emergente (ROLE), função de corrente e velocidade potencial em 250 hPa. Eles mostraram que quando a OMJ estava sobre o Oceano Índico Leste, as anomalias alternadas (alta-baixa) de altura geopotencial exibiram uma propagação tipo trem de onda e atingiram as Américas do Sul e do Norte. Madden e Julian (1994) apresentam uma completa revisão sobre a OMJ. Os efeitos dessa propagação em eventos de chuvas intensas, ainda não bem descritos, podem ser responsáveis por um reforço ou enfraquecimento dos ingredientes necessários para que eventos de chuvas intensas ocorram.

O efeito orográfico, por sua vez, pode produzir a ascensão forçada do ar até grandes altitudes, dependendo da extensão e altura da orografia, provocando fortes chuvas. Entretanto, a orografia não se limita ao efeito de levantamento forçado. Uma cadeia de montanhas, por exemplo, pode provocar ondas estacionárias que quando superpostas a um distúrbio baroclínico transiente reintensifica-o (Satyamurty et al., 1980). Gan e Rao (1994) estudaram a influência da Cordilheira dos Andes em distúrbios transientes e verificaram que estes sistemas enfraquecem ao se aproximarem da montanha e se intensificam a sotavento dos Andes.

Geralmente, chuvas intensas estão associadas com sistemas convectivos caracterizados por fluxos verticais turbulentos de calor e momentum. Seus movimentos são regidos por leis dinâmicas que podem ser hidrostáticas ou não. As tempestades são, freqüentemente, não hidrostáticas. A convecção profunda,

característica de sistemas convectivos intensos, tem como principais ingredientes o aquecimento da superfície, ambiente favorável ao deslocamento vertical do ar (Taxa de Variação Vertical de Temperatura - TVVT - do ambiente condicionalmente instável) e umidade em baixos níveis. Os processos associados a sistemas convectivos são da escala sub-sinóptica (mesoescala). Além do levantamento necessário à convecção, tais processos podem influenciar a propagação do sistema e a estrutura de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) (Bluestein, 1993; Doswell III et al. 1996).

Os sistemas de escala sinóptica (cavados de onda curta, por exemplo) têm uma relação com a convecção profunda. Estes sistemas são caracterizados por serem quase-hidrostáticos. Os mecanismos de disparo de convecção profunda associados aos sistemas sinópticos são as advecções quente e de vorticidade geostrófica. A modesta, mas persistente ascensão vertical do ar nas regiões de advecção quente (aproximadamente 1 cm/s) umedece e instabiliza o ambiente, propiciando a ocorrência de convecção profunda.

A dificuldade na previsão de chuvas intensas está em perceber-se a possibilidade de ocorrência destes eventos com antecedência. Inúmeros estudos têm mostrado padrões associados e valores limiares de certas variáveis meteorológicas relevantes a estes eventos. Doswell III et al. (1996) enfatizaram a importância da união de diversos conhecimentos, pelo meteorologista operacional, a respeito dos sistemas responsáveis por eventos de chuvas intensas a fim de antecipar a possibilidade de sua ocorrência. Inclusive, ressaltaram que a dependência de índices de instabilidade pode ser problemática, pois estes são ajustados para detectar condições já em andamento.

Devido à importância de uma previsão precisa de eventos de chuvas intensas, faz-se necessário um estudo das condições meteorológicas antes e durante um evento. Isto permite conhecer padrões associados a estes eventos e possíveis variáveis meteorológicas relevantes à indicação da formação dos sistemas causadores. Vários esforços, resumidos abaixo, têm sido feitos para aumentar a precisão da previsão dos sistemas causadores de chuvas intensas.

Maddox et al. (1979) analisaram as condições meteorológicas associadas com tais eventos nas regiões central e leste dos Estados Unidos (EUA). Utilizando dados de superfície e altitude encontraram três padrões meteorológicos básicos: sinóptico, frontal e meso-alta. Os 151 casos estudados apresentaram algumas características

comuns como a preferência noturna, o cisalhamento vertical do vento fraco, a proximidade da área da tempestade a crista de grande escala na média troposfera, entre outras. Uma importante e surpreendente característica descoberta foi a proximidade da área de chuva intensa ao eixo da crista.

Kane et al. (1987) classificaram os SCM em quatro categorias (frontal, sinóptico, meso-alta e que movimentam-se rapidamente para direita) construindo um campo médio para cada tipo. Os padrões encontrados por eles foram similares, entretanto, o tamanho e a magnitude da precipitação variaram. A categoria dos eventos sinóticos apresentou o dobro de volume de chuva e abrangência espacial, em relação as outras categorias.

Severo (1994) estudou e determinou as características dos sistemas meteorológicos produtores de chuvas intensas no Vale do Rio Itajaí, no estado de Santa Catarina. Estudou 21 casos, selecionados a partir da precipitação diária registrada na bacia do rio. Classificou os eventos em cinco grupos com características dinâmicas e termodinâmicas comuns:

- a) **Grupo 1 - Sistema frontal estacionário na Região Sul com vórtice ciclônico no NEB.** Neste grupo, um escoamento em baixos níveis semelhante a uma esteira transportadora quente, advecida ar com alto teor de umidade à Região Sul e em altos níveis um vórtice ciclônico sobre o NEB produz um aumento na divergência dos ventos sobre as Regiões Sul e Sudeste (Figuras 2.1(a) e 2.1(b)).
- b) **Grupo 2 - Vórtice ciclônico nos altos níveis, próximo da Região Sul.** Para este grupo, em baixos níveis, um sistema de baixa pressão no Paraguai e um escoamento de nordeste sobre a Região Sul, associado à circulação do anticiclone do Atlântico, são observados. Em altos níveis, um vórtice ciclônico desloca para leste e aprofunda até os baixos níveis (Figuras 2.1(c) e 2.1(d)).
- c) **Grupo 3 - Corrente de jato com curvatura anticiclônica.** Este padrão caracteriza-se por sistemas com rápido desenvolvimento. Em baixos níveis há escoamento de noroeste, responsável pelo transporte de grandes quantidades de calor e umidade, que desloca-se para norte na fase madura. Nos altos níveis, a curvatura do jato favorece o surgimento

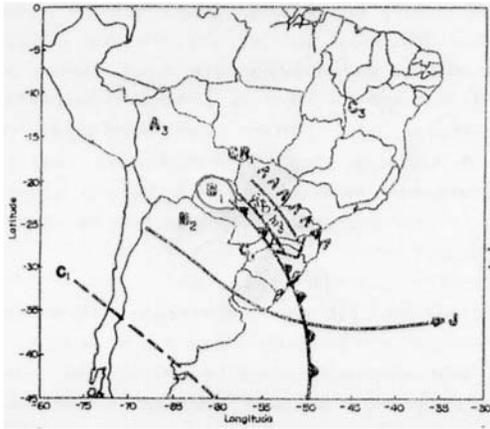
de circulações transversais verticais nas regiões de entrada e saída de um centro de velocidade máxima (Figuras 2.2(a) e 2.2(b)).

- d) **Grupo 4 - Difluência no escoamento zonal nos altos níveis.** Caracteriza-se por apresentar ciclogêneses em superfície. Um escoamento de noroeste, em baixos níveis, manteve-se paralelo ao sistema frontal durante o desenvolvimento. Em altos níveis, a difluência no escoamento cria uma região de divergência provocando movimento vertical ascendente (Figuras 2.2(c) e 2.2(d)).
- e) **Grupo 5 - Sistema frontal retrocedendo à Região Sul como frente quente.** Neste padrão há escoamento de noroeste, em baixos níveis, transportando ar quente e úmido à Região Sul e posteriormente um vórtice ciclônico relacionado ao sistema de baixa pressão em superfície. Em altos níveis um cavado aproxima-se rapidamente reforçando a instabilidade e intensificando a convecção (Figuras 2.3(a) e 2.3(b)).

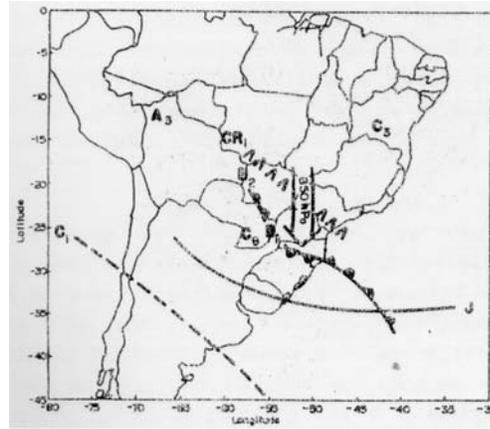
Na maioria dos 21 casos, foi observado um importante fluxo de ar úmido em baixos níveis, que tornou-se a fonte de alimentação da convecção de sistemas frontais e vórtices ciclônicos.

Doswell III et al. (1996) propuseram um método para previsão de eventos de chuvas intensas baseado em ingredientes básicos. O acúmulo de precipitação é maior onde taxas de precipitação maiores duram um grande período de tempo. Já a taxa de precipitação é alta quando tem-se forte levantamento de ar úmido. Associado a isto, o movimento de uma tempestade também é de grande importância à determinação de um dado evento ser ou não de chuva intensa.

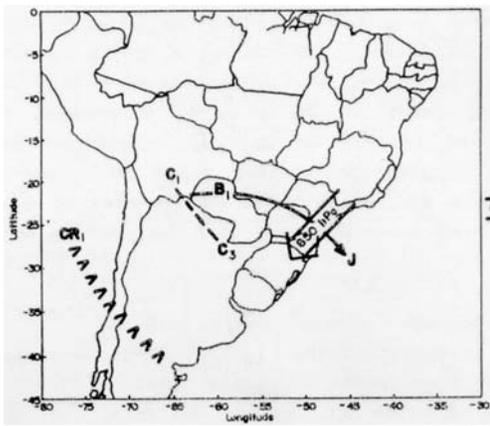
Como mostrado na Figura 2.4, uma linha de instabilidade (LI) pode provocar diferentes acúmulos de chuva em um determinado local. Quando o vetor movimento desta LI é perpendicular ao seu eixo maior, a região atingida por ela não terá um acúmulo significativo de precipitação (Figura 2.4a). Entretanto, se o seu vetor movimento for aproximadamente paralelo (Figura 2.4d) ao seu eixo maior, esta região sofrerá altas taxas de precipitação por um período de tempo maior. Nota-se que uma baixa velocidade do sistema é essencial para que este provoque grandes acúmulos de precipitação. Em seus estudos de casos, Doswell III et al. (1996) mostraram o perigo de confiar nos índices de instabilidade que não indicaram a possibilidade de ocorrência de um dos eventos estudados.



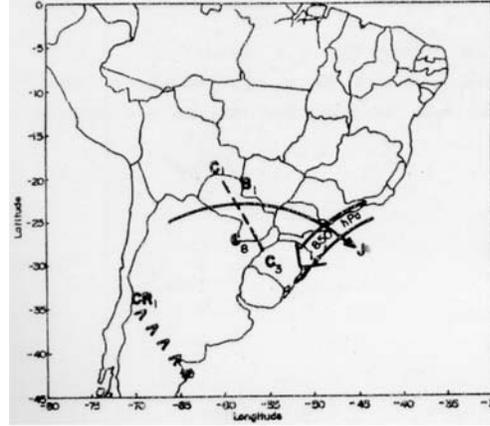
(a) Grupo 1 - Fase Desenvolvimento



(b) Grupo 1 - Fase Madura



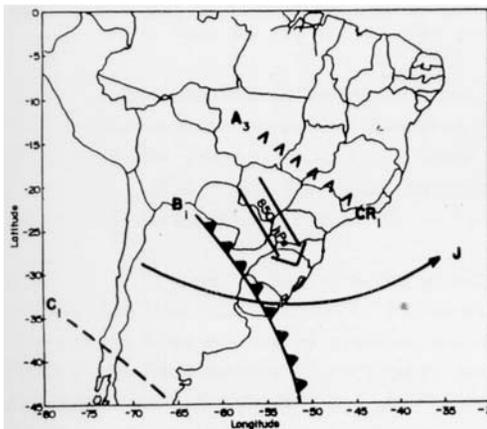
(c) Grupo 2 - Fase Desenvolvimento



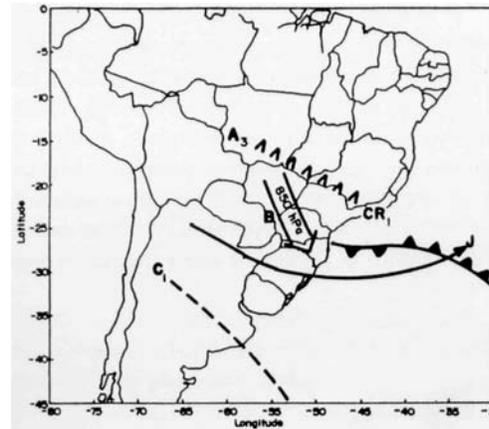
(d) Grupo 2 - Fase Madura

FIGURA 2.1 – Diagramas esquemáticos dos padrões dos grupos 1 e 2, definidos por Severo (1994), na fase de desenvolvimento e madura, respectivamente. As linhas cheias indicam o jato em altos níveis, a flecha mais larga indica o jato em baixo níveis e frentes, cavados e cristas são indicados pelos símbolos usuais. (Severo, 1994).

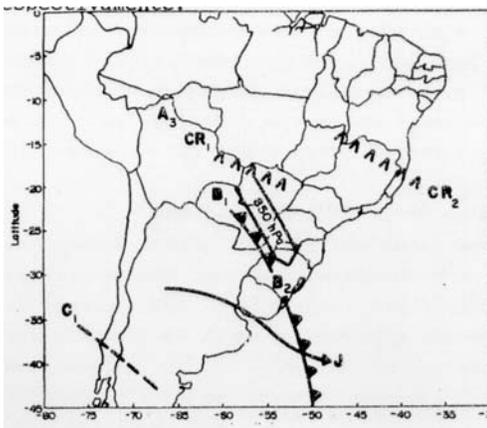
Em uma tempestade, quando a precipitação ocorre, as correntes descendentes (downdrafts) ao atingirem o solo criam uma área de ar relativamente mais frio responsável pela mudança na direção e velocidade do vento, chamada de frente de rajada. Esses efluxos de uma tempestade são responsáveis por novos desenvolvimentos convectivos, quando o influxo úmido relativo ao efluxo é grande. Em casos onde esta fronteira (outflow boundary) move-se lentamente e o escoamento do ambiente é intenso, a duração de um determinado evento, em um dado local, pode ser grande.



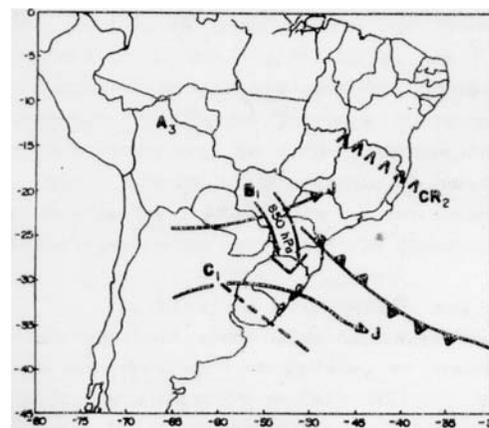
(a) Grupo 3 - Fase Desenvolvimento



(b) Grupo 3 - Fase Madura

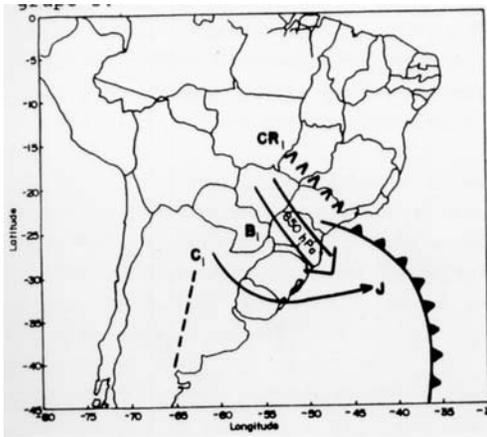


(c) Grupo 4 - Fase Desenvolvimento

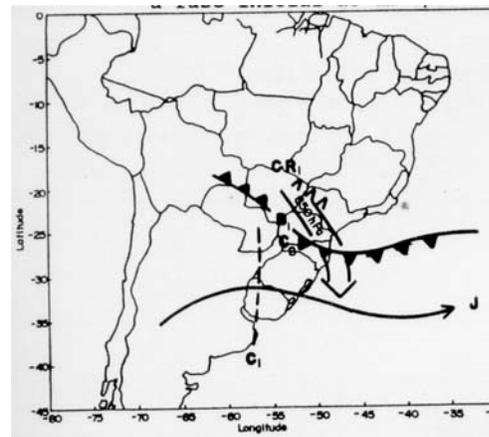


(d) Grupo 4 - Fase Madura

FIGURA 2.2 – Como na Figura 2.1, exceto para os grupos 3 e 4.



(a) Grupo 5 - Fase Desenvolvimento



(b) Grupo 5 - Fase Madura

FIGURA 2.3 – Como na Figura 2.1, exceto para o grupo 5.

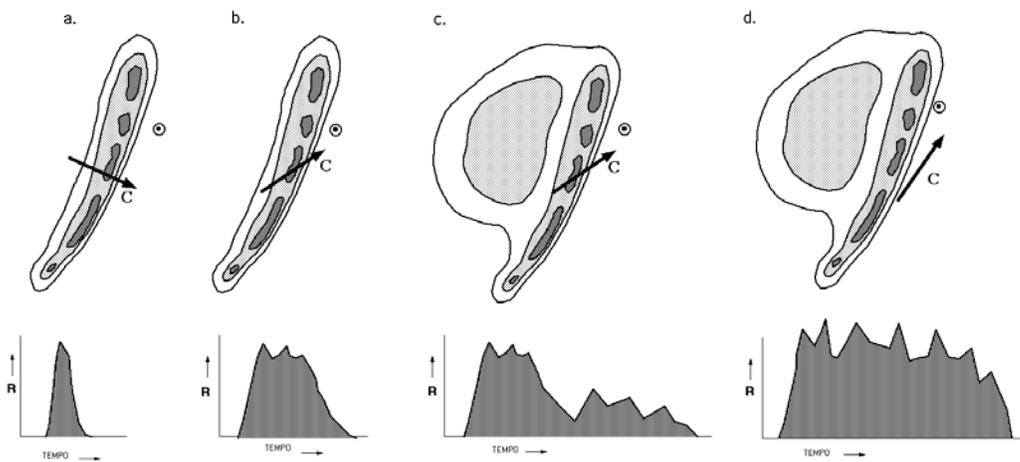


FIGURA 2.4 – Esquema mostrando o efeito de diferentes tipos de sistemas convectivos sobre a taxa de precipitação (R) em um ponto como uma função do tempo. Adaptada de Doswell et al. (1996).

Konrad II (1997) construiu uma climatologia sinóptica dos eventos intensos de precipitação ocorridos na estação quente do sudeste norte-americano. Através de mapas compostos de configurações comuns para 14 variáveis relevantes e características de circulação em vários níveis, indicou as magnitudes das variáveis categorizadas para cinco padrões sinópticos, usando uma grande amostra de eventos. Em três dos cinco padrões sinópticos identificados, o vetor vento médio na camada

850-200 hPa esteve orientado aproximadamente paralelo aos eixos das cristas compostas dos campos de umidade e advecção quente em 850 hPa. Isto sugeriu que as células convectivas responsáveis pela precipitação intensa moveram-se e redeseñolveram-se ao longo destes eixos, onde o suporte à convecção foi maior. Relatou, também, que a alta umidade em 700 hPa e a advecção térmica em 850 hPa tiveram a associação mais comum às chuvas intensas. Concordando com Doswell III et al. (1996), constatou que a CAPE e os índices de instabilidade não são significativamente correlacionados com os totais de chuva, mostrando que estes não são bons indicadores da possibilidade de um evento de chuva ser extremo ou não.

Harnack et al. (1999) analisaram 81 casos de precipitação intensa em Nova Jersey, EUA, entre 1958 e 1993, utilizando dados de altitude. Com a elaboração de mapas compostos para variáveis selecionadas, verificaram a alteração do ambiente de grande escala em períodos próximos ao início de um evento. Foram encontradas algumas características comuns e esperadas; a dizer o alto conteúdo de umidade na camada 850-400 hPa, a convergência de umidade na baixa troposfera, a divergência dos ventos na troposfera superior e convergência na troposfera inferior, e advecção quente na baixa e média troposfera. Além destas características já esperadas, outras surpreenderam, como as grandes diferenças observadas nos valores de umidade na média troposfera e na divergência do vento entre as amostras climatológica e dos eventos. A amostra de eventos intensos mostrou que estes parâmetros chegam a ter o dobro da magnitude observada na amostra climatológica.

Junker et al. (1999) construíram uma climatologia sinóptica-dinâmica usando todos os eventos nos quais a chuva acumulada em 24h foi maior que 50,8 mm, para nove estados norte-americanos, de junho a setembro de 1993. Os autores encontraram características comuns àquelas descritas por Maddox et al. (1979) como desenvolvimento noturno, fraco cisalhamento vertical do vento e a proximidade da região de chuva intensa ao eixo da crista em 500 hPa. Uma grande porcentagem dos casos estavam associados com advecção quente em 850 hPa e divergência em altos níveis. Esta divergência em 250 hPa estava claramente definida dentro da região direita da entrada de um jato reto ou curvado anticiclonicamente. Ressaltaram, também, que o desenvolvimento de convergência de umidade em superfície freqüentemente precede o início da convecção, podendo ser usada como uma ferramenta de previsão. Os casos extremos foram caracterizados por uma forte advecção de temperatura potencial equivalente, sugerindo forte advecção de

umidade. Os autores verificaram que as diferenças entre as categorias de eventos mais extremos e os mais leves foram difíceis de analisar. Um conjunto de fatores determina melhor a escala e intensidade de um evento de precipitação. Os resultados encontrados por eles confirmam o que Doswell III et al. (1996) afirmaram sobre os fatores governantes da possibilidade de um evento convectivo tornar-se extremo: (a) lento movimento do sistema, (b) taxas de precipitação intensas prolongadas e (c) grande área de cobertura das taxas de precipitação intensa.

Chaves e Cavalcanti (2000) estudaram eventos extremos no sul do NEB, no período de 1979 a 1997. Encontraram padrões distintos de TSM, no Pacífico, para os três casos estudados. Dentro destes padrões algumas características comuns foram encontradas: escoamento da Amazônia para o sul do NEB, deslocamento da Alta Subtropical do Atlântico Norte para oeste, convergência sobre o sul do NEB devido ao ramo oeste da Alta Subtropical do Atlântico Sul tangenciar o continente, e ao escoamento da Amazônia, e o deslocamento para leste do cavado do NEB e da Alta da Bolívia em relação as posições climatológicas.

Carvalho et al. (2002) estudaram os eventos extremos de precipitação no Sudeste do Brasil associando-os aos padrões convectivos de grande escala na Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Através de uma análise multi dimensional com análise fatorial separaram os eventos extremos em categorias de acordo com a atividade da ZCAS e a extensão dos baixos valores de ROLE em direção ao Oceano Atlântico. Foi observado um padrão de “gangorra” entre a atividade convectiva nas Regiões Sudeste e Sul do Brasil. Eles observaram que quando a atividade convectiva da ZCAS é reforçada, uma diminuição da convecção ocorre sobre o leste da Argentina, Uruguai e na Região Sul do Brasil.

Espírito Santo e Satyamurty (2002) estudaram eventos extremos de precipitação na Região Sudeste do Brasil durante o período de 1997 a 2001. Eles verificaram que a maioria dos eventos ocorreram nos meses da primavera e verão, totalizando 68% dos casos. Em um estudo de caso, apontaram diversos ingredientes tais como anomalias positivas de TSM no litoral dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, situação de bloqueio no Atlântico Sul, a presença da ZCAS sobre o norte do estado de São Paulo, sul de Minas Gerais e Rio de Janeiro, entre outras. Assim como Harnack et al. (1999) e Doswell III et al. (1996), notaram ventos fracos, convergência de umidade e de massa na baixa troposfera, divergência de massa na alta troposfera e movimento lento do sistema (sistema frontal estacionário sobre a região da ZCAS).

Fica claro que não deve-se tratar os padrões encontrados pelos diversos estudos aqui citados como fatos irredutíveis e imutáveis. Estes padrões associados a eventos de chuvas intensas devem ser encarados como conhecimentos adicionais ao meteorologista operacional, para auxiliá-lo nas suas tomadas de decisões. Hoje em dia, há uma infinidade de ferramentas disponíveis ao meteorologista, desde imagens de radar, de satélites a modelos numéricos de previsão de tempo globais e de mesoescala. Cabe a ele a escolha de uma ou outra para ajudar a elucidá-lo na definição da possibilidade de ocorrência destes eventos.

CAPÍTULO 3

DADOS E METODOLOGIA

3.1 Dados

Neste estudo são utilizados os dados diários de precipitação, para o período 1991-2001, disponíveis na Agência Nacional das Águas (ANA). As estações pluviométricas mantidas pela ANA somam um total de 401 pluviômetros bem distribuídos pela Região Sul do Brasil, como mostrado na Figura. 3.1. Apenas o estado do Paraná possui uma relativa baixa densidade de estações, principalmente no noroeste do estado.

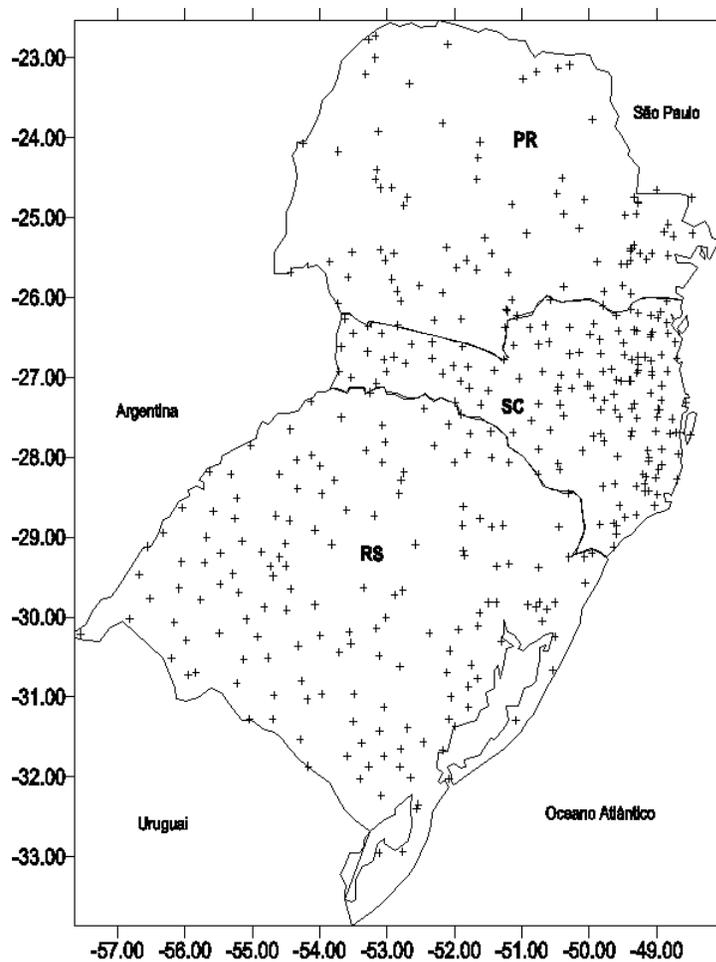


FIGURA 3.1 – Distribuição geográfica das 401 estações pluviométricas, na Região Sul, utilizadas neste estudo.

As imagens do satélite geoestacionário GOES-8 no canal do infravermelho são usadas e estão disponíveis na internet, pelo endereço eletrônico <<http://www.cptec.inpe.br>>. As imagens lá disponíveis têm um intervalo de três horas entre uma imagem e a sua consecutiva.

Para estudar as características atmosféricas dos eventos selecionados são utilizados os dados reanalisados do National Centers for Environmental Prediction - National Center for Atmosphere Research (NCEP-NCAR), obtidos na homepage <<http://www.cdc.noaa.gov>> (Kalnay et al., 1996). As variáveis utilizadas são altura geopotencial (Z), componentes zonal (u) e meridional (v) do vento, temperatura (T) e umidade específica (q), distribuídas em 12 níveis de pressão padrão (1000, 925, 850, 700, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100 e 50 hPa), exceto a pressão ao nível médio do mar (PNMM) (p), com resolução espacial horizontal de $2,5^\circ$ de latitude e longitude, para quatro horários diários (00:00, 06:00, 12:00 e 18:00 TMG).

3.2 Metodologia

3.2.1 Definição de Evento de Chuva Intensa

Definir um evento de chuva intensa não é uma tarefa simples e leva em conta aspectos relacionados à quantidade de chuva registrada em um determinado intervalo de tempo e à abrangência espacial desta chuva. Um evento de chuva intensa pode ser classificado de diversas formas: climatologicamente, relativo a uma previsão ou de acordo com um determinado usuário ou finalidade (Zhu e Thot, 2001).

Segundo Zhu e Thot (2001), um evento meteorológico extremo, climatologicamente definido, é aquele que ocorre em um dos extremos de uma distribuição de frequência climatológica. A escolha de um limite para esta definição é muito arbitrária. Um evento extremo, classificado baseado em uma previsão, é exatamente definido como um climatológico, mas a diferença se encontra no fato de que este evento ocorre em ou abaixo de um dado nível de probabilidade previsto. Já os eventos extremos cuja classificação foi baseada em informações de determinado usuário é aquele que leva condições extremas a este usuário, por exemplo, a produção agrícola de arroz, milho, soja entre outros.

Carvalho et al. (2002), por exemplo, definiram como evento extremo de precipitação aquele que proporcionou 20% ou mais do total climatológico sazonal em uma estação,

em 24 horas. Chaves e Cavalcanti (2000) consideraram como eventos extremos aqueles com precipitação diária acima de 300% da média diária climatológica e com persistência de 3 dias.

Severo (1994) definiu evento de chuva intensa aquele relacionado com enchentes na bacia do rio Itajaí. Devido a seleção de apenas 8 casos, com o critério acima, selecionou os casos com precipitação média diária acima de 50 mm para aumentar a sua amostra. Espírito Santo e Satyamurty (2002), em seu estudo sobre eventos extremos de precipitação na Região Sudeste, adotaram os limiares de 100 mm e 150 mm em 24 horas.

Diversos estudos classificaram eventos extremos de precipitação usando mais de um critério:

Konrad II (1997), utilizando dados horários de precipitação, definiu evento extremo como aquele que produziu no mínimo 50 mm de precipitação em uma ou mais estações dentro de um período de 6 horas.

Junker et al. (1999), inicialmente, selecionaram os casos que produziram mais que 50 mm em 24 horas. Após, mediram as áreas das isoietas de 50 mm, 75 mm, 100 mm e 125 mm ou maiores. Os casos identificados foram categorizados em quatro classes baseados na cobertura da chuva de 75 mm. Baseados nesta categorização eles determinaram que um evento extremo de chuva deveria apresentar uma quantidade igual ou superior a 75 mm, em 24 horas com uma área média de aproximadamente 17.000 km².

Harnack et al. (1999) identificaram os episódios com precipitação maior que 51 mm, em um ponto de grade, em um período de 1 ou 2 dias. Em seguida, somente os casos que apresentaram cobertura espacial com quatro ou mais pontos de grade adjacentes, representando aproximadamente 10.000 km², foram consideradas como eventos intensos de chuva.

3.2.2 O Critério de Seleção dos Eventos Extremos de Chuva Intensa

Baseando-se nos estudos anteriores, a seleção dos eventos extremos de chuvas intensas para este estudo une características dos diversos critérios já apresentados afim de torná-lo mais completo possível. Infelizmente, devido à grande arbitrariedade e ao uso dos dados regionais para esta definição, o critério aqui apresentado pode

ser apenas aplicável a região estudada.

Inicialmente, os dados pluviométricos da ANA foram pesquisados para obter todas as datas em que houve, no mínimo, uma estação pluviométrica com registro de chuva igual ou superior a 50 mm. Para estas datas, foram traçadas isoietas a partir das informações de todos os pluviômetros na Região Sul do Brasil, mostrados na Figura 3.1.

Os dias que apresentaram uma área finita da isoietas de 50 mm com no mínimo 10.000 km² foram considerados como casos de chuvas intensas. A presença de uma área finita da isoietas de 100 mm também foi verificada. Este valor mínimo para a área da isoietas de 50 mm evita a seleção de dias em que ocorreram chuvas localizadas ou que apresentaram estações com dados duvidosos. A chuva média na área compreendida pela isoietas de 50 mm também foi calculada, para cada evento. Este conjunto foi utilizado para a seleção dos casos extremos de chuva intensa e para compor um índice de chuva intensa. Um total de 170 casos de chuvas intensas foram selecionados.

A Figura 3.2 mostra um diagrama de frequências das áreas da isoietas de 100 mm. Pode-se notar que grandes áreas com chuva maior ou igual a 100 mm são raras na Região Sul do Brasil. A grande maioria dos casos de chuva maior ou igual a 100 mm têm áreas muito pequenas ($< 5.000 \text{ km}^2$).

Baseando-se nesta característica dos casos de chuva intensa nesta região, foi estabelecido um critério para seleção dos casos extremos. Como episódios extremos de chuva intensa, foram selecionados todos aqueles que apresentaram chuva igual ou acima de 100 mm em 24 horas e uma abrangência espacial superior a aproximadamente 14.500 km². Este critério seleciona 10% dos casos mais intensos, como mostra a Figura 3.2.

A Tabela 3.1, lista os casos selecionados como extremos. Observa-se que todos os casos, além de apresentarem grandes áreas com chuvas acima de 100 mm, têm áreas enormes com chuva acima de 50 mm chegando a ser, em média, quatro vezes maiores que a primeira. Em outras palavras, áreas significativas com chuva superior a 100 mm estão, geralmente, inseridas em grandes áreas com chuva maior que 50 mm.

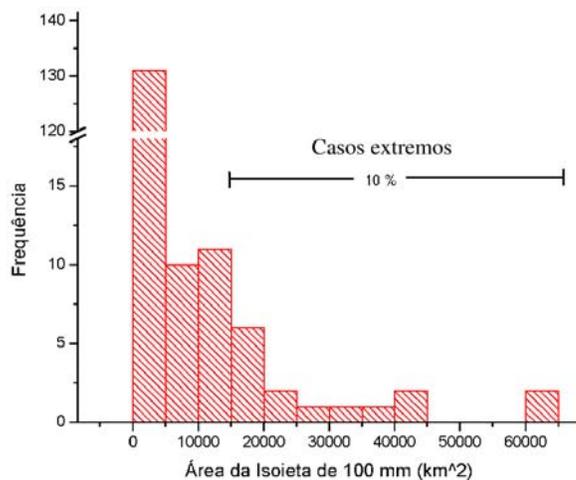


FIGURA 3.2 – Diagrama de frequência das áreas da isoieta de 100 mm. A indicação de 10% refere-se aos casos considerados como intensos extremos.

TABELA 3.1 – Lista dos eventos intensos extremos ocorridos na Região Sul do Brasil entre 1991 e 2001, onde P50 é a chuva média na área A50. A50 e A100 são as áreas das isoietas de 50 e 100 mm, respectivamente.

Evento	Data	P50 (mm)	A50 (km ²)	A100 (km ²)	Estação
* 1	12/04/1992	109,04	151.800	62.600	Outono
2	29/05/1992	107,01	142.400	61.100	Outono
* 3	01/10/2001	89,96	154.400	43.500	Primavera
4	29/10/1997	95,68	153.900	43.300	Primavera
5	20/06/1997	91,49	128.800	38.700	Inverno
6	03/07/1999	96,12	123.200	31.700	Inverno
7	28/04/1998	81,18	120.400	25.600	Outono
8	04/06/1993	83,44	113.700	23.700	Inverno
9	01/06/2001	105,59	58.000	23.700	Inverno
10	26/01/1996	95,13	86.100	19.600	Verão
11	12/04/1998	100,81	96.700	19.000	Outono
12	27/03/1992	94,60	63.700	17.800	Outono
13	05/10/1997	76,69	179.200	17.400	Primavera
14	23/12/1997	93,43	69.000	16.700	Verão
15	13/05/1993	98,12	68.700	16.600	Outono
16	05/10/1995	77,58	65.100	14.900	Primavera
17	18/04/1991	90,56	81.700	14.500	Outono

O * indica as datas selecionadas para os estudos de caso.

É importante enfatizar que este critério apesar de baseado em alguns estudos, foi elaborado através das informações obtidas de eventos de chuva ocorridos nesta região. Isto faz com que este critério provavelmente necessite de uma readaptação para aplicações em outras áreas.

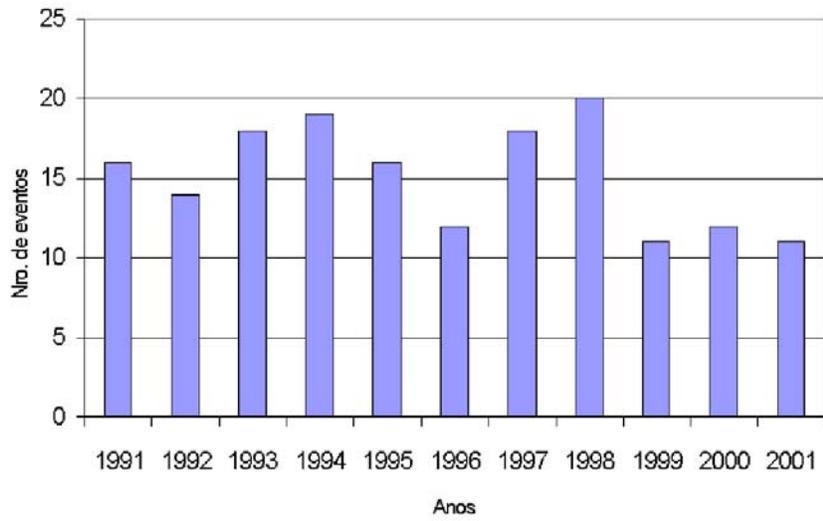
3.2.3 Distribuição Mensal e Variação Interanual das Chuvas Intensas

A Figura 3.3(a) exibe a variação interanual dos 170 eventos selecionados nos 11 anos de dados pluviométricos utilizados neste estudo. Desta figura, observa-se uma leve diminuição dos casos de chuva intensa, verificada a partir de 1999. Os maiores números de casos ocorreram nos anos de 1994 e 1998 que coincidiram com a ocorrência da fase quente (El-Niño) do fenômeno climatológico ENSO, ambos de forte intensidade. Já os anos de 1996 e os seguintes ao de 1999 apresentaram relativamente menos eventos que os demais. A ocorrência da fase fria (La-Niña) também é verificada nestes anos. Portanto, há uma concordância com estudos anteriores da influência dos fenômenos ENSO e La-Niña sobre a ocorrência de chuva na Região Sul do Brasil.

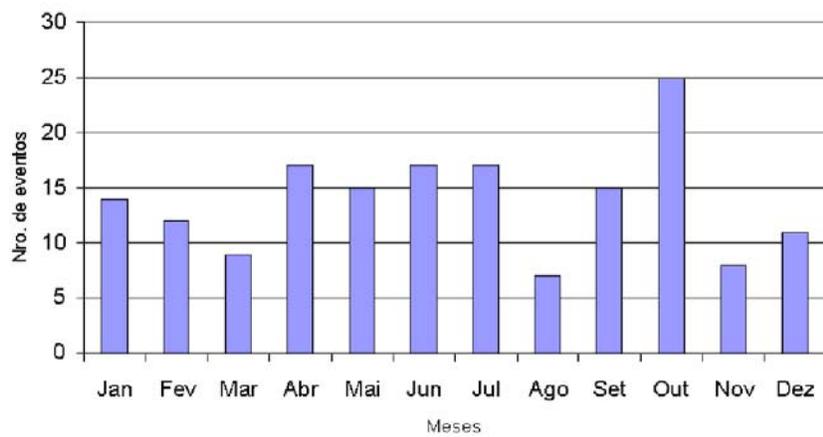
A distribuição mensal dos eventos de chuvas intensas (Figura 3.3(b)) mostra-se uniforme durante todo o ano. Observa-se uma pequena preferência deste eventos ocorrerem na primavera, com o mês de outubro apresentando o maior número de ocorrências.

3.2.4 Quantidade de Chuva

Todos os 170 casos, nos quais a distribuição de chuva em 24 horas apresentou uma isoieta de 50 mm na Região Sul do Brasil, não são homogêneos. Muitos são casos de chuva moderada e alguns são de chuva forte e abrangente. Poucos (10% dos eventos) são casos extremos de chuva intensa que causaram grandes transtornos à população de uma área significativa da região.



(a) Distribuição anual.



(b) Distribuição mensal.

FIGURA 3.3 – Gráficos exibindo as distribuições anual e mensal dos 170 eventos de chuva ocorridos entre 1991 e 2001.

A raridade da ocorrência de áreas com chuvas iguais ou acima de 100 mm nesta região, como mencionado anteriormente, impossibilita a utilização deste limiar na avaliação de correlações entre parâmetros meteorológicos e a chuva intensa. Para tal, foi elaborado um parâmetro chamado Quantidade de Chuva Intensa (QCI) definido da seguinte maneira:

$$QCI = \bar{P}50 \times A50 \quad (3.1)$$

onde $A50$ é a área compreendida pela isoietas de 50 mm (em km^2) e $\bar{P}50$ é a precipitação média (em mm) desta área. Este leva em consideração tanto a extensão quanto a intensidade da chuva. Como grande parte dos eventos extremos de chuva intensa apresentaram enormes áreas da isoietas de 50 mm, a utilização deste parâmetro na avaliação da influência dos parâmetros meteorológicos é satisfatória.

3.2.5 Correlações

A influência dos parâmetros meteorológicos, tanto diretamente observados como a temperatura em 925 hPa quanto os derivados como a vorticidade em 200 hPa, sobre os eventos de chuva foi avaliada a partir de correlações lineares calculadas entre as séries temporais do parâmetro e do QCI. Ainda, para ter-se uma evolução temporal destas influências, as correlações são calculadas com 0, 1, 2, 3, 4 e 5 dias de atraso do parâmetro meteorológico, em relação ao dia do evento.

Para o cálculo das correlações lineares foi utilizada a seguinte equação, segundo Wilks (1995):

$$CC(x, y, p, d, V) = \frac{\frac{1}{(N_e-1)} \sum_{i=1}^{N_e} [(V_i - \bar{V})_d (QCI_i - \overline{QCI})]}{\left\{ \left[\frac{1}{(N_e-1)} \sum_{i=1}^{N_e} (V_i - \bar{V})^2 \right] \right\}_d^{\frac{1}{2}} \left\{ \left[\frac{1}{(N_e-1)} \sum_{i=1}^{N_e} (QCI_i - \overline{QCI})^2 \right] \right\}_d^{\frac{1}{2}}} \quad (3.2)$$

onde

CC é o coeficiente de correlação entre QCI e V ;

x, y, p indicam a posição espacial no campo;

d indica o d -ésimo dia que precede o evento intenso de chuva, variando de $d = -5, -4, \dots, -1, 0$;

V é o parâmetro meteorológico;
 QCI é a quantidade de chuva intensa,
 N_e é o número de casos para cada estação.

Da equação acima, fica evidente que os campos de CC são diferentes, em princípio, para diferentes variáveis e diferentes atrasos do parâmetro meteorológico V . A distribuição espacial destas correlações sobre a região de 60°S a 10°S e de 140°W a 20°W são apresentadas.

As variáveis meteorológicas são ϕ em 500 hPa, PNMM, u em 250 hPa, v em 850 hPa e $\nabla \cdot q\vec{V}$ em 850 hPa. A escolha destas variáveis não foi feita aleatoriamente. A componente meridional do vento em 850 hPa representa o jato em baixos níveis sobre a AS que tem uma profunda influência sobre a convergência em baixos níveis, necessária para se ter atividade convectiva sustentável. A componente zonal do vento em 250 hPa pode ser usada para a identificação dos fortes ventos de oeste na alta troposfera conhecidos como correntes de jato. A altura geopotencial no nível de 500 hPa representa fielmente a presença de cavados e cristas de escala sinóptica e subsinóptica que por sua vez exercem grande influência nos sistemas causadores de chuva. Através da PNMM detecta-se a influência dos centros de pressão em superfície. Finalmente, pelo campo de divergência do fluxo de umidade em baixos níveis, identifica-se regiões fontes e sumidouros de umidade.

Devido as diferenças existentes entre uma estação do ano e outra, nas configurações das variáveis meteorológicas, as correlações entre V e QCI são obtidas sazonalmente. Isto possibilita uma melhor análise dos detalhes intrínsecos a cada estação do ano. Além disso, a comparação entre as estações também é possível.

3.2.5.1 Significância dos Campos

Para o teste de significância das correlações entre QCI e os parâmetros meteorológicos uma hipótese nula, denominada H_0 , foi determinada: não existe relação linear entre QCI e o parâmetro meteorológico em questão. Portanto, para que exista tal relação deve-se rejeitar esta hipótese nula.

A decisão de rejeição de H_0 é feita através da utilização de um teste de hipótese. A significância dos campos de correlação (em outras palavras, rejeição de H_0) foi verificada através do teste t de Student, determinado pela seguinte expressão

$$t = \frac{CC\sqrt{\nu}}{\sqrt{1-CC^2}} \quad (3.3)$$

onde $\nu = N_e - 2$ são os graus de liberdade das amostras, com N_e sendo o tamanho da amostra, e CC é o coeficiente de correlação entre as amostras. Para um determinado CC ser significativo o t calculado a partir dos dados amostrais deve ser maior que o valor de t teórico.

A Tabela 3.2 mostra os valores críticos de CC (CC_{cr}), os quais são um limiar inferior as correlações calculadas, para cada estação.

TABELA 3.2 – Valores críticos de correlação (CC_{cr}), segundo o teste t de Student, para cada estação. O nível de significância adotado (α) foi de 0,05.

Estação	ν	CC_{cr}	$t_{teórico}$
DJF	35	0,275	1,69
MAM	39	0,260	1,68
JJA	39	0,260	1,68
SON	46	0,239	1,67

Uma grande arbitrariedade está envolvida na escolha de um determinado nível de significância. É comum a utilização dos níveis de significância $\alpha = 0,05$ nas ciências atmosféricas, apesar da adoção de níveis de 10 % ou 1% não serem raras (Wilks, 1995).

Para a análise da significância dos campos de correlação obtidos neste estudo foi adotado um nível de 5% ($\alpha = 0,05$), ou seja, há uma probabilidade de 5% de rejeitar-se erroneamente H_0 . Em outras palavras, há 5% de chance de um CC ser considerado significativo, erroneamente.

3.2.6 Compostos

Os 17 casos identificados como extremos, naturalmente, apresentam valores de QCI muito elevados. A Tabela 3.1 mostra, para estes eventos, a intensidade média da chuva (mm/dia) e a abrangência espacial (km²), na ordem decrescente desta última. Verifica-se que há uma preferência para as estações de transição, tendo o outono apresentado o maior número (7 casos) de eventos extremos.

Campos compostos foram calculados para estes eventos e para os classificados como intensos. A partir destes campos pode-se observar as diferentes configurações e magnitudes dos episódios classificados como extremos e dos classificados como intensos. Novamente, as diferenças sazonais serão ressaltadas através de campos compostos obtidos para cada uma das estações do ano, para ambos tipos de episódios. Da Tabela 3.1 vê-se que o verão foi a estação que apresentou menor número de casos extremos de chuva intensa. Apenas dois casos foram identificados nesta estação.

Um campo composto sazonal de uma variável genérica $V(x,y,p,d)$ é o campo médio para uma estação do ano dos N_e casos ocorridos nesta estação, respeitando o dia que precede o evento. Isto é,

$$V_C(x, y, p, d) = \frac{1}{N_e} \sum_{j=1}^{N_e} V(x, y, p, j, d) \quad (3.4)$$

onde

V_C é a variável composta;

x, y, p indicam a posição espacial no campo;

N_e é o número de casos ocorridos em cada estação do ano,

d indica o d-ésimo dia que precede o evento intenso extremo de chuva e varia de $d = -5, -4, \dots, -1, 0$.

Além das variáveis meteorológicas utilizadas para avaliar suas relações com a chuva, a advecção de temperatura ($-\vec{V} \cdot \nabla T$) em 850 hPa também foi utilizada para obtenção de campos compostos. A importância desta variável está no fato de que regiões sob influência de advecção quente são favoráveis ao desenvolvimento e/ou intensificação de sistemas tais como ciclones extratropicais, frentes e CCM.

3.3 Estudos de Caso

Visto que a intensidade real de um eventos extremo de chuva intensa é melhor avaliada com casos individuais, uma vez que campos médios suavizam as características pertinentes a estes, dois casos extremos de chuva intensa foram estudados com maiores detalhes. Os eventos 1 e 3 (ver Tabela 3.1) foram selecionados pois ocorreram em estações distintas e serviram para mostrar as diferenças entre os eventos.

Propriedades como vorticidade, divergência do vetor Q e temperatura potencial equivalente foram calculadas, além de outras já mencionadas anteriormente. Imagens de satélite foram empregadas para mostrar a evolução temporal do sistema.

- a) A vorticidade relativa foi calculada pela seguinte expressão:

$$\zeta = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial v}{\partial \lambda} - \frac{1}{a} \frac{\partial u}{\partial \varphi} \quad (3.5)$$

Esta variável tem significado importante porque regiões corrente abaixo da vorticidade relativa negativa (positiva) em 500 hPa são favoráveis (desfavoráveis) à precipitação pois apresentam movimentos ascendentes (descendentes), no hemisfério sul.

- b) A divergência do fluxo de umidade nos baixos níveis é um diagnóstico útil para identificar regiões fontes de umidade. Chuvas intensas necessitam de convergência substancial de umidade sobre a região. Ela é obtida da seguinte equação:

$$\nabla \cdot (q\vec{V}) = \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial(qu)}{\partial \lambda} + \frac{1}{a} \frac{\partial(qv)}{\partial \varphi} \quad (3.6)$$

- c) Áreas de máxima precipitação ocorrem próximos a grandes valores de temperatura potencial equivalente, como observado por Junker et al. (1999), Severo (1994) entre outros. Esta propriedade termodinâmica, que depende da umidade e temperatura, foi calculada de acordo com Bolton (1980):

$$\theta_e = T_K \left(\frac{1000}{P} \right)^{(A)} \exp(B) \quad (3.7)$$

sendo:

$$A = 0,2845(1 - 0,28 \times 10^{-3}r)$$

$$B = \frac{3,376}{T_L} - 0,00254r(1 + 0,81 \times 10^{-3}r)$$

onde:

T_K é a temperatura absoluta (em Kelvin)

r é a razão de mistura (g.Kg^{-1})

T_L é a temperatura do nível de condensação por levantamento (em Kelvin).

A temperatura do nível de condensação por levantamento foi calculada pela seguinte expressão:

$$T_L = \frac{1}{\frac{1}{T_K - 55} - \frac{\ln U/100}{2840}} + 55 \quad (3.8)$$

onde:

U é a umidade relativa (em %).

Como a razão de mistura é sempre inferior a 0,040 kg/kg, a umidade específica pode ser usada, sem grandes erros, nos cálculos da temperatura potencial equivalente, pois $q \approx r$.

- d) Os movimentos ascendentes foram verificados com o auxílio de campos de vetor Q em 850 hPa. Locais onde a convergência do vetor Q está presente são regiões de movimento vertical positivo e são de movimento vertical negativo os locais onde existe divergência. O vetor Q é obtido da seguinte expressão:

$$\vec{Q} = (Q_1, Q_2) = -\frac{R}{\sigma p} \left(\frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial \lambda} \cdot \nabla T, \frac{1}{a} \frac{\partial \vec{V}_g}{\partial \varphi} \cdot \nabla T \right) \quad (3.9)$$

onde:

∇T é o gradiente horizontal de temperatura,

R é a constante de gás, para o ar seco, igual a $287 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$,

\vec{V}_g é o vento geostrófico obtido da seguinte expressão:

$$\vec{V}_g = (u_g, v_g) = \left(-\frac{1}{f_0} \frac{1}{a} \frac{\partial \Phi}{\partial \varphi}, \frac{1}{f_0} \frac{1}{a \cos \varphi} \frac{\partial \Phi}{\partial \lambda} \right) \quad (3.10)$$

onde:

Φ é o geopotencial,

f_0 é o parâmetro de Coriolis (considerado constante).

Esta consideração ($f_0 = \text{cte.}$) não proporciona grandes erros nos cálculos de \vec{V}_g pois a faixa latitudinal é estreita e não atinge os trópicos, ou seja, a variação de f pode ser desprezada.

σ é o parâmetro de estabilidade estática dado por:

$$\sigma = -\frac{RT}{p} \frac{d \ln \theta}{dp} \quad (3.11)$$

sendo θ a temperatura potencial.

3.4 Softwares Empregados

Os dados pluviométricos da ANA foram pesquisados por meio de rotina feitas em FORTRAN 90 enquanto que os campos compostos e de correlações foram obtidos com o software Grid Analysis and Display System (GrADS) desenvolvido pelo Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA) e disponibilizado gratuitamente na homepage <<http://grads.iges.org>>. As áreas das isoietas de 50 mm e 100 mm foram calculadas com o software Surfer, disponibilizado no curso de Mestrado em Meteorologia do INPE.

CAPÍTULO 4

COMPOSTOS

Neste capítulo, os campos compostos associados as chuvas intensas nos quais observa-se as características atmosféricas pertinentes aos casos selecionados como intensos e extremos, são apresentados.

O domínio usado para o campo de altura geopotencial em 500 hPa tem uma extensão zonal maior do que para os demais campos. Isso permite o acompanhamento da onda sinótica desde a sua posição no Pacífico Sul.

É dado maior destaque aos compostos para a estação do outono por ter sido a que apresentou maior número de casos extremos de chuva intensa sendo um deles o principal caso estudado com maiores detalhes no capítulo posterior.

4.1 Outono

A estação do outono (MAM) apresentou 41 casos de chuvas intensas na Região Sul do Brasil. Nesta estação a chuva teve áreas médias para as isoietas de 100 e 50 mm de aproximadamente 6.000 km² e 74.000 km², respectivamente. Estes eventos apresentaram chuva média de 77 mm/24 horas.

As Figuras 4.1 e 4.2 mostram os compostos de altura geopotencial em 500 hPa dos eventos de chuvas intensas, com 41 casos, e dos eventos extremos de chuvas intensas, com 7 casos (casos 1, 2, 7, 11, 12, 15 e 17 - Tabela 3.1).

Nelas pode-se observar um cavado, com leve inclinação para oeste, em relação a latitude, que desloca-se do Pacífico Sudeste até o leste do continente sul-americano. Entre os dias -5 e -4 é observada uma amplificação deste cavado a oeste do continente sul-americano, nos compostos dos eventos extremos. Uma queda de altura geopotencial de aproximadamente 60 mgp é observada na posição de 35°S e 85°W, no eixo do cavado. O movimento para leste de aproximadamente 20° em 4 dias é considerado lento. Entre os dias -1 e 0 uma atenuação na amplitude é observada e uma divisão neste cavado ocorre. A parte mais ao norte permanece sobre o oeste do continente sul-americano enquanto que a parte mais ao sul desloca-se para leste. É clara a diferença nas amplitudes entre os dois compostos. Por exemplo, no dia -3 a altura geopotencial nos compostos dos casos extremos no eixo do cavado em 35°S

foi de 5640 mgp, enquanto que nos compostos de todos os casos intensos ela é 5700 mgp.

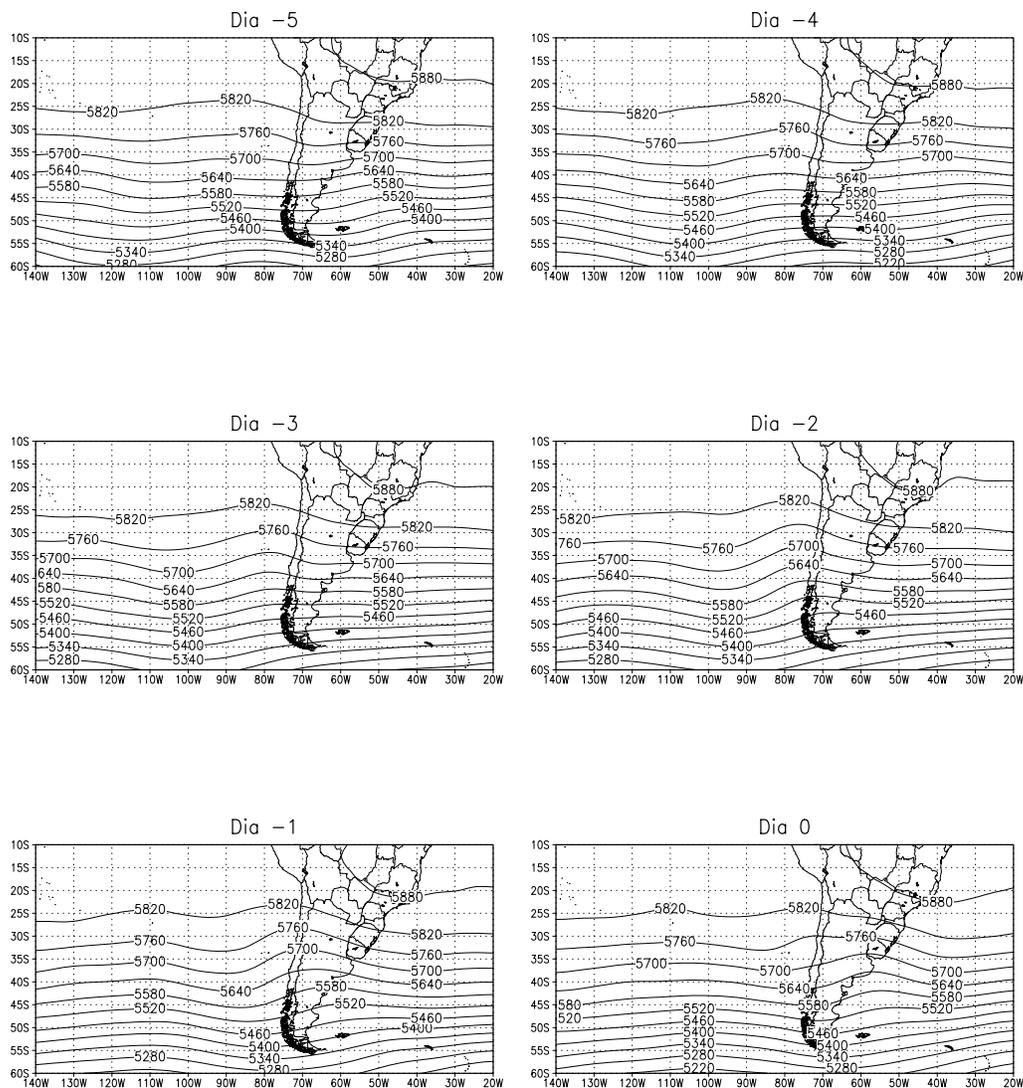


FIGURA 4.1 – Campos compostos de altura geopotencial (mgp) em 500 hPa e 1200 TMG, dos 41 casos de chuva intensa ocorridos no Outono.

A aparente atenuação da onda observada entre os dias -1 e 0 talvez esteja associada a Cordilheira dos Andes. Em um escoamento zonal que passa sobre uma alta cadeia de montanhas orientadas norte-sul, uma crista sobre a montanha e um cavado a

sotavento desta, estacionários, são observados (Satyamurty et al., 1980). Esta crista provoca a atenuação observada enquanto que o cavado intensifica a onda migratória na costa leste do continente.

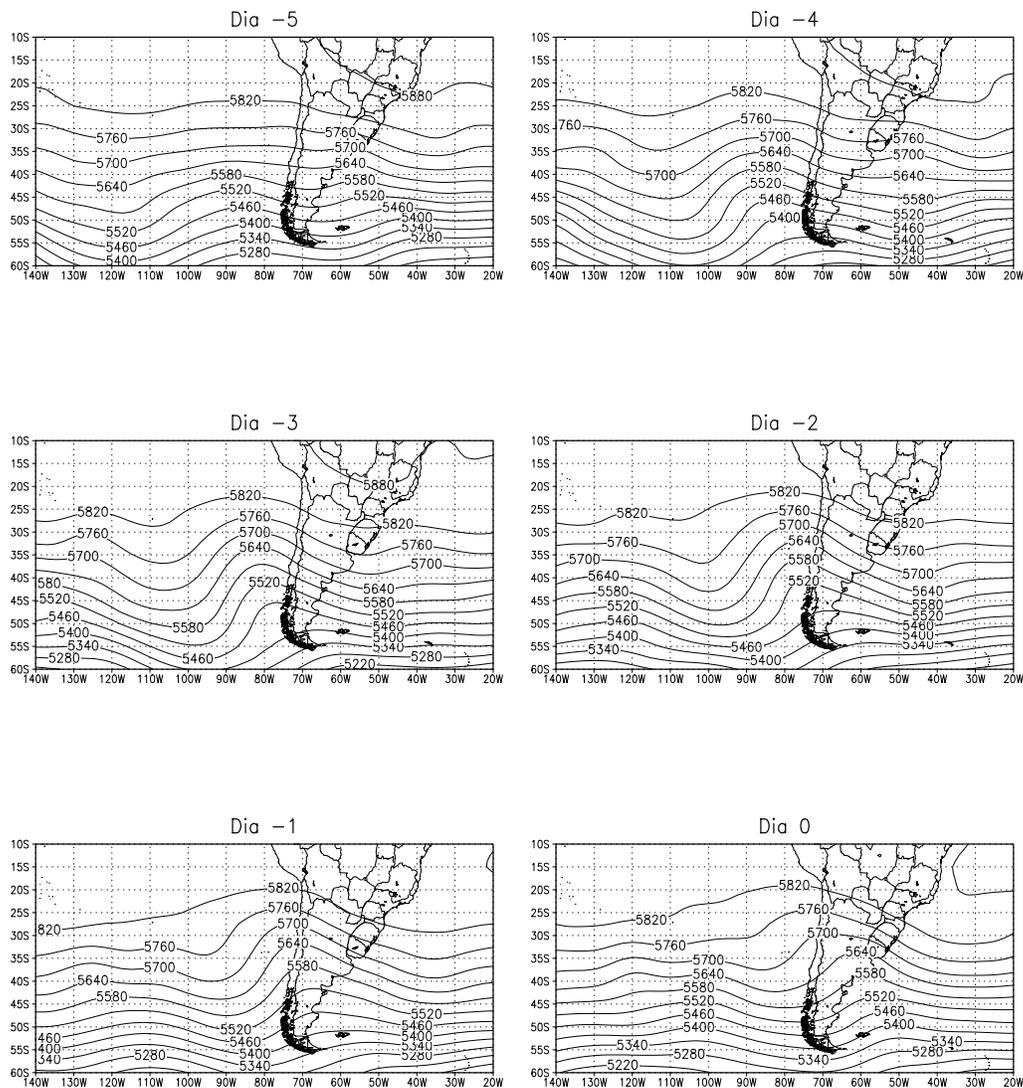


FIGURA 4.2 – Como na Figura 4.1, exceto dos 7 casos extremos de chuva intensa.

Na Figura 4.3, os campos compostos de PNMM dos casos extremos são apresentados. Nestes campos observa-se a formação de um sistema de baixa pressão no norte da Argentina e Paraguai entre os dias -4 e -3. Este centro de baixa pressão intensifica-se

permanecendo parado sobre a região de formação entre os dias -2 e -1. A formação e a intensificação deste centro se deve a aproximação do cavado em 500 hPa e a advecção da vorticidade ciclônica na média troposfera. No dia 0 observa-se um cavado sobre a Região Sul e Paraguai, o qual é a manifestação da ligação entre o centro de baixa pressão e um cavado migratório ao sul de 40°S. A leste do centro de baixa pressão, o gradiente zonal de pressão sugere a intensificação dos ventos de norte sobre o estado do Mato Grosso do Sul e oeste da Região Sul.

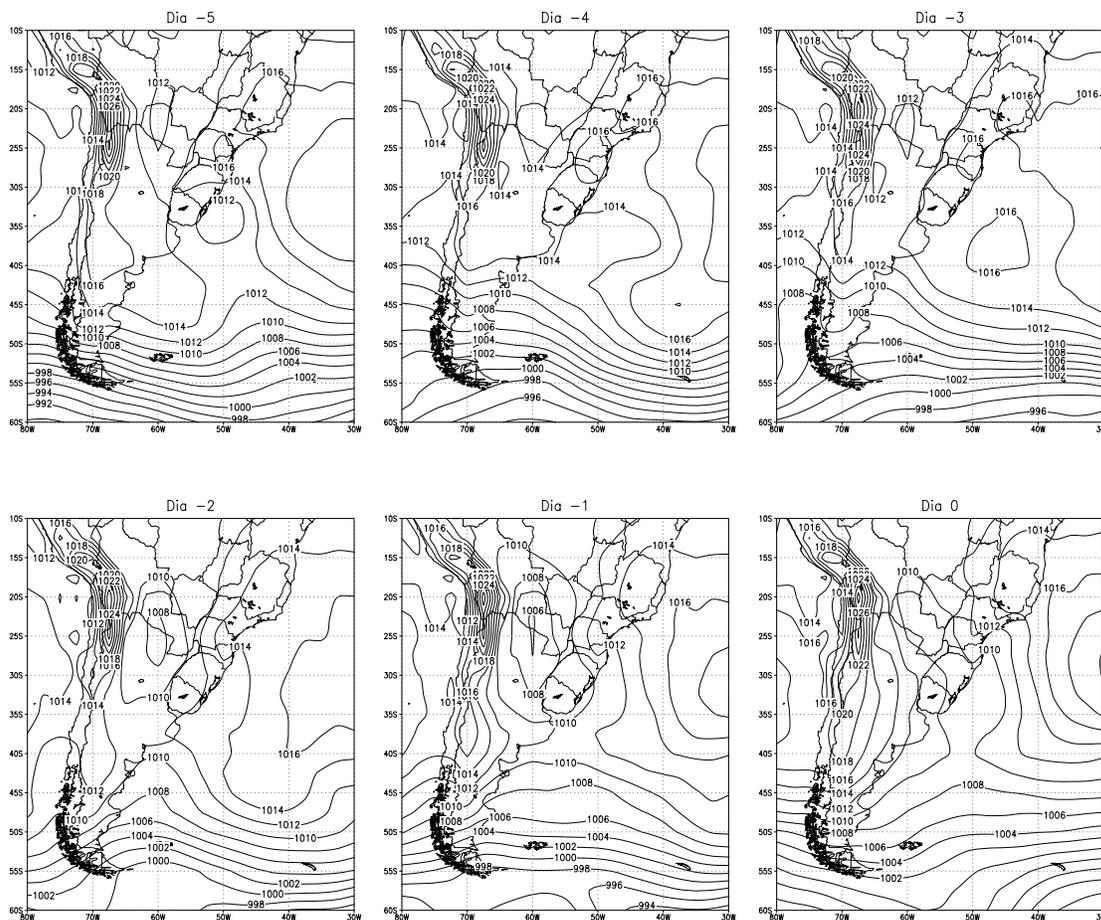


FIGURA 4.3 – Como na Figura 4.2, exceto da PNMM (hPa).

Não existem grandes diferenças entre os compostos de PNMM dos casos de chuvas intensas (não mostrados) e os casos extremos de chuvas intensas. O centro de baixa pressão observado nesta figura é apenas 2 hPa mais profundo que o observado nos compostos de 41 casos, mostrando que a PNMM talvez não seja um bom indicador

da ocorrência de um evento de chuva intensa.

A Figura 4.4 apresenta os compostos do vento meridional em 850 hPa, para os 7 casos extremos ocorridos no outono. Intenso escoamento de norte (núcleo de valores negativos) é observado nos dias -2, -1 e 0, sobre o Paraguai. Entretanto, cinco dias antes da ocorrência de chuva na Região Sul do Brasil observa-se escoamento de norte sobre o Paraguai e Brasil Central, porém com uma intensidade menor. No dia -1 este escoamento atinge o seu máximo de velocidade de 14 m/s. No dia 0 o núcleo de máxima velocidade encontra-se sobre o oceano, mas ainda existe escoamento de norte sobre a maior parte do Brasil, Paraguai e Bolívia. As diferenças entre os casos intensos (não mostrados) e extremos são de aproximadamente 2 m/s, a partir do dia -2.

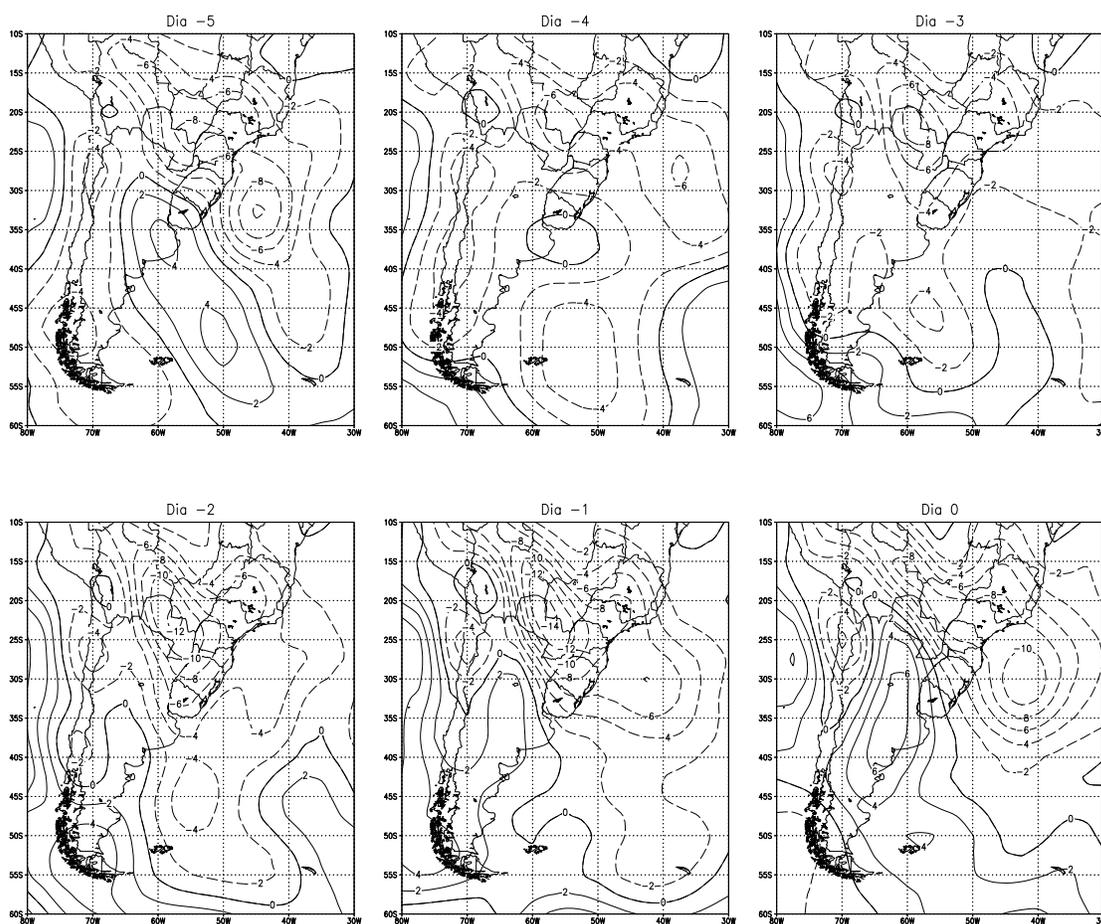


FIGURA 4.4 – Como na Figura 4.2, exceto do vento meridional (m/s) em 850 hPa.

Bonner (1968) definiu três critérios de velocidade para a identificação de jatos de baixos níveis com o objetivo de obter uma amostra que desse validade estatística ao seu estudo. O primeiro critério determina que a velocidade máxima do escoamento em baixos níveis seja maior que 12 m/s com uma diminuição do vento, na vertical, de 6 m/s, até o nível de 3 km. Velocidades máximas de 16 e 20 m/s com própria diminuição da velocidade de 8 e 10 m/s, com a altura, foram estipuladas para os critérios 2 e 3, respectivamente.

A identificação de jatos em baixos níveis foge do escopo deste estudo. Todavia, acredita-se que o núcleo de ventos máximos de norte na Figura 4.4 seja a manifestação do Jato em Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS). Portanto, neste estudo, devida importância é dada à velocidade do escoamento de norte em 850 hPa.

A Figura 4.5 apresenta os campos compostos de convergência do fluxo de umidade em 850 hPa, dos casos extremos. É interessante notar que a convergência de fluxo de umidade é observada sobre a Região Sul, norte da Argentina e Bolívia cinco dias antes da ocorrência da chuva intensa. No dia de máxima convergência (dia -1) os valores superam $1,2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ sobre o sul do Brasil. Um pequeno deslocamento para leste do núcleo de convergência durante os 4 dias que precedem o evento acompanha o deslocamento da posição dos ventos meridionais máximos visto na Figura 4.4.

As diferenças entre estes campos e os compostos para os 41 casos de chuvas intensas (não mostrados) em termos de magnitude da convergência do fluxo de umidade não são muito grande: $0,9 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ versus $1,2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$. Em seu estudo para os Estados Unidos, Junker et al. (1999) encontraram maiores diferenças deste parâmetro entre os eventos mais e menos extremos: $0,1 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ versus $2,9 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$.

Os compostos do campo de vento zonal em 250 hPa para os casos extremos de chuvas são apresentados na Figura 4.6. Nestes campos observa-se, freqüentemente, velocidades superiores a 30 m/s sobre a Região Sul. Um centro de máxima velocidade é observado sobre o norte do Chile no dia -2. Sua intensidade aumenta e tem um deslocamento para leste entre os dias -2 e 0. No dia -1 ocorre um alongamento do centro de máxima velocidade que se divide em dois.

As diferenças entre os casos extremos e os casos intensos (não mostrados) são observadas na velocidade que é maior para os extremos e na posição do centro

de máxima velocidade localizado mais a leste nos casos intensos. A diferença na velocidade é da ordem de 5 m/s. Todavia, a propagação para leste do centro de máxima velocidade é melhor evidenciada nos compostos para os casos intensos. Nos dias -1 e 0 o centro de máxima velocidade situa-se sobre o oceano, influenciando o tempo na Região Sul. Esta região favorece à convecção devido as circulações secundárias provocadas pelas acelerações na entrada do núcleo do jato.

A Figura 4.7 mostra os campos compostos de advecção de temperatura em 850 hPa para os casos extremos. Existem poucas diferenças entre estes campos e os campos para os 41 casos intensos (não mostrados). Destaca-se a advecção quente da ordem de $0,8 \times 10^{-4} \text{ Ks}^{-1}$ mostrada no dia -1 sobre o nordeste argentino e sul do Brasil. Esta advecção equivale a um aquecimento de aproximadamente 8 K em 24 horas. Novamente, as diferenças restringem-se à intensidade da advecção que foi da ordem de 0,1 a $0,2 \times 10^{-4} \text{ Ks}^{-1}$, a partir do dia -2.

Observa-se advecção quente sobre a Região Sul nos cinco dias que antecedem a chuva. Esta advecção permanece constante entre os dias -5 e -3, aumenta de intensidade entre os dias -3 e -1 para então diminuir no dia 0. No dia 0 a região de maior advecção quente acompanhou o deslocamento observado do máximo no campo do vento. A partir do dia -4 observa-se advecção fria sobre o sul da Argentina. Nos dias posteriores (dia -3 ao dia 0) esta advecção migrou para norte, intensificando-se entre os dias -1 e 0.

Estas advecções podem realçar o gradiente térmico em superfície podendo resultar em frontogênese ou em ciclogênese, dependendo da configuração do escoamento. Observando a Figura 4.4 nota-se que o escoamento meridional favorece à intensificação do gradiente térmico em baixos níveis e ao processo de frontogênese.

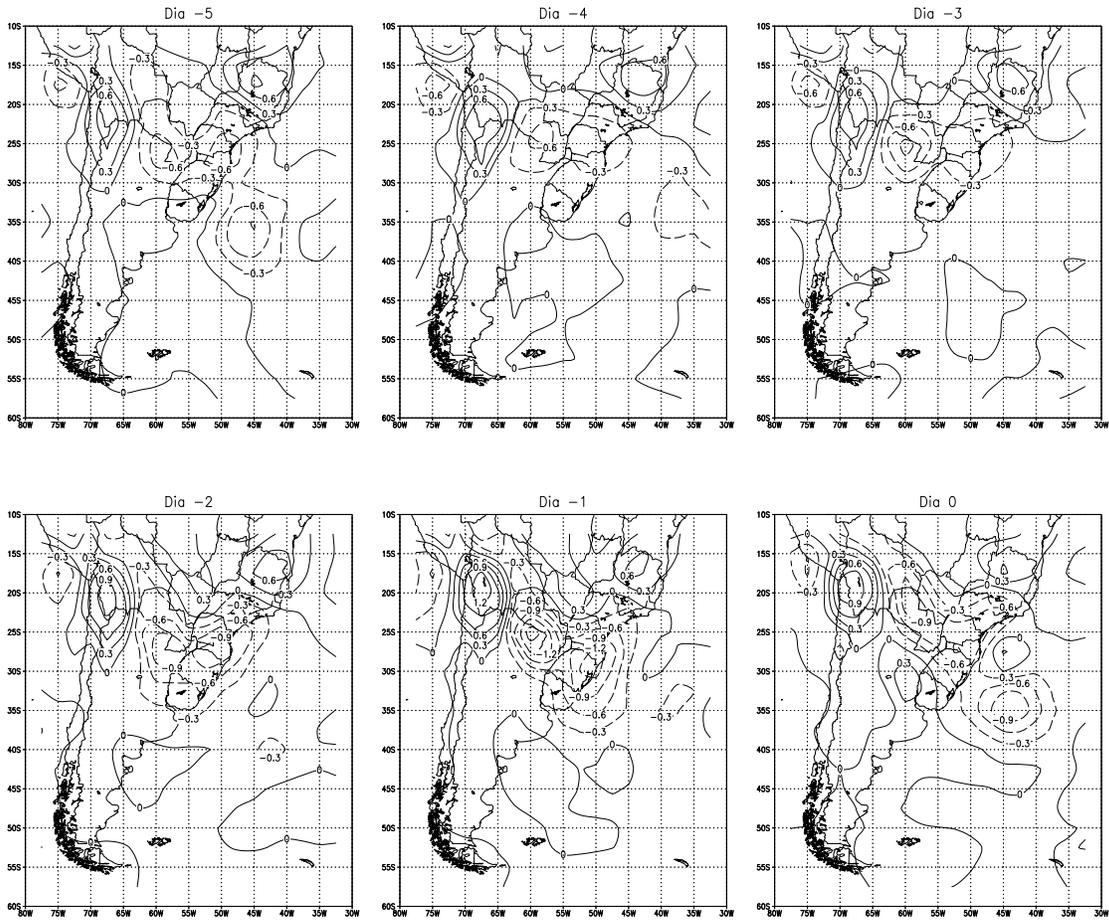


FIGURA 4.5 – Como na Figura 4.2, exceto da convergência do fluxo de umidade (10^{-7} s^{-1}) em 850 hPa.

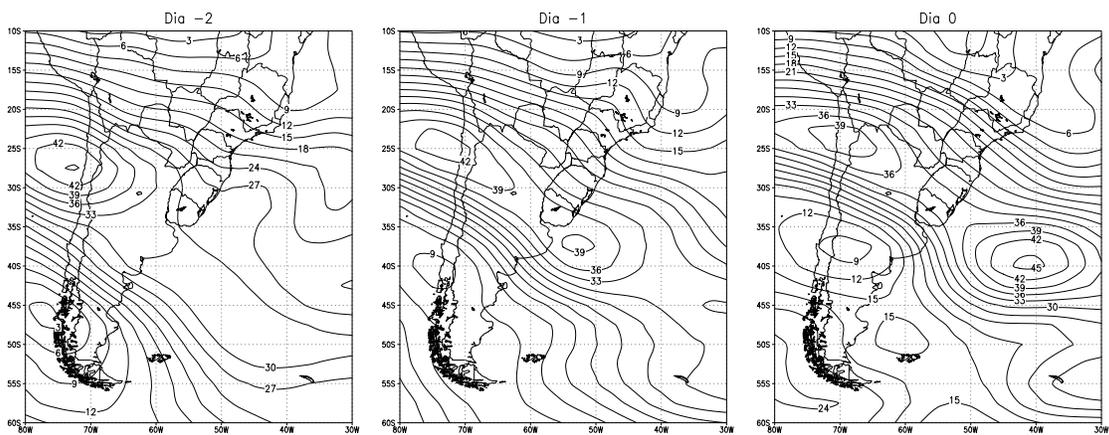


FIGURA 4.6 – Como na Figura 4.2, exceto do vento zonal (m/s) em 250 hPa.

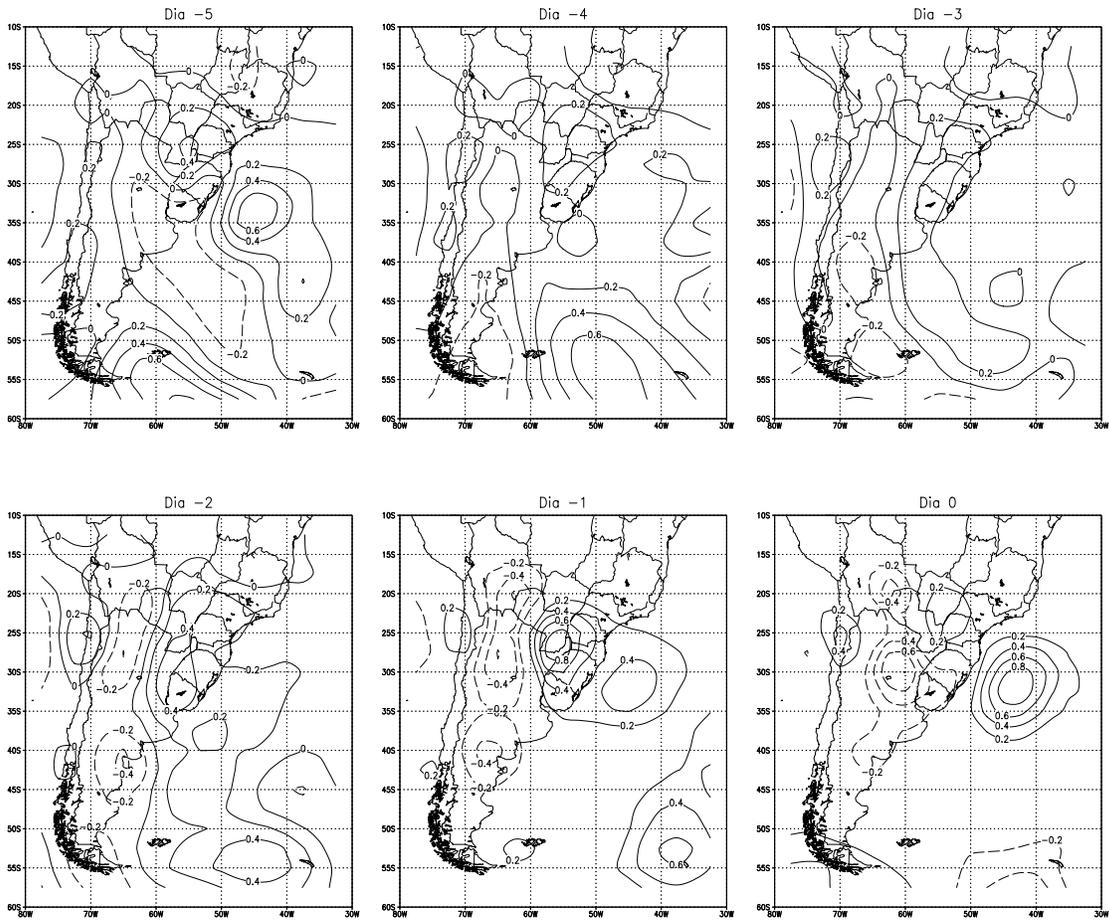


FIGURA 4.7 – Como na Figura 4.2, exceto da advecção de temperatura (10^{-4} Ks^{-1}) em 850 hPa.

4.2 Inverno

A estação de inverno (JJA) apresentou 44 casos de chuva intensa. Os eventos ocorridos nesta estação apresentaram áreas médias de aproximadamente 5.000 km^2 e 53.000 km^2 para as isoietas de 100 mm e 50 mm, respectivamente. A chuva média na área pertinente à isoietas de 50 mm foi de aproximadamente 72 mm/24 horas. A abrangência espacial e a intensidade médias da chuva foram menores que no outono.

Os campos compostos de altura geopotencial em 500 hPa, para os 4 casos extremos, mostram uma onda migratória que desloca-se para leste durante os cinco dias que antecede a chuva com uma velocidade de propagação da onda de 30° em 4 dias, maior que no outono (Figura 4.8). Maior velocidade de propagação se deve, provavelmente,

a maior intensidade dos ventos na alta troposfera. Nesta estação, um cavado de pequena amplitude é observado sobre a Região Sul no dia -5. Entre os dias -5 e -4 este cavado amplifica e desloca-se para leste nos dias posteriores. Uma crista, corrente acima do cavado, é observada sobre a Região Sul no dia -2. Nos dias seguintes (dias -1 e 0) a região corrente abaixo de um cavado a oeste da Região Sul do Brasil, advecta vorticidade ciclônica a esta região.

Poucas diferenças são notadas entre os compostos de PNMM para os 44 casos intensos e 4 casos extremos (casos 5, 6, 8 e 9 - Tabela 3.1). As diferenças restringem-se as magnitudes destes campos. Nos casos extremos foi observado um centro de baixa pressão 6 hPa mais profundo. No outono a diferença também foi pequena e menor que a observada no inverno. A Alta Subtropical do Atlântico Sul é mais intensa que no outono. Com isso o gradiente de pressão zonal é maior e os ventos meridionais mais intensos, próximo à superfície.

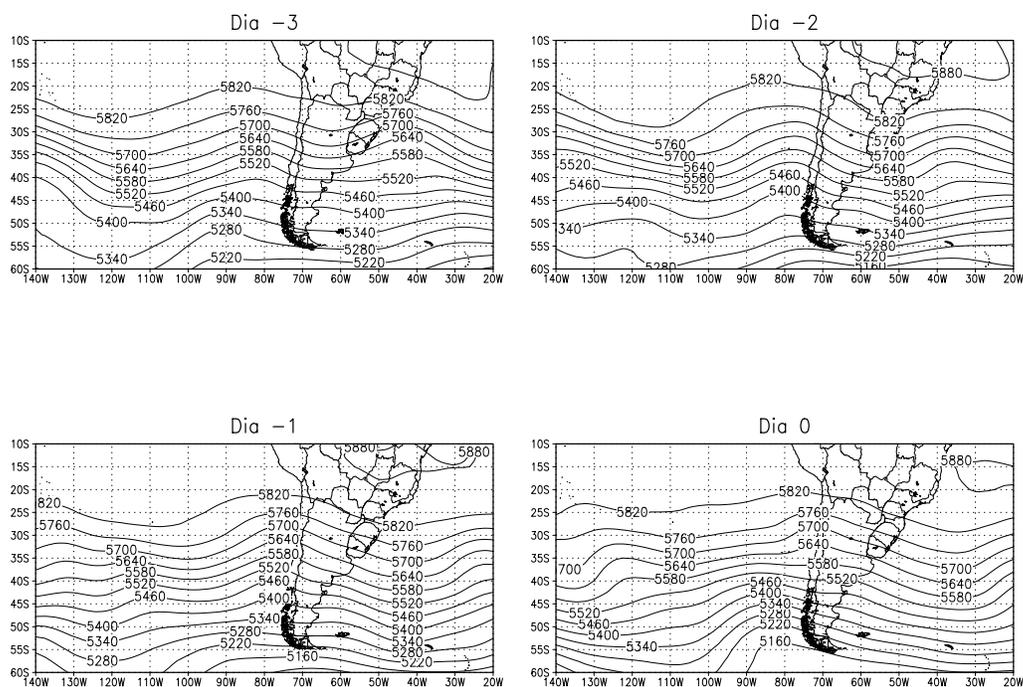


FIGURA 4.8 – Como na Figura 4.2, exceto para o inverno.

Os compostos de escoamento meridional em baixos níveis para os casos extremos

e para os casos intensos (ambos não mostrados) também apresentaram pequenas diferenças. Nos eventos extremos, os ventos meridionais tiveram velocidades máximas maiores que nos casos intensos, em aproximadamente 2 m/s. As velocidades observadas foram similares àquelas observadas na estação do outono. Além disso, mesmas posições geográficas foram observadas nestas duas estações.

Os compostos de vento zonal em 250 hPa mostraram que a velocidade deste escoamento em altos níveis foi praticamente a mesma nos casos extremos e nos casos intensos. Entretanto, valores superiores a 45 m/s foram observados nos casos extremos. Como notado anteriormente, o escoamento mais intenso deve deslocar a onda sinóptica com maior velocidade para leste. No outono, as velocidades foram um pouco inferiores, mas a configuração dos campos foi similar.

Mesmas características vistas no outono foram observadas na convergência do fluxo de umidade em baixos níveis. Surpreendentemente, os casos extremos não apresentaram valores muito superiores aos dos casos intensos. Isto pode ser causado por uma menor disponibilidade de umidade nesta estação do ano. As posições geográficas dos centros de máxima convergência foram as mesmas. Os valores observados para a convergência do fluxo de umidade foram da ordem de $1,2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$

A advecção de temperatura apresenta valores relativamente mais intensos nesta estação. A diferença mais notável foi observada na advecção fria, aproximadamente três vezes maior que o observado no outono, em torno de $-1,2 \times 10^{-4} \text{ Ks}^{-1}$ ou -10 K/dia . Isso se deve a grandes contrastes térmicos nesta estação do ano. No outono ela foi da ordem de $-0,4 \times 10^{-4} \text{ Ks}^{-1}$. O inverno normalmente tem penetração de sistemas frontais mais intensos no continente sul-americano. Novamente, os campos não apresentam diferenças quanto à posição geográfica e abrangência espacial. A Figura 4.9 ilustra o mencionado.

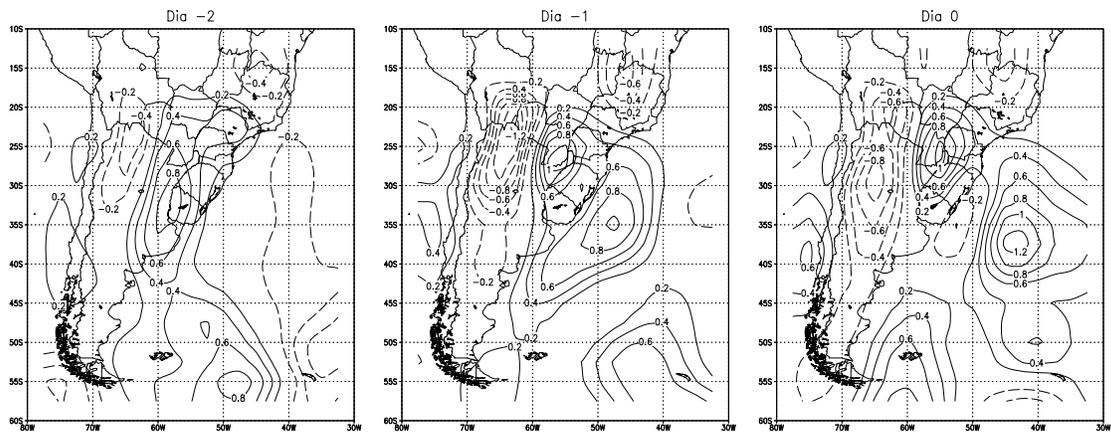


FIGURA 4.9 – Como na Figura 4.7, exceto para o inverno.

4.3 Primavera

Os 48 casos selecionados na primavera (SON) tiveram áreas médias em torno de 3.000 km² e 64.000 km² nas isoietas de 100 e 50 mm, respectivamente. Apresentaram chuva média em torno de 72 mm/24 horas. As chuvas nesta estação apresentaram um QCI menor que o outono, mas foram mais abrangentes que no inverno.

Os compostos de altura geopotencial na média troposfera para os 4 casos extremos (Figura 4.10), na primavera (casos 3, 4, 13 e 16 - Tabela 3.1), possuem configuração e intensidade similares aos do outono. Algumas diferenças são observadas, em relação a estação do outono. Entre as principais cita-se a inclinação do cavado para leste e a posição do cavado sobre a Região Sul no dia 0, enquanto que no outono ele estava sobre a Argentina Central. Uma propagação similar a do inverno é observada nesta estação. Em 35°S, no eixo do cavado, a altura geopotencial é de aproximadamente 5580 mgp.

Os compostos da PNMM para esta estação (não mostrados) apresentaram a intensificação de um centro de baixa pressão sobre o Paraguai entre os dias -4 e -1. Este centro é mais intenso que os observados nas estações do inverno e outono. É importante ressaltar que neste período, entre os dias -4 e -2, uma crista na média troposfera influenciou a Região Sul e norte da Argentina. Entre os dias -1 e 0, quando o cavado em 500 hPa desloca-se para estas regiões a chuva ocorreu.

Os compostos do vento meridional para os 48 casos de chuva intensa (não mostrados)

desta estação apresentam os mesmos padrões descritos para as estações do outono e inverno. Somente nos compostos para os 4 casos extremos (não mostrados) houveram algumas diferenças quanto a abrangência espacial do escoamento de norte, que foi mais extensa. Enquanto nas estações do outono e inverno o centro de máxima velocidade tinha uma orientação noroeste-sudeste, na primavera a orientação observada foi norte-sul no dia -2 e noroeste-sudeste nos dias posteriores.

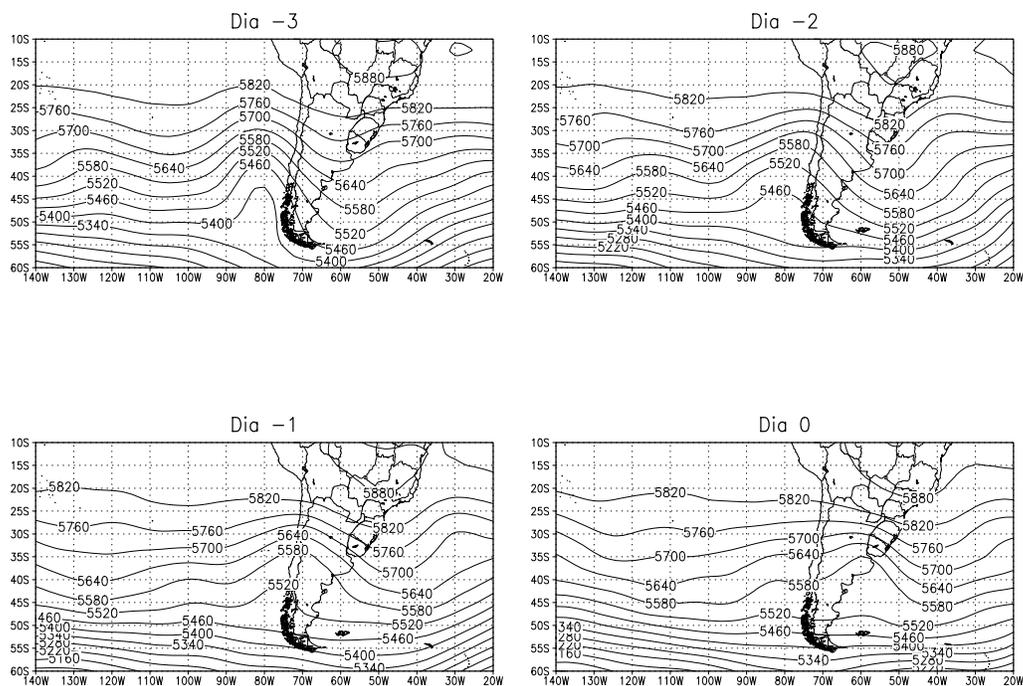


FIGURA 4.10 – Como na Figura 4.2, exceto para a primavera.

A convergência do fluxo de umidade, nos compostos dos 48 casos de chuva intensa, comportou-se de maneira semelhante a do outono com uma área de convergência situada sobre o Paraguai, nordeste da Argentina e Região Sul. Para os casos extremos observaram-se algumas diferenças: este parâmetro teve aproximadamente o dobro de magnitude da observada nas estações do outono e inverno, e uma forte convergência em 700 hPa. A convergência neste nível (Figura 4.11) foi quase da mesma magnitude da observada em 850 hPa: $1,5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ em 850 hPa e $1,2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ em 700 hPa. Nas estações do outono e inverno foi menor que $0,3 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$. Konrad II (1997)

observou que a maior parte dos eventos de chuva intensas ocorridos no sudeste dos Estados Unidos estiveram associada com altos níveis de umidade em 700 hPa.

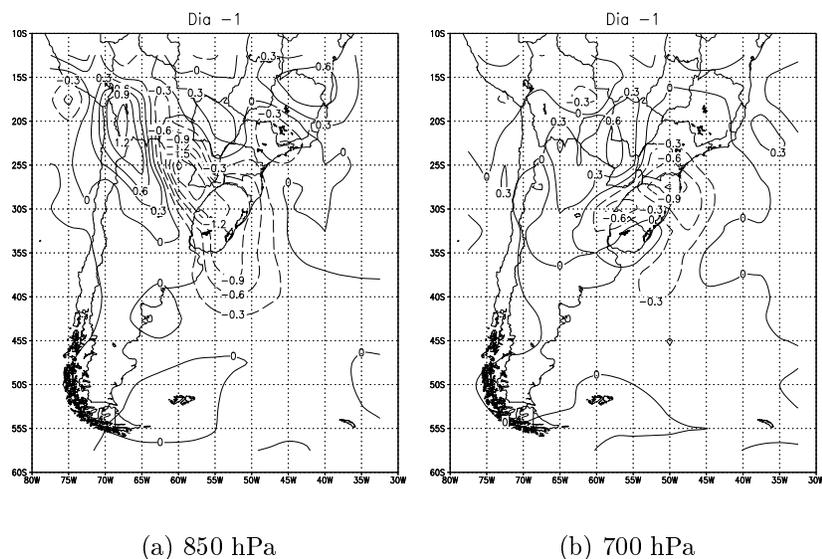


FIGURA 4.11 – Como na Figura 4.5, exceto para o dia -1, na primavera.

A advecção quente, nesta estação, é um pouco maior que nas estações descritas anteriormente. As maiores diferenças quanto a intensidade são observadas nos casos extremos. Na primavera a advecção termal, tanto quente quanto fria, é praticamente o dobro da observada no outono chegando a um máximo de $1,5 \times 10^{-4}$ K/s no dia -1. Indicando que forte advecção quente está relacionada com os eventos extremos de chuva. Esta advecção quente, neste dia, abrange toda a Região Sul. Junker et al. (1999) observaram que uma das principais diferenças entre a categoria de eventos mais extremos e a de eventos menos intensos foi a força da advecção de temperatura.

Os campos compostos para o vento zonal em 250 hPa para a primavera exibiram características bem similares as observadas no inverno. Possuem máximo de velocidade, superior a 40 m/s, e eixo de máxima velocidade curvado anticiclonicamente. A diferença foi observada na curvatura que foi muito proeminente nesta estação. Outra diferença foi a atuação do centro de máxima velocidade: na primavera ele afetou a Região Sul e adjacências cinco dias antes da chuva enquanto que no inverno esta influência se deu a partir do dia -2.

4.4 Verão

Na estação de verão (DJF) ocorreram 37 casos de chuvas intensas cujas áreas médias das isoietas de 100 mm e 50 mm tiveram aproximadamente 3.000 km² e 50.000 km², respectivamente. Os casos apresentaram chuva média dentro da área da isoietas de 50 mm de aproximadamente 78 mm/24 horas. A abrangência é bem similar à da primavera, todavia a intensidade da chuva é a mais alta.

Os campos compostos de altura geopotencial em 500 hPa dos 2 casos extremos (casos 10 e 14 - Tabela 3.1), para o verão (Figura 4.12), apresentam algumas diferenças interessantes em relação aos mesmos compostos para o outono. O cavado associado com as chuvas na Região Sul tem amplitude menor e uma inclinação para oeste maior que no outono. Como no outono, a velocidade de propagação também é baixa, em torno de 20° em 4 dias. A altura geopotencial no eixo do cavado, na latitude de 35°S, é sempre maior que 5700 mgp. Esta é uma característica do verão e se deve a menor baroclinia nesta estação do ano. Uma pequena crista é observada a noroeste da Região Sul do Brasil nos dias -2, -1 e 0.

A evolução descrita acima concorda com a observada por Doswell et al. (1996) e Maddox et al. (1979) para os casos de chuvas intensas na estação quente dos Estados Unidos. Como mencionado anteriormente, uma crista na média troposfera pode contribuir para que diversos ingredientes, tais como umidade e calor, reúnam-se na região abaixo do seu eixo. A aproximação de um cavado na média troposfera, por exemplo, favorece ao movimento vertical disparando a convecção sobre a região.

Os campos compostos de PNMM mostraram o surgimento de um centro de baixa pressão entre os dias -2 e -1. No outono esta formação ocorreu entre os dias -4 e -3. Contudo, o valor da PNMM no centro de baixa pressão, no verão, foi aproximadamente igual a do outono e inverno, em torno de 1005 hPa no dia -1. O aprofundamento deste centro também foi observado em todas as estações. O centro de pressão apresentou uma queda de aproximadamente 5 hPa no verão e entre 2 e 3 hPa no outono e primavera, entre os dias -2 e -1. No inverno esta queda foi observada entre os dias -1 e 0.

Os campos compostos de convergência do fluxo de umidade e vento meridional em 850 hPa também não tiveram grandes diferenças em relação ao outono. As diferenças dizem a respeito a magnitude destes campos. Nos campos compostos para os 37 casos

intensos o escoamento meridional em baixos níveis apresentou velocidade inferior a observada nas outras estações (8 m/s de máxima velocidade). Entretanto, nos compostos dos 2 casos extremos a velocidade observada no verão foi de 18 m/s.

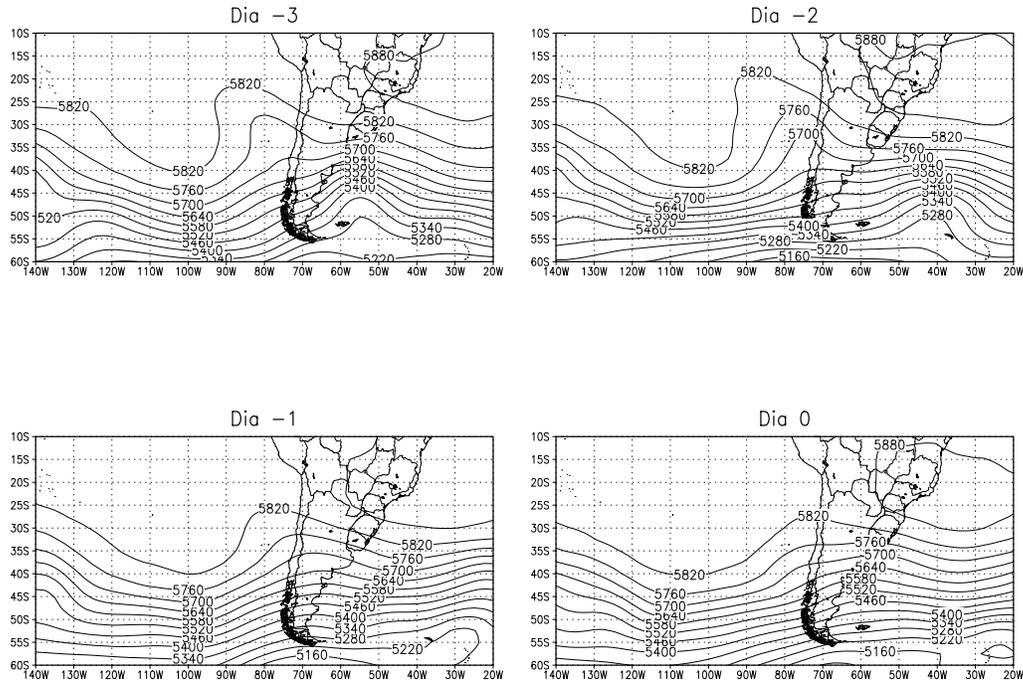


FIGURA 4.12 – Como na Figura 4.2, exceto para o verão.

A convergência do fluxo de umidade também foi maior nos casos extremos. Apresentou configuração semelhante a observada na primavera, exceto que no dia -1 a região de maior convergência esteve ao sul da Região Sul. Esta convergência chegou a quase o dobro da observada no outono, aproximadamente $2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$, similar ao observado por Junker et al. (1999) para os casos mais intensos. Igualmente ao observado na primavera, forte convergência de fluxo de umidade em 700 hPa, aproximadamente $1,2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$, também foi observada.

Fraca advecção quente foi observada nos compostos dos 37 casos de chuvas intensas ocorridos no verão. Maior advecção é observada no compostos dos casos extremos. Advecção de aproximadamente $0,6 \times 10^{-4} \text{ K/s}$ foi observada sobre a Região Sul no dia -2 e duplicando no dia seguinte. Indicando, como na primavera, que a advecção

tem grande influência na intensidade da chuva.

No verão foi mais destacada a influência do lado equatorial da entrada do centro de máxima velocidade, ao sul da Região Sul. Esta característica foi observada desde o dia -3 até o dia 0, quando ocorreu a chuva. Grandes diferenças na velocidade do vento zonal em 250 hPa foram observadas nos compostos dos 2 casos extremos de chuvas intensas. Velocidades de até 50 m/s foram observadas. Junker et al. (1999) observaram fortes ventos em altos níveis, tendo a região de chuva intensa situada no lado equatorial destes ventos. Possivelmente, devido à fraca baroclinia, a velocidade de propagação da onda sinóptica foi baixa, apesar de ventos zonais fortes nesta estação. Apenas dois casos foram extremos nesta estação. Isso pode fazer com que estes compostos não sejam representativos dos casos que ocorrem nesta estação.

CAPÍTULO 5

RELAÇÃO CHUVA INTENSA VERSUS PARÂMETROS METEOROLÓGICOS

Uma vez conhecidas as configurações das variáveis meteorológicas associadas aos eventos de chuva intensa, investiga-se as influências destas sobre a quantidade de chuva observada durante os eventos por meio dos campos de correlação linear entre QCI e parâmetros meteorológicos. A comparação destes campos com os compostos permite a identificar quanto uma dada configuração é responsável pelas chuvas intensas.

As melhores correlações entre a altura geopotencial e a chuva foram observadas na estação do outono. Deste modo, são mostrados todos os resultados para esta estação. Para as outras estações, as diferenças são ressaltadas com a apresentação de alguns campos, quando estes forem importantes.

5.1 Outono

Relembramos que a estação do outono (MAM) apresentou 41 casos de chuvas intensas na Região Sul do Brasil. A Figura 5.1 mostra os campos de correlação entre QCI e a altura geopotencial em 500 hPa, para o horário das 1200 TMG. Nota-se facilmente que a intensidade da chuva na Região Sul é favorecida por baixos valores de altura geopotencial no sul da Argentina cinco dias antes, indicado pela correlação negativa entre este parâmetro meteorológico e o QCI.

Um centro de máxima correlação negativa significativa, localizado entre 100°W e 80°W e em latitudes médias, desloca-se para nordeste entre os dias -5 e -3. Nos dias -2 e -1 aumenta a correlação e o centro de máxima correlação negativa permanece em aproximadamente 70°W . A localização e propagação deste centro aponta para a influência do cavado observado nos compostos. Nos dias -1 e 0, uma região de correlação positiva está presente a leste da Região Sul do Brasil. Esta região aponta para a influência da crista a leste da Região Sul, observada nos compostos. Em todos os 5 dias anteriores à chuva a correlação entre anomalias negativas de geopotencial e a chuva na Região Sul são estatisticamente significativas (entre -0,3 e -0,4, para os dias -5 a -2 e menores que -0,5 nos dias -1 e 0).

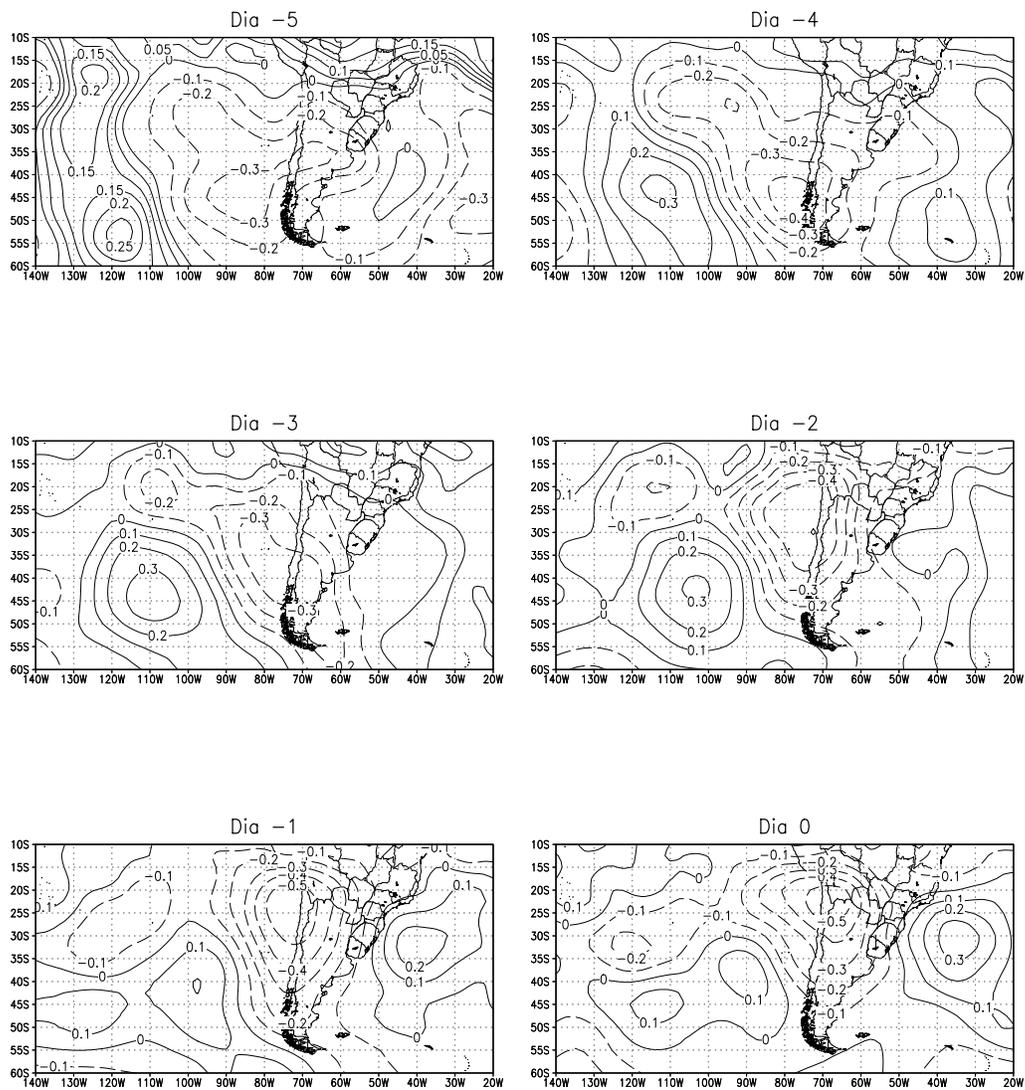


FIGURA 5.1 – Campos de correlação entre a altura geopotencial em 500 hPa e QCI, as 1200 TMG, para o outono. Os campos são adimensionais e linhas tracejadas indicam valores negativos. Intervalo entre as isolinhas de 0,1.

Na Figura 5.2 vê-se a correlação entre PNMM e o QCI. No dia -2 observa-se uma região de correlação negativa significativa no norte da Argentina, a oeste do Paraguai. No dia seguinte (dia -1) esta região aumenta em tamanho cobrindo o norte da Argentina e quase inteiramente o Paraguai. Esta se refere a influência do centro de baixa pressão no norte da Argentina (Baixa do Chaco) sobre a chuva no sul do Brasil. No dia 0, a relação já não é mais significativa. Uma área de correlação positiva pode ser notada a leste do continente sul-americano, indicando que a aproximação da Alta Subtropical do Atlântico Sul ao continente exerce influência significativa sobre os episódios de chuva intensa. A dois dias da ocorrência da chuva ela está a leste do estado da Bahia. Nos dias posteriores, ela desloca-se para o sul e para o oceano. Entre os dias -2 e -1 esta correlação tem um aumento em magnitude.

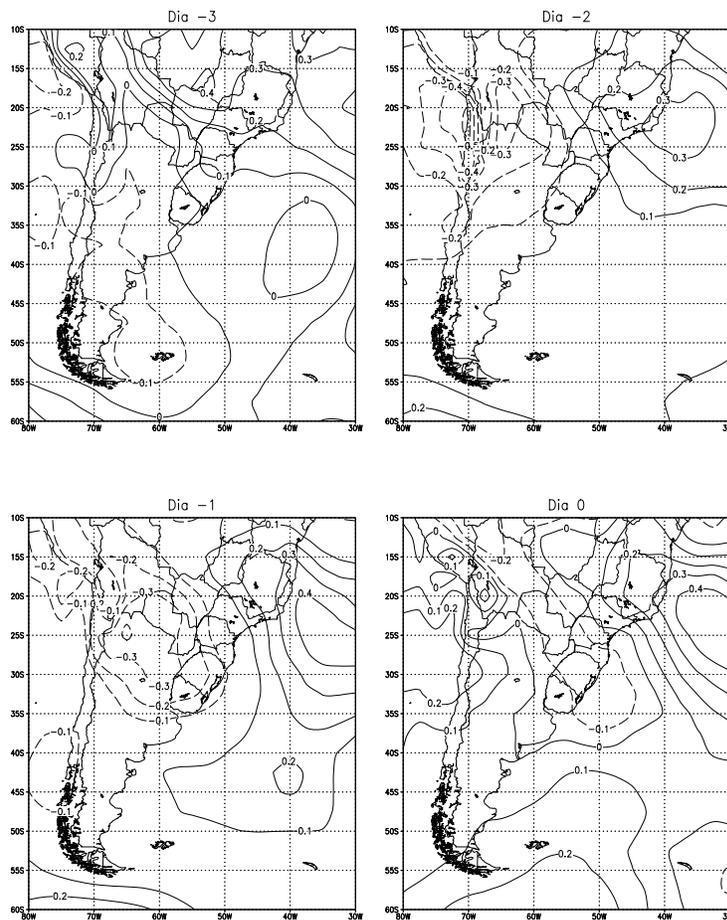


FIGURA 5.2 – Como na Figura 5.1, exceto entre PNMM e QCI.

A Figura 5.3 mostra os campos para a correlação entre a componente meridional do vento em 850 hPa e o QCI. Uma área de correlação negativa significativa presente no dia -2 aumenta em tamanho e magnitude no dia posterior (dia -1). Observa-se um pequeno deslocamento longitudinal da área de correlação entre os dias -1 e 0. Apesar disso, nota-se uma preferência para a região de influência deste parâmetro situar-se sobre o Paraguai e Região Sul. A influência do escoamento de norte, associado ao JBNAS, é observada apenas a dois dias antes da ocorrência da chuva, nesta estação.

As posições das regiões de correlação são parecidas com as posições do núcleo de máximo do escoamento meridional observados nos compostos. É notável que, apesar da correlação ser significativa somente no dia -2, os campos compostos mostraram que há influência do escoamento meridional de norte na região do Paraguai desde o dia -5.

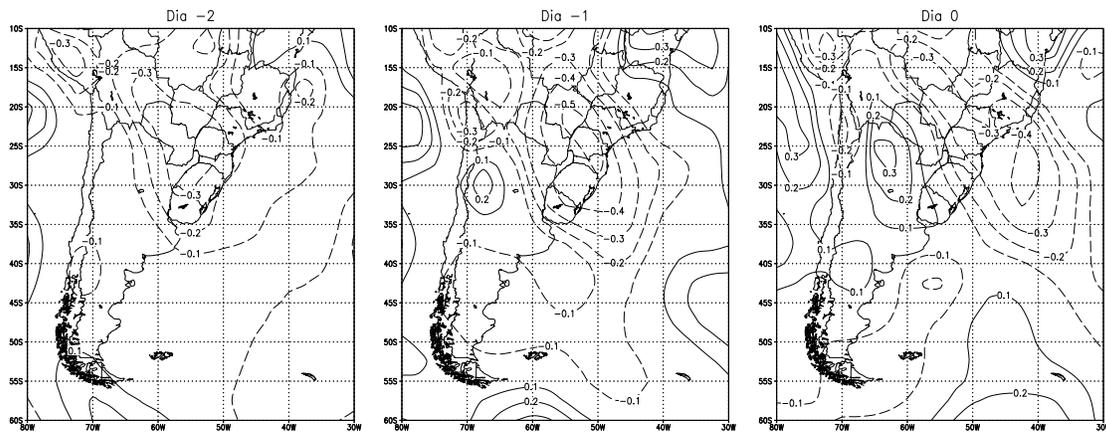


FIGURA 5.3 – Como na Figura 5.1, exceto entre vento meridional em 850 hPa e QCI.

Análises únicas do escoamento de norte a sotavento dos Andes não garante que tal escoamento seja um mecanismo transportador de umidade para as Região Sul do Brasil, nordeste da Argentina e Paraguai. A dúvida é elucidada através da análise de campos da divergência do fluxo de umidade. Nesta estação, a divergência do fluxo de umidade na Região Sul é correlacionada significativamente com a chuva a partir do dia -2 (Figura 5.4). Uma área de correlação negativa observada neste dia, no oeste do estado do Rio Grande do Sul, aumenta em tamanho e magnitude no dia posterior. Entre os dias -1 e 0, um deslocamento desta área para sudeste

é observado. Igualmente para o escoamento meridional, as correlações observadas entre a convergência do fluxo de umidade em 850 hPa e o QCI coincidem com as posições dos máximos desta convergência nos compostos.

A Figura 5.5 mostra a correlação entre o vento zonal em altos níveis e o QCI. Observa-se que a componente zonal em 250 hPa tem significativa relação com a chuva intensa na Região Sul apenas no dia -1. Nos outros dias não são observadas regiões de influências estatisticamente importantes. A configuração do campo de correlação sugere que o lado equatorial do jato subtropical tem influência na chuva intensa, como observado nos compostos para este parâmetro.

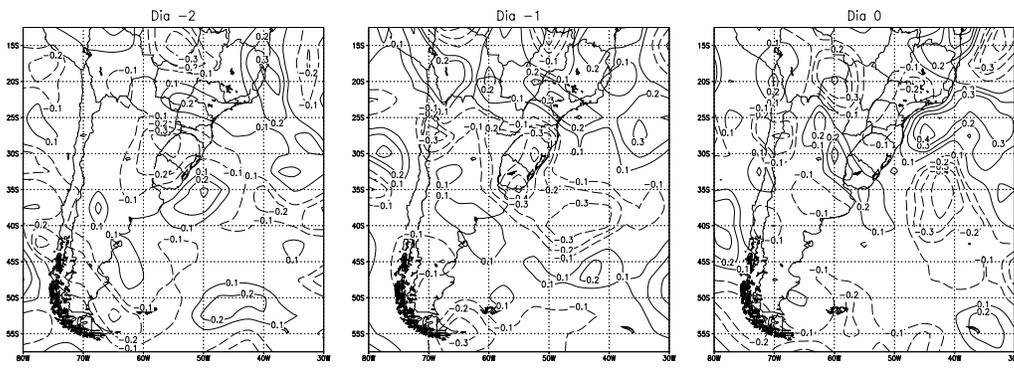


FIGURA 5.4 – Como na Figura 5.1, exceto entre $\nabla \cdot \vec{V}q$ em 850 hPa e QCI.

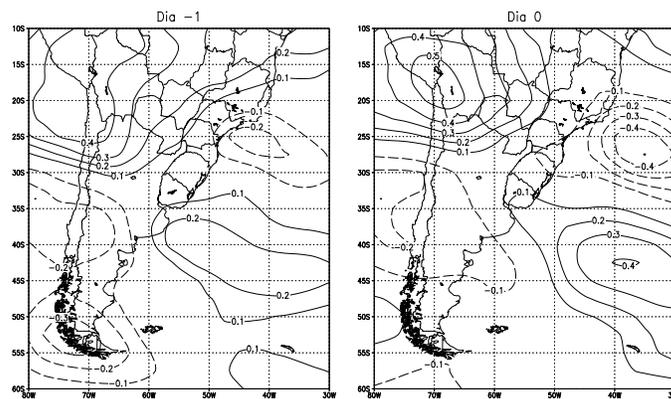


FIGURA 5.5 – Como na Figura 5.1, exceto entre vento zonal em 250 hPa e QCI.

5.2 Inverno

Relembramos que a estação de inverno (JJA) apresentou 44 casos de chuva intensa. A Figura 5.6 apresenta as correlações entre a altura geopotencial e o QCI. Observa-se, igualmente à estação do outono, influência significativa de anomalias negativas de geopotencial sobre a Região Sul na chuva intensa no sul do Brasil, cinco dias antes da chuva. Deslocamento das regiões de correlação para leste também é observado. Uma característica interessante desta estação é a correlação positiva observada próximo e sobre a Região Sul nos dias -2 e -1.

Os campos compostos para os 44 casos ocorridos nesta estação não mostraram claramente as correlações observadas. Estes campos mostram um cavado aproximando-se da Região Sul. Entretanto, os compostos 4 dos casos extremos mostraram que um cavado influencia a Região Sul no dia -5 e desloca-se para leste. Nos dias -2 e -1 uma crista está sobre a Região Sul, o que explica as correlações observadas nestes dias.

Nos campos de correlação entre PNMM e o QCI (Figura 5.7), no inverno, observa-se o deslocamento para leste de regiões de correlação negativa e positiva entre os dias -2 e 0. No outono, correlação negativa significativa foi observada nos dias -2 e -1 e a região de correlação positiva observada a leste da Região Sudeste, estava semi-permanente. Observou-se, nos compostos, a aproximação de um cavado em superfície na latitude de 45°S que explica a propagação para leste da região de correlação negativa.

As relações do escoamento meridional em 850 hPa e da convergência do fluxo de umidade com a chuva intensa na Região Sul do Brasil exibiram algumas diferenças entre as observadas no outono. Um deslocamento para leste das regiões de influência negativa e positiva do escoamento meridional é observado, com correlações negativas significativas observadas três dias antes da chuva (Figura 5.8). Nos compostos, foi observado a existência de escoamento de norte cinco dias antes da chuva sobre o Paraguai. Entretanto, as correlações indicam que somente na véspera da ocorrência da chuva este escoamento influencia as regiões adjacentes a Região Sul.

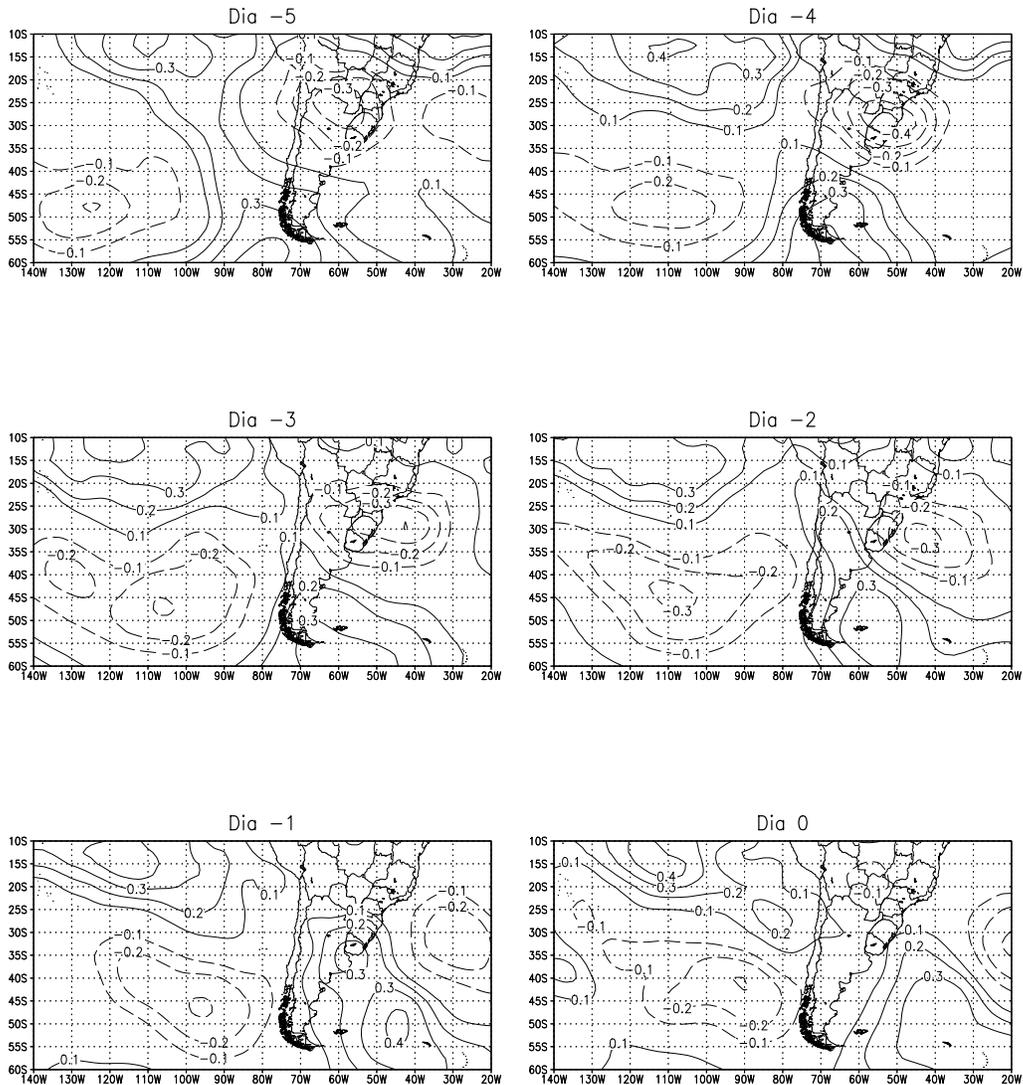


FIGURA 5.6 – Como na Figura 5.1, exceto para o Inverno .

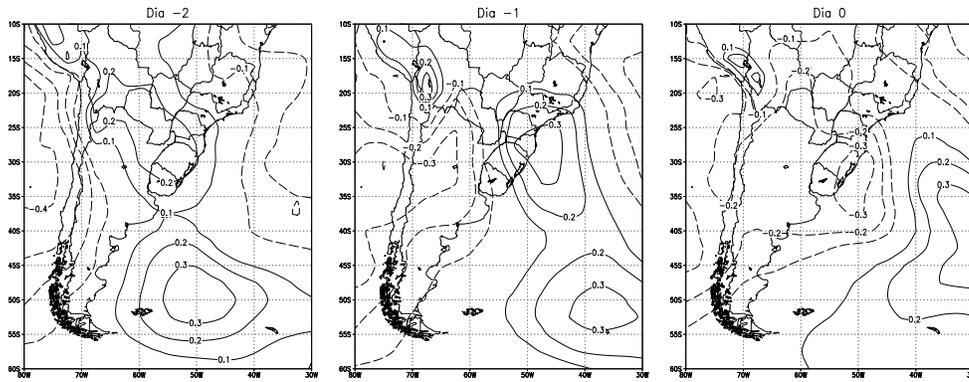


FIGURA 5.7 – Como na Figura 5.6, exceto entre PNMM e QCI.

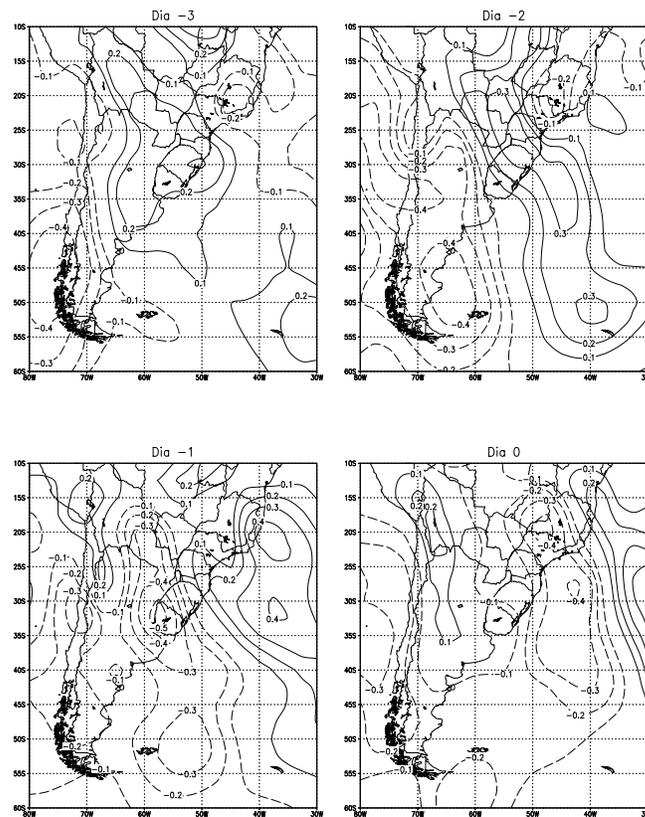


FIGURA 5.8 – Como na Figura 5.6, exceto entre vento meridional em 850 hPa e QCI.

Os campos de correlação entre a convergência do fluxo de umidade e o QCI (não mostrados) apresentaram algumas características semelhantes às aquelas observadas no outono, a dizer o deslocamento para sudeste entre os dias -1 e 0 e suas intensidades. Entretanto, as regiões de correlação negativa tiveram uma abrangência espacial relativamente maior que no outono. Os compostos para este parâmetro, indicaram que as regiões de correlação negativa são as influências das fontes de umidade.

Em altos níveis, o escoamento zonal apresentou correlações negativas significativas a oeste (dia -1) e sobre (dia 0) a Região Sul (Figura 5.9). Nos compostos para este parâmetro, a desaceleração do vento zonal em altos níveis, na saída do jato, está associada à esta correlação negativa.

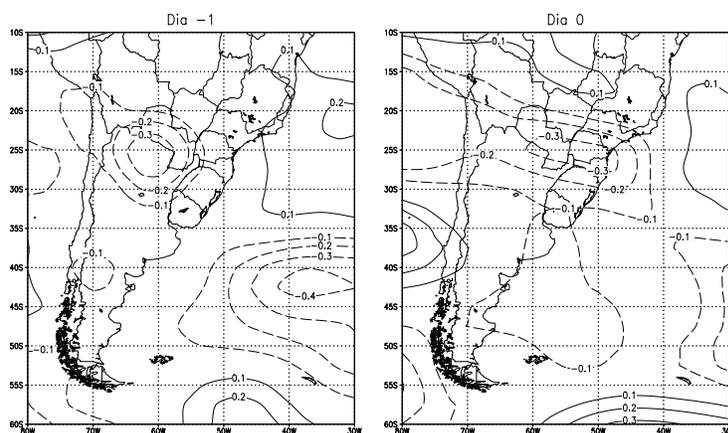


FIGURA 5.9 – Como na Figura 5.6, exceto entre vento zonal em 250 hPa e QCI.

5.3 Primavera

Relembramos que foram identificados 48 casos de chuva intensa na primavera (SON). Nesta estação, influência negativa significativa da altura geopotencial em 500 hPa sobre as chuvas ocorridas nesta estação, é observada a partir do dia -3 (Figura 5.10), isto é, influência do cavado sinóptico migratório na média troposfera.

Para os parâmetros restantes (PNMM, vento meridional e convergência do fluxo de umidade em 850 hPa) as correlações com a chuva mostraram-se muito similares aos do outono, tanto na configuração quanto na intensidade. A correlação entre a PNMM e a chuva na Região Sul, mostrada na Figura 5.11, apresenta um centro negativo deslocando-se para nordeste, da Argentina Central até a Região Sul do Brasil. Novamente, um cavado em superfície, em aproximadamente 40°S, foi responsável pela propagação desta influência negativa e formação do centro de baixa pressão sobre o Paraguai. As regiões de correlação positiva indicam a influência da crista associada à Alta Subtropical, como observado no inverno.

A correlação entre o escoamento meridional em baixos níveis e o QCI pode ser vista na Figura 5.12. A correlação é significativa entre os dias -2 e 0, e mais forte no dia -1 com CC menor que -0,4, apresentando similar comportamento ao observado na estação do outono. Estes campos mostraram regiões de correlação negativa próximas e sobre a Região Sul entre os dias -2 e -1. Igualmente ao observado nas estação do outono, as áreas de correlação negativa indicam as influências do escoamento de norte. Para a convergência do fluxo de umidade em 850 hPa foram observadas mesmas mesmas características tanto no valor da correlação com o QCI quanto na configuração espacial destas correlações.

Apesar de significativas, as relações entre o escoamento em altos níveis e a chuva não são fortes. Uma banda de correlação positiva sobre o norte da Argentina e sul do Brasil, com curvatura anti-horária, foi observada nesta estação. Além disso, estas relações existiram cinco dias antes da chuva, mostrando ser um fator importante à chuva intensa nesta estação. Os campos compostos mostraram que esta influência está associada a um jato no escoamento em altos níveis, curvado anticiclonicamente.

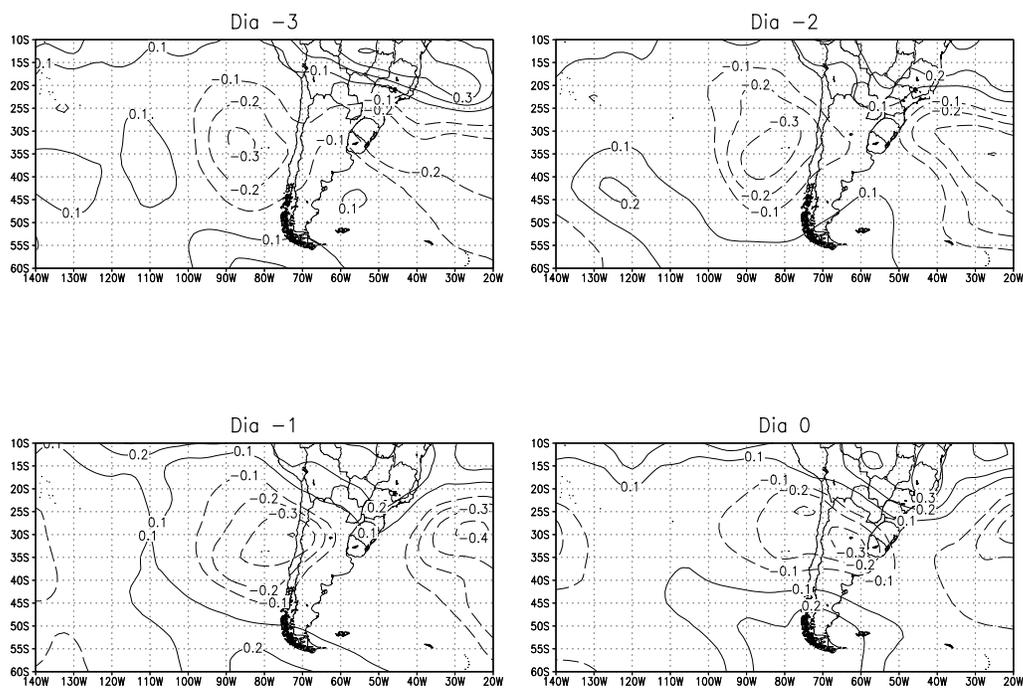


FIGURA 5.10 – Como na Figura 5.6, exceto para a Primavera .

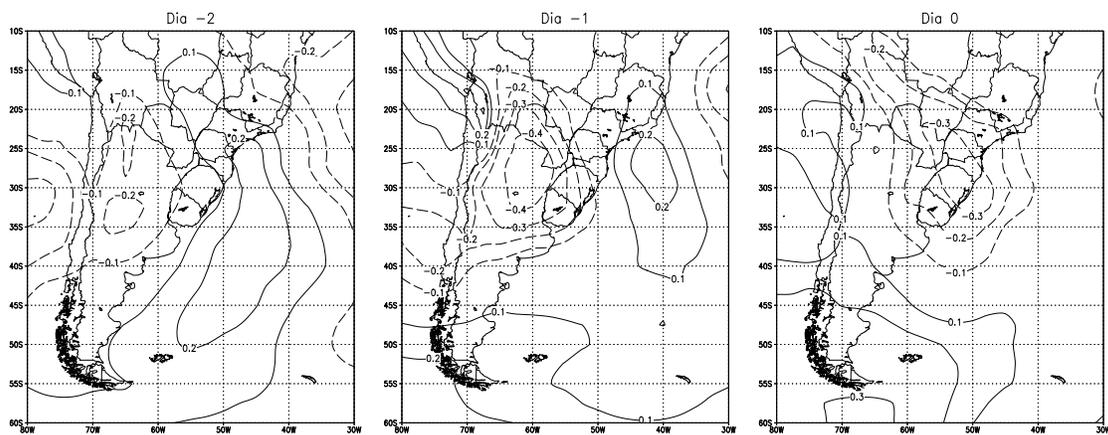


FIGURA 5.11 – Como na Figura 5.10, exceto entre PNMM e QCI.

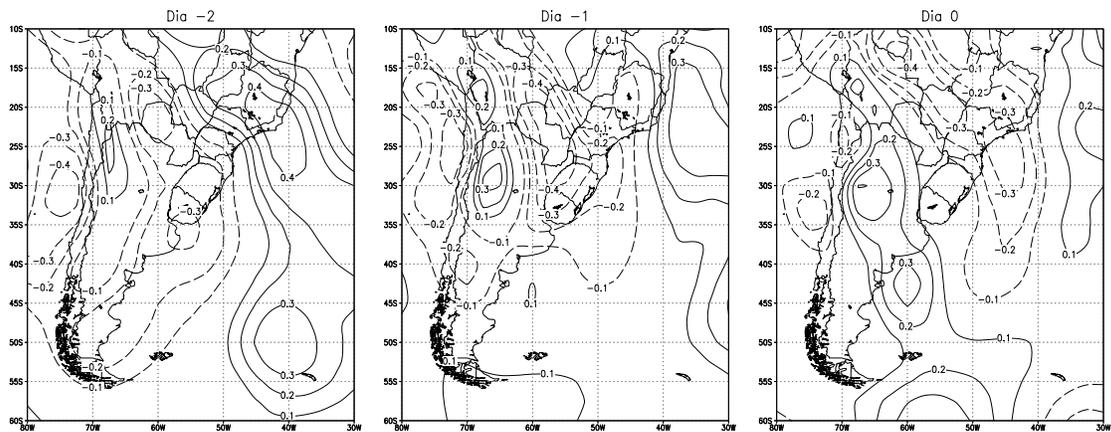


FIGURA 5.12 – Como na Figura 5.10, exceto entre vento meridional em 850 hPa e QCI.

5.4 Verão

Relembramos que na estação de verão (DJF) ocorreram 37 casos de chuvas intensas. Na Figura 5.13 são apresentados os campos de correlação entre QCI e a altura geopotencial no nível de 500 hPa. Além das características similares as estações anteriormente apresentadas, uma região de correlação positiva é observada sobre o continente a partir do dia -2, com pouco deslocamento. Isso sugere uma relação entre a chuva e as altas pressões sobre as Regiões Sul e Sudeste do Brasil nos dias -2, -1 e 0. Uma possível explicação é que as temperaturas altas na baixa troposfera sobre o Sudeste propiciam a formação de alta pressão na média troposfera (pela equação hidrostática).

Embora, a influência de uma crista, em muitos casos, contraria a ocorrência de chuva, Maddox et al. (1979) notaram que muitos eventos de chuvas intensas relacionados a enchentes ocorreram próximo ao eixo de uma crista sinóptica em 500 hPa. Doswell et al. (1996) argumentaram que a inibição da convecção pelos movimentos subsidentes associados a crista na média troposfera realça os processos de aquecimento diabático que podem contribuir substancialmente para aumentar a taxa de variação vertical de temperatura.

Dependendo da duração deste efeito todas as condições favoráveis à ocorrência de chuva intensa tornam-se presentes, necessitando apenas de um mecanismo de disparo, que é provido pela aproximação de um cavado em 500 hPa. Os compostos

dos 37 casos ocorridos no verão não mostram claramente a influência de uma crista na média troposfera, sobre a chuva intensa na Região Sul. Entretanto, a exemplo do inverno, os compostos dos dois casos extremos evidenciaram esta relação.

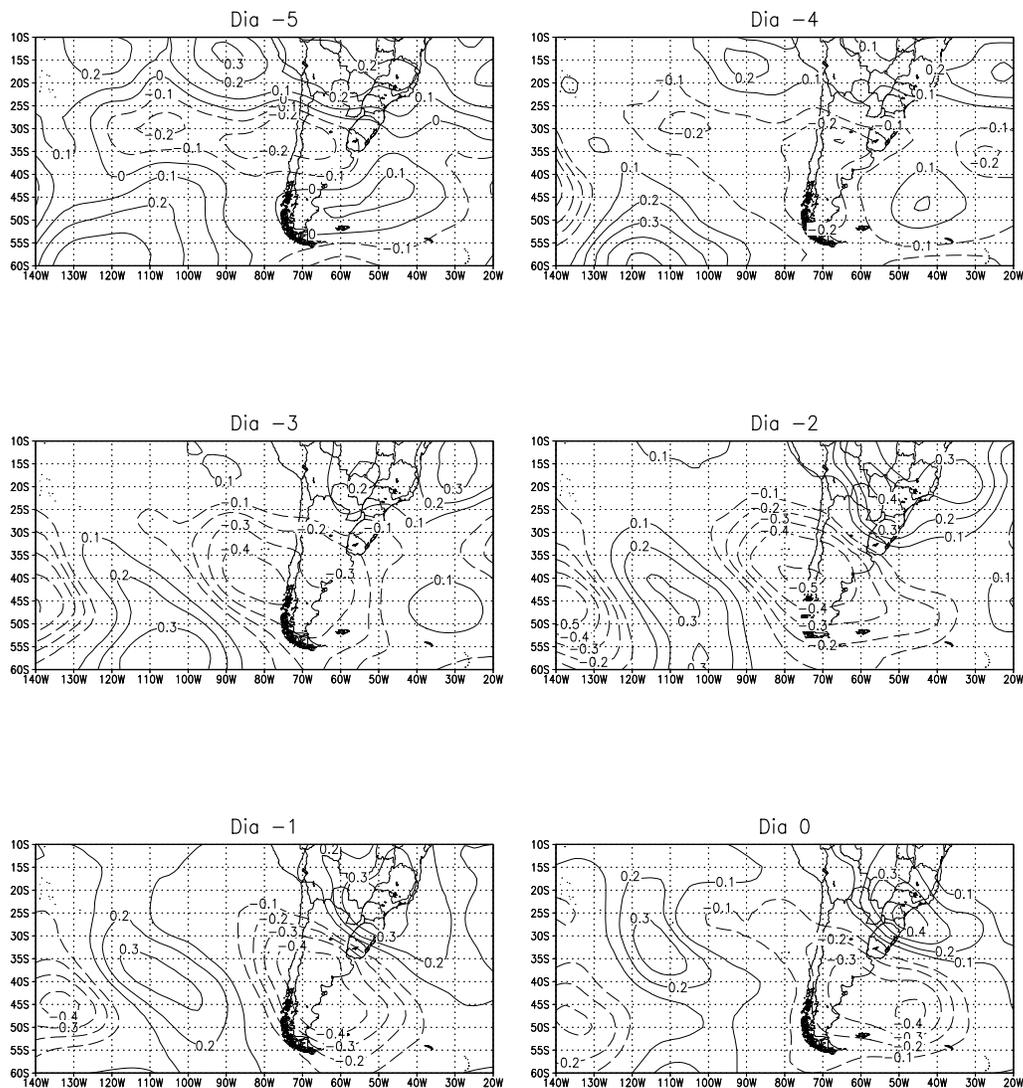


FIGURA 5.13 – Como na Figura 5.10, exceto entre altura geopotencial em 500 hPa e QCI, para o Verão.

A Figura 5.14 exibe os campos de correlação entre a pressão ao nível médio do mar (PNMM) e a chuva intensa na Região Sul do Brasil, que apresentaram uma região de correlação negativa mais forte que no outono, na véspera da ocorrência da chuva intensa. A exemplo das outras estações, um cavado em superfície foi o responsável pela propagação da região de correlação negativa, como mostraram os compostos.

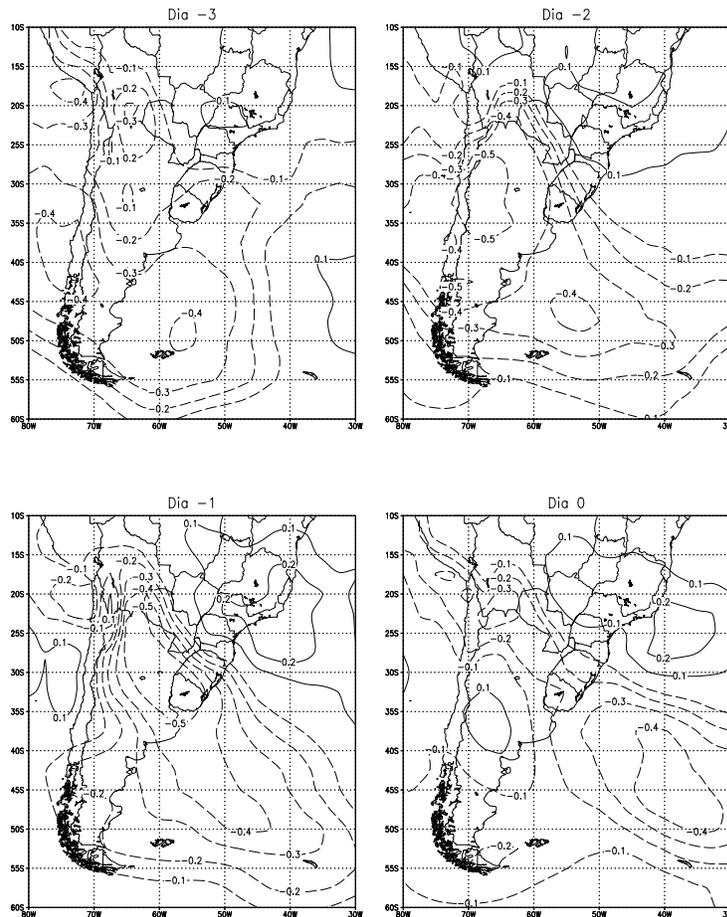


FIGURA 5.14 – Como na Figura 5.13, exceto entre PNMM e QCI.

As correlações com o escoamento meridional em baixos níveis apresentaram maiores valores no verão (Figura 5.15). Relações menores que $-0,6$ são observadas nos dias -2 e -1 e se mantém menores que $-0,5$ no dia da chuva. Esta região tem uma preferência para localizar-se sobre o Paraguai, sudeste da Bolívia e nordeste da Argentina. Os campos compostos dos 37 casos não mostraram uma intensidade elevada para este escoamento, porém a sua correlação com a chuva intensa é grande. Portanto, os

compostos dos 2 casos extremos apresentam altas velocidades meridionais de até 18 m/s nesta estação.

Como uma consequência da maior relação entre o vento meridional em baixos níveis e a chuva, a convergência do fluxo de umidade apresentou maior intensidade no verão que nas outras estações do ano. Entre os dias -3 e -1, correlações abaixo de -0,4 foram observadas sobre o Paraguai e nordeste da Argentina (Figura 5.16).

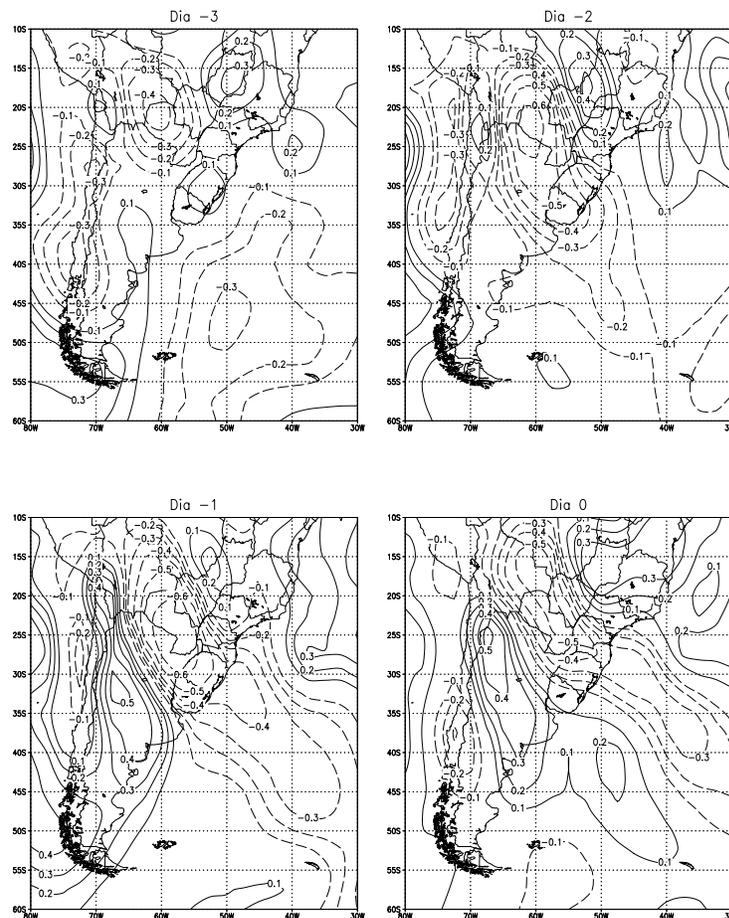


FIGURA 5.15 – Como na Figura 5.13, exceto entre vento meridional em 850 hPa e QCI.

Comparações entre as Figuras 5.15 e 5.16 mostram que as áreas de influência da convergência do fluxo de umidade tenderam a situar-se ao sul do máximo escoamento meridional em 850 hPa. Junker et al. (1999) encontraram que as áreas

de convergência do fluxo de umidade em 850 hPa, associadas com chuvas intensas, estavam localizadas ao norte do jato de baixos níveis, no hemisfério norte. Isto ocorre pois regiões de desaceleração na velocidade do vento estão associadas a regiões de convergência (equação da divergência horizontal em coordenadas naturais).

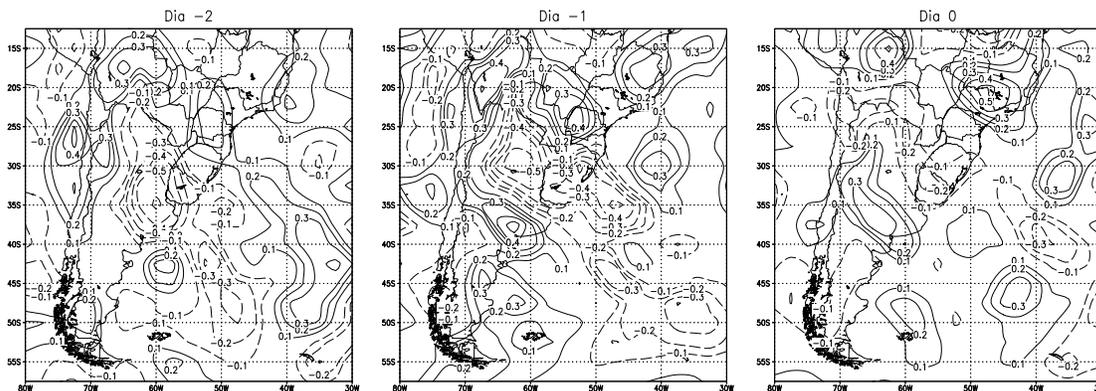


FIGURA 5.16 – Como na Figura 5.13, exceto entre $\nabla \cdot \vec{V}q$ em 850 hPa e QCI.

A influência do escoamento zonal em 250 hPa na ocorrência de chuva é significativa (Figura 5.17). Correlações tanto positivas quanto negativas são observadas cinco dias antes da ocorrência da chuva. No dia da chuva intensa na Região Sul do Brasil verifica-se uma forte influência da região equatorial na entrada do jato. Isto é, a região de chuva intensa se encontra ao lado equatorial da entrada do jato. A convergência do fluxo de umidade proporcionada pelo escoamento de norte na baixa troposfera localizada abaixo da região equatorial da entrada do jato propicia convecção intensa e chuvas fortes.

Correlação negativa é observada a leste da Bolívia, quatro dias antes da chuva (campo não exibido). Um aumento nesta relação e uma pequeno deslocamento para oeste desta relação são observados a partir do dia -2 (Figura 5.17). Uma interpretação conjunta destas regiões de correlação positiva e negativa apontam para uma relação entre a Alta da Bolívia (AB) com a chuva intensa na Região Sul do Brasil.

Ao norte e ao sul da AB, o vento zonal é predominantemente de leste e de oeste, respectivamente. Estas relações sugerem que maiores ventos de leste (vento zonal negativo) sobre o Mato Grosso e de oeste (vento zonal positivo) sobre o centro da

Argentina favoreçam a uma maior circulação anticiclônica em altos níveis. Portanto, uma intensificação da AB pode estar associada com as intensas chuvas observadas na Região Sul do Brasil. Além disso, o deslocamento para oeste da região de correlação negativa pode indicar o comportamento da AB quando há penetração de frentes frias no continente sul-americano (Carvalho et al., 1989).

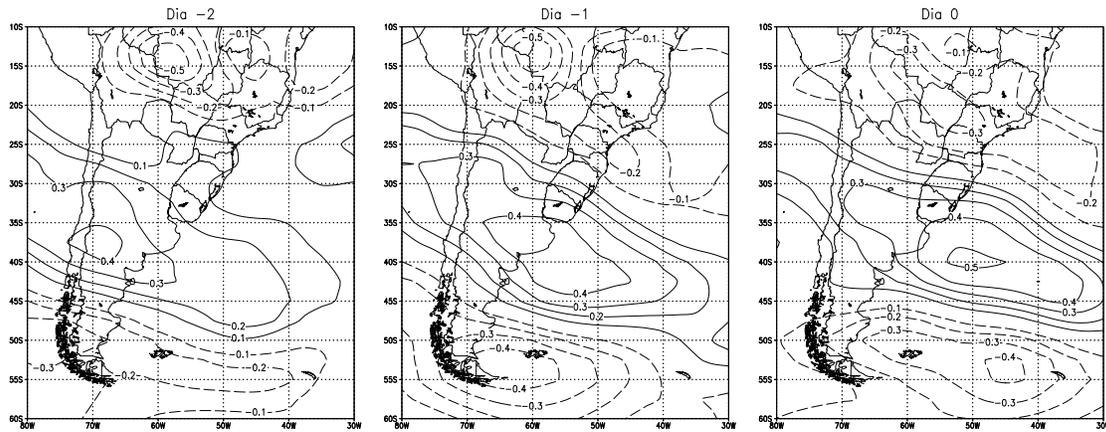


FIGURA 5.17 – Como na Figura 5.13, exceto entre vento zonal em 250 hPa e QCI.

CAPÍTULO 6

ESTUDO DE CASOS

Neste capítulo são apresentados dois casos extremos de precipitação intensa que ocorreram em 12 de abril de 1992 e 1º de outubro de 2001, selecionados pelos critérios estabelecidos na metodologia. Os dois casos mostram diferentes configurações atmosféricas relacionadas as chuvas intensas na Região Sul do Brasil.

6.1 Caso 1 - 12 de Abril de 1992

Este episódio trouxe diversos transtornos à população da parte sul do estado do Rio Grande do Sul. Chuvas acima de 150 mm em 24 horas foram registradas próximo a fronteira com o Uruguai (Figura 6.1). Aproximadamente metade deste estado registrou chuvas acima de 50 mm.

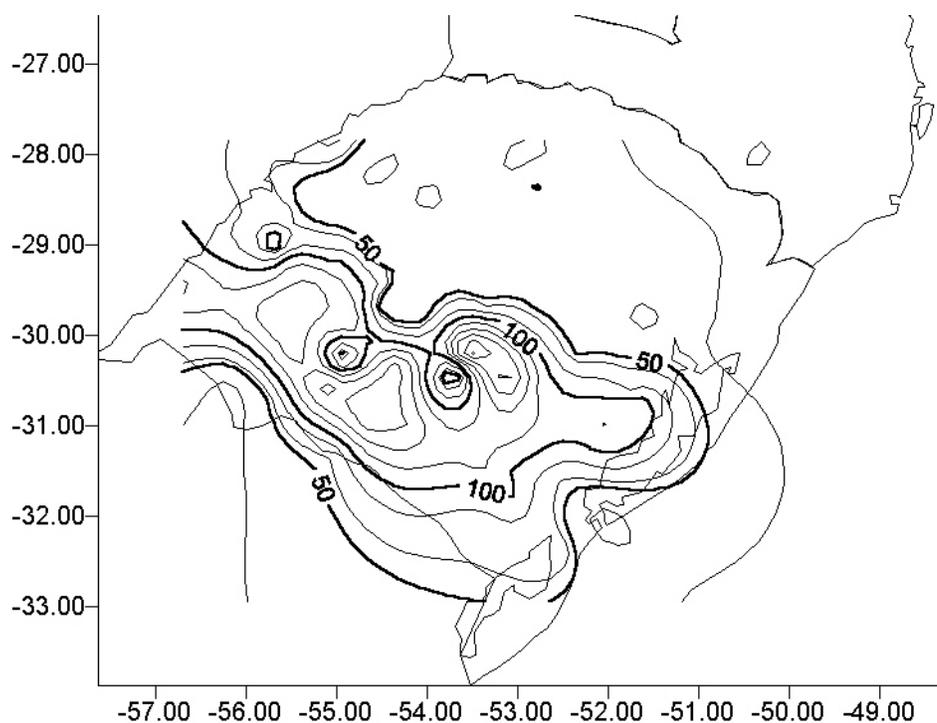
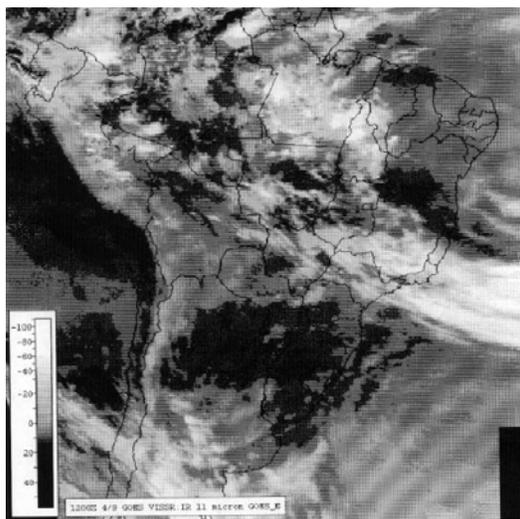


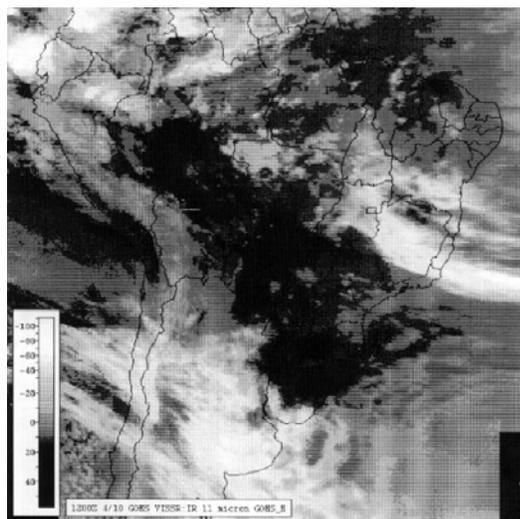
FIGURA 6.1 – Campo de isoietas para o dia 14 de abril de 1992. Intervalo de 20 mm.

As chuvas intensas tiveram como principal responsável um sistema frontal que se aproximou da Região Sul e proporcionou uma ciclogênese sobre o nordeste da

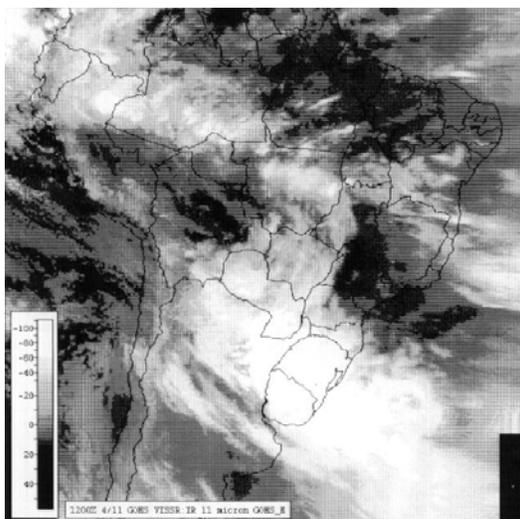
Argentina (Figura 6.2). Na imagem de satélite para o dia 10 de abril (Figura 6.2(b)) observa-se forte nebulosidade sobre a Argentina Central, associada ao sistema frontal. O desenvolvimento ocorrido entre os dias 10 e 11 é observado na imagem para o dia 11 (Figura 6.2(c)), e no dia 12 de abril (Figura 6.2(d)) vê-se o sistema mais deslocado para leste.



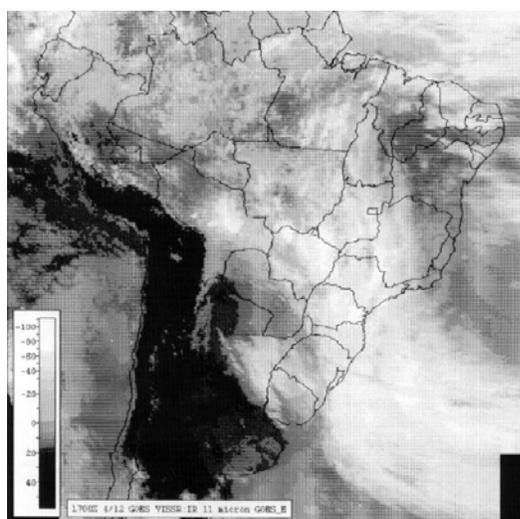
(a) Imagem para o dia 09/04/1992.



(b) Imagem para o dia 10/04/1992.



(c) Imagem para o dia 11/04/1992.



(d) Imagem para o dia 12/04/1992.

FIGURA 6.2 – Imagens do Satélite GOES no canal infravermelho das 1200 TMG dos dias 9 de abril a 12 de abril de 1992.

As Figuras 6.3 e 6.4 apresentam vários campos de parâmetros meteorológicos para o dia 10, às 1200 TMG. O campo de altura geopotencial mostra um cavado no sul do continente sul-americano e uma crista a leste do continente, um centro de baixa pressão ao sul do continente e a Alta Subtropical do Atlântico Sul a sudeste da Região Sul do Brasil.

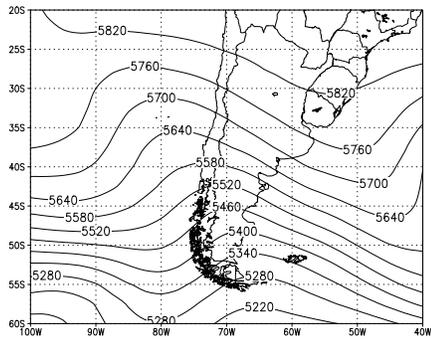
Em altos níveis, uma corrente de jato é observada sobre a Argentina Central (Figura 6.3(c)). Movimento ascendente é observado em baixos níveis sobre o leste da Argentina (Figura 6.3(d)), associado ao cavado em superfície observado no campo de PNMM.

Fortes advecções quente e fria no sul da Argentina, associadas ao sistema frontal, são observadas no campo da Figura 6.3(e). Além disso, abrangente e intensa convergência do fluxo de umidade sobre toda a Região Sul e nordeste da Argentina também são observadas (Figura 6.3(f)).

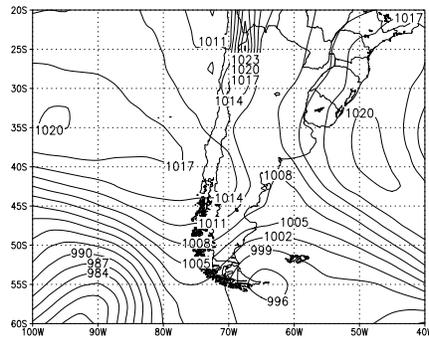
Nos baixos níveis, forte escoamento de noroeste é observado sobre o Paraguai (Figura 6.4(a)) o que proporcionou um grande transporte de ar quente e úmido para a Região Sul e nordeste da Argentina. A camada 850-700 hPa possui grande quantidade de vapor d'água visto que forte convergência do fluxo de umidade da ordem de $1,5 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$, também é observada em 700 hPa (Figura 6.4(b)).

Na Figura 6.4(c) observa-se uma crista de temperatura potencial equivalente sobre a Argentina. Diversos autores (Maddox et al. (1979), Severo (1994), Harnack et al. (1999) entre outros) relatam que altas taxas de precipitação estão ligadas a grandes valores positivos de temperatura potencial equivalente. Além disso, relacionam a localização destas fortes chuvas com o eixo da crista de temperatura potencial equivalente em 850 hPa.

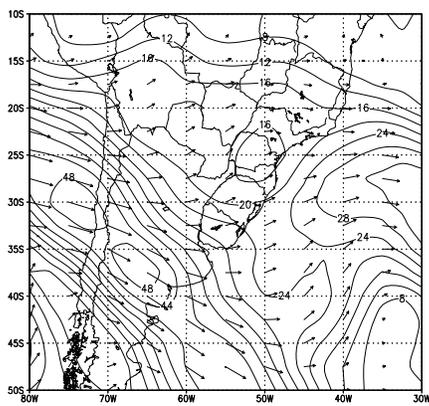
O movimento para leste do cavado observado na média troposfera advecta vorticidade negativa (cyclônica) à região sobre a Argentina (Figura 6.4(d)). Esta advecção propicia a queda de pressão em superfície.



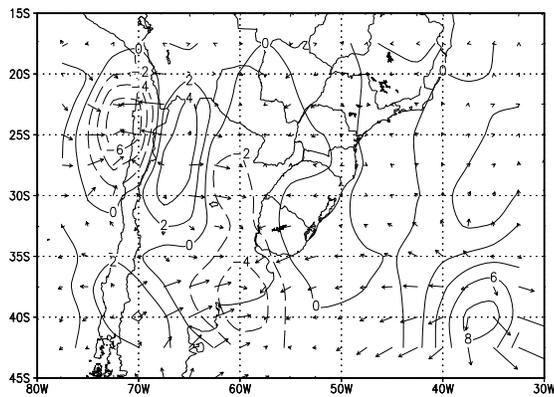
(a) Altura Geopotencial (mgp) em 500 hPa.



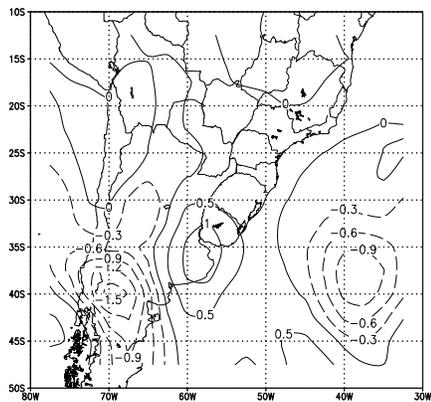
(b) PNMM (hPa).



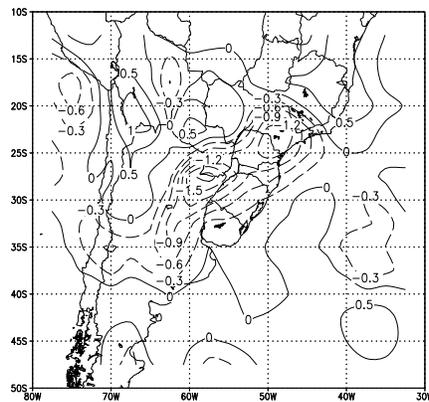
(c) Escoamento horizontal e isotacas (m/s) em 250 hPa.



(d) Vetor Q ($10^{-9} \text{ Ks}^{-1} \text{ m}^{-1}$) e Divergência do vetor Q ($10^{-16} \text{ hPa}^{-1} \text{ s}^{-3}$) em 850 hPa.

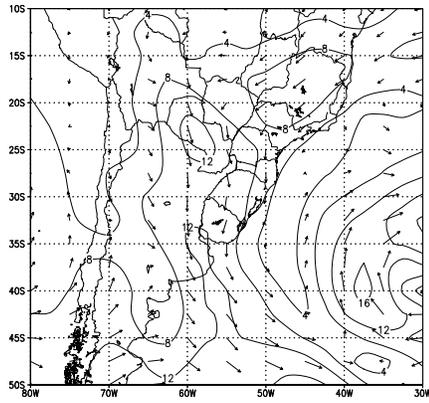


(e) Advecção de Temperatura (10^{-4} K/s) em 850 hPa.

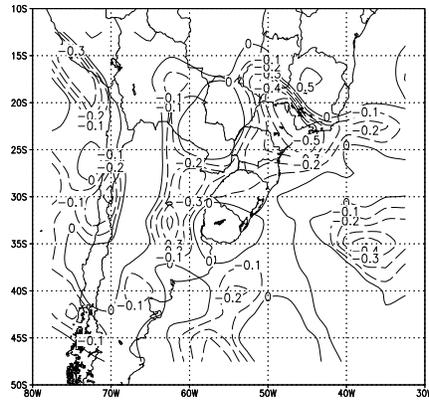


(f) Convergência do Fluxo de Umidade (10^{-7} s^{-1}) em 850 hPa.

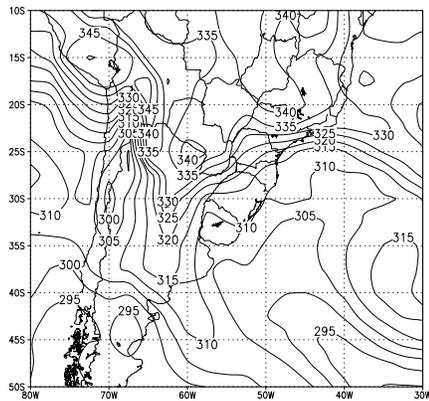
FIGURA 6.3 – Campos para o dia 10 de abril, às 1200 TMG.



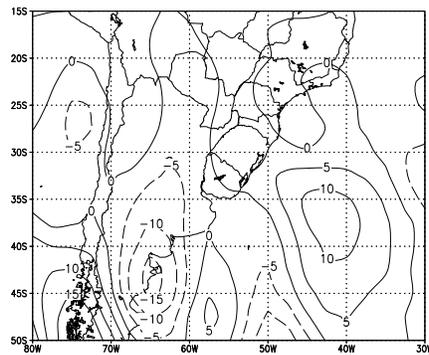
(a) Escoamento horizontal e isotacas (m/s) em 850 hPa.



(b) Convergência do Fluxo de Umidade (10^{-7} s^{-1}) em 700 hPa.



(c) Temperatura Potencial Equivalente (K) em 850 hPa.



(d) Advecção de Vorticidade Relativa (10^{-10} s^{-2}) em 500 hPa.

FIGURA 6.4 – Campos para o dia 10 de abril, às 1200 TMG.

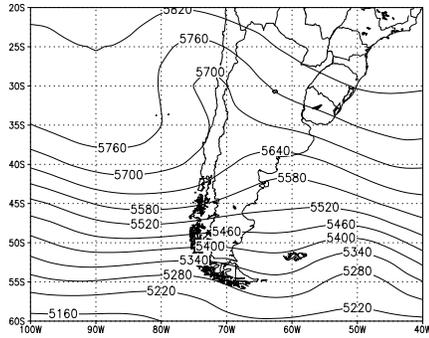
As Figuras 6.5 e 6.6 mostram os campos para o dia 11, às 1200 TMG (um dia antes da ocorrência da chuva). O cavado sinóptico observado no sul da Argentina deslocou-se para nordeste localizando-se sobre o centro da Argentina mantendo a sua inclinação para oeste (Figura 6.5(a)) e uma ciclogênese ocorreu em superfície entre os dias 10 e 11 no norte da Argentina (Figura 6.5(b)). A aproximação do cavado em altos níveis proporcionou a diminuição da pressão no nordeste da Argentina e regiões adjacentes, em conjunto com a forte advecção quente e intensa convergência de umidade em 850 hPa, contribuíram para esta ciclogênese influenciar o sul do Brasil com movimentos ascendentes.

Nos campos seguintes (Figuras 6.5(e) e 6.5(f)) observa-se um aumento, em relação ao dia anterior, na advecção quente e na convergência do fluxo de umidade em 850 hPa, indicando uma situação claramente favorável à ocorrência das fortes chuvas ocorridas na Região Sul.

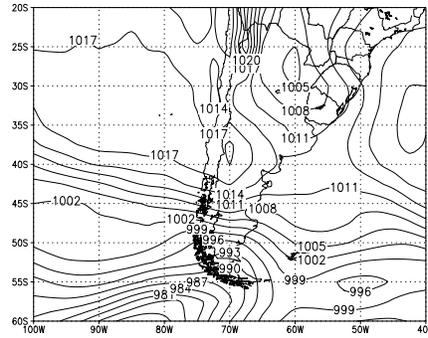
Os campos para o escoamento e a temperatura potencial equivalente em 850 hPa (Figuras 6.6(a) e 6.6(c)) mostram o forte escoamento de noroeste, responsável pelo transporte de umidade e calor para a Região Sul e nordeste da Argentina, e a crista de temperatura potencial equivalente deslocada para leste, sobre o nordeste da Argentina, Uruguai e sul da Região Sul.

Novamente, as posições das regiões de advecção quente, convergência do fluxo de umidade, da crista no campo de temperatura potencial indicam a regiões onde a atividade convectiva é mais favorável. Observa-se, em conjunto com o mapa de isoietas, que a área de fortes chuvas situou-se a nordeste da crista da temperatura potencial equivalente e sobre as regiões de advecção quente e de grande conteúdo de umidade.

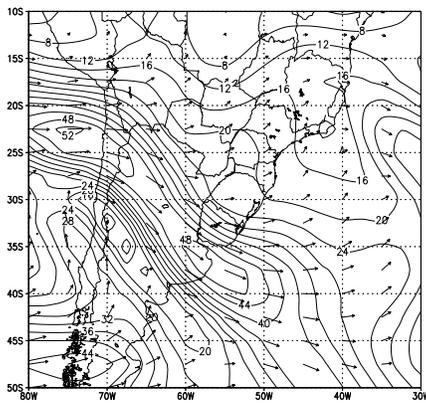
Finalmente, os campos de convergência do fluxo de umidade em 850 e 700 hPa (Figuras 6.5(f) e 6.6(b)) indicam a presença de grandes quantidades de vapor d'água na camada 850-700 hPa, sobre a Região Sul. O campo de advecção de vorticidade na média troposfera (Figura 6.6(d)) exhibe regiões de advecção negativa ao sul da Região Sul e sobre o noroeste da Argentina, indicando o favorecimento a queda de pressão em superfície nestes locais.



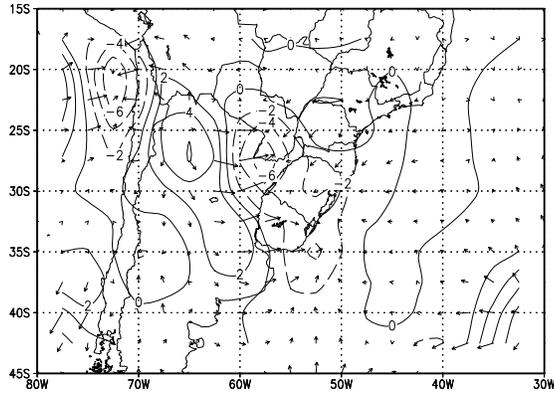
(a) Altura Geopotencial em 500 hPa.



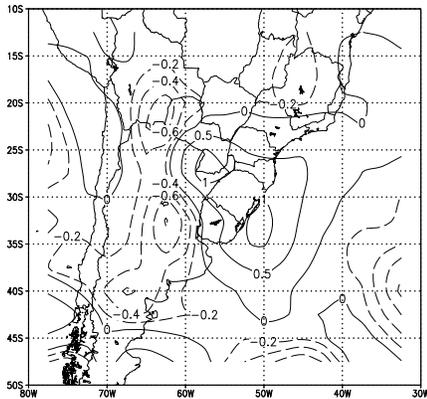
(b) PNMM.



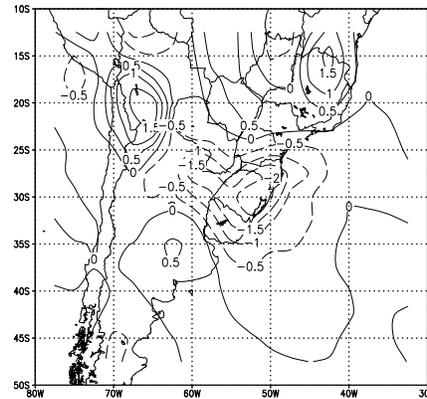
(c) Escoamento em 250 hPa.



(d) Vetor Q e Divergência do vetor Q em 850 hPa.

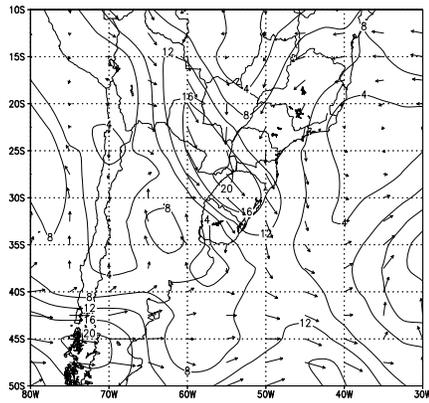


(e) Advecção de Temperatura em 850 hPa.

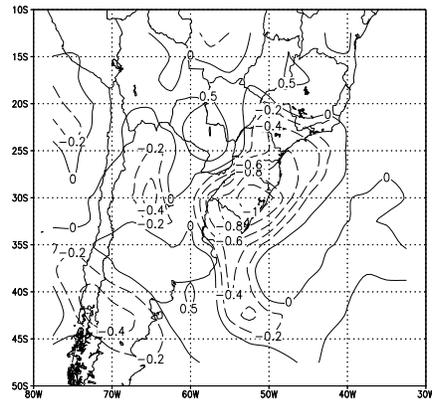


(f) Convergência do Fluxo de Umidade em 850 hPa.

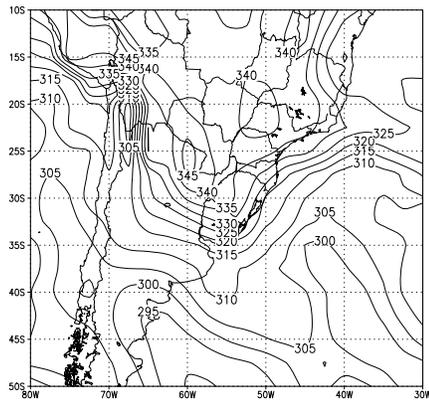
FIGURA 6.5 – Como na Figura 6.3, exceto para o dia 11 de abril.



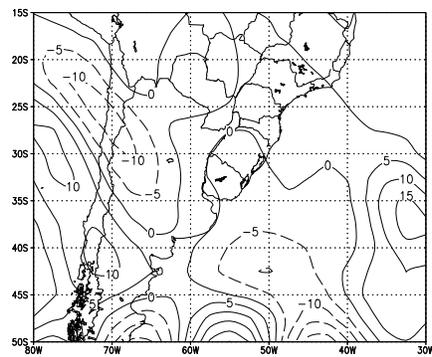
(a) Escoamento em 850 hPa.



(b) Convergência do Fluxo de Umidade em 700 hPa.



(c) Temperatura Potencial Equivalente em 850 hPa.



(d) Advecção de Vorticidade Relativa em 500 hPa.

FIGURA 6.6 – Como na Figura 6.4, exceto para o dia 11 de abril.

6.2 Caso 2 - 1º de Outubro de 2001

As chuvas intensas registradas neste episódio (Figura 6.7) provocaram inúmeros transtornos a Região Sul do Brasil. Nas regiões norte e nordeste do estado do Rio Grande do Sul ocorreram alagamentos e granizo que desabrigaram aproximadamente 2 mil pessoas devido aos danos sofridos em suas residências. Na parte sul deste estado os transtornos foram provocados pelos ventos fortes que causaram interrupções nos serviços de energia elétrica.

Dois sistemas de diferentes escalas foram responsáveis pelas intensas chuvas ocorridas neste dia. Um complexo convectivo de mesoescala formou-se a oeste da Região Sul e um ciclone em superfície formou-se a sotavento dos Andes, entre os dias 28 e 29 de setembro (Figura 6.8). Estes dois sistemas uniram-se entre os dias 29 e 30.

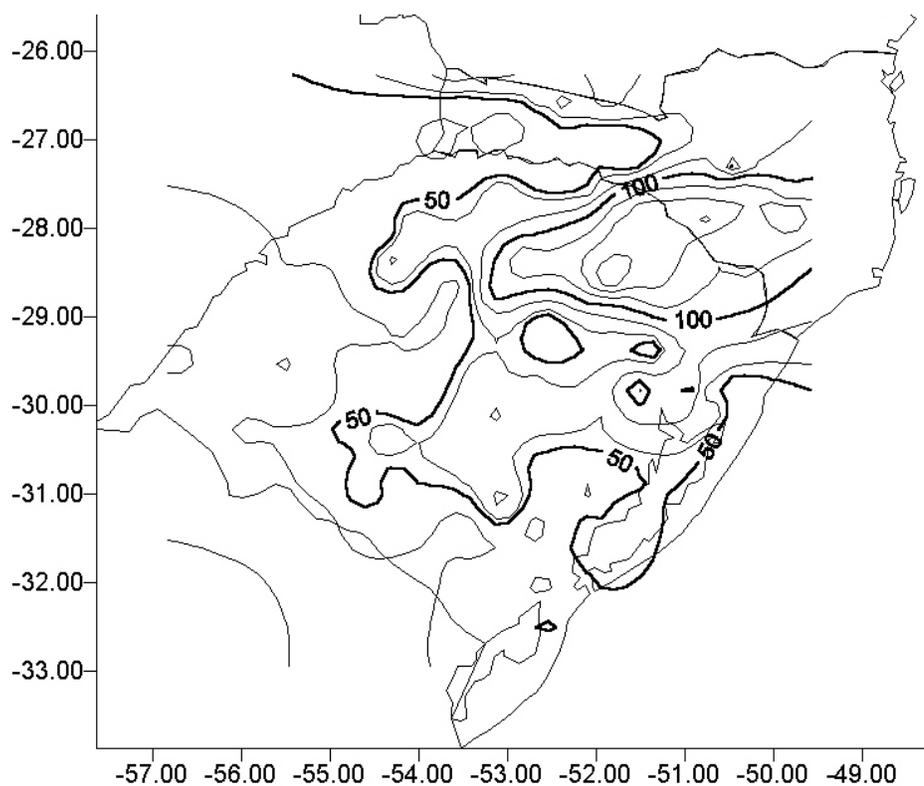
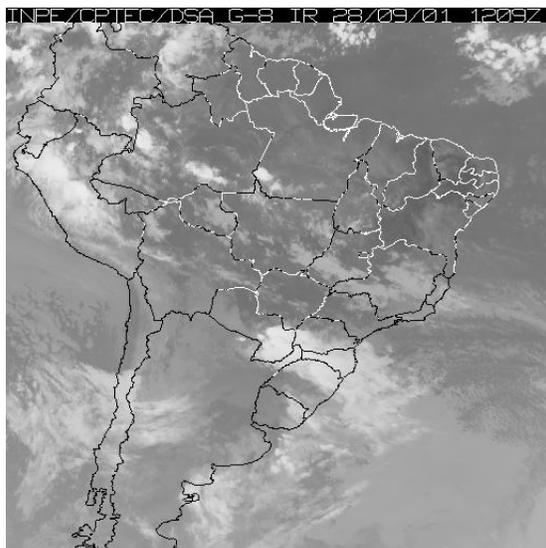


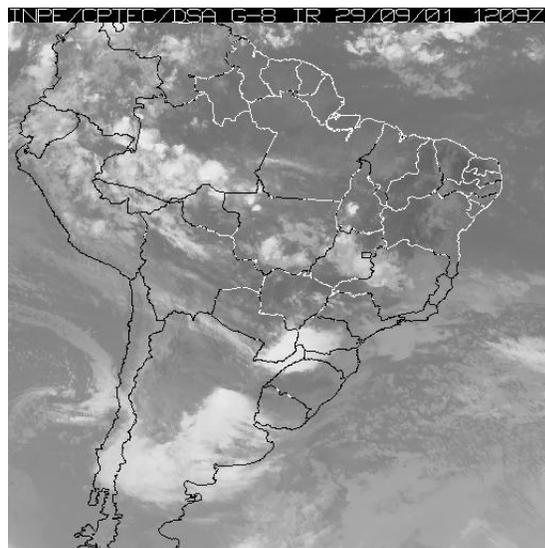
FIGURA 6.7 – Como na Figura 6.1, exceto para o dia 1º de outubro de 2001.

No dia 28 observa-se um SCM a oeste da Região Sul. No dia seguinte (dia 29), o SCM apresenta-se melhor definido e um sistema sinóptico é observado sobre a

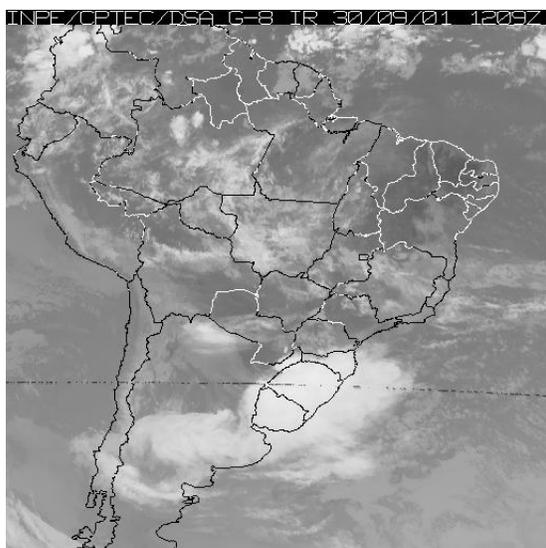
Argentina Central. Pode-se ver que dois vórtices ciclônicos, uma a oeste e outro a leste da Cordilheira dos Andes. Nos dias seguintes é observada a união dos dois sistemas, a intensa nebulosidade sobre quase toda a Região Sul e o deslocamento desta nebulosidade para leste.



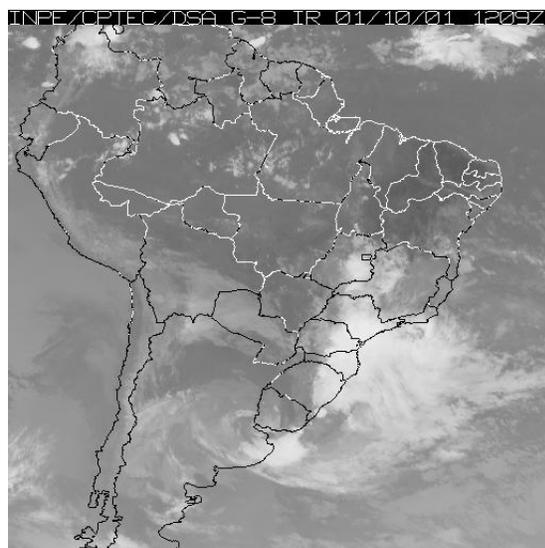
(a) Imagem para o dia 28/09/2001.



(b) Imagem para o dia 29/09/2001.



(c) Imagem para o dia 30/09/2001.



(d) Imagem para o dia 01/10/2001.

FIGURA 6.8 – Como na Figura 6.2, exceto para os dias 28 de setembro a 1º de outubro de 2001.

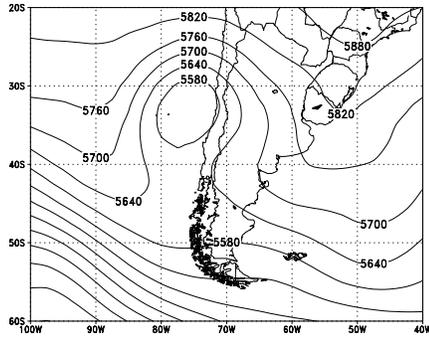
A Figura 6.9 mostra os campos de altura geopotencial em 500 hPa, de PNMM, do escoamento em 250 hPa; do vetor Q e sua divergência, da advecção de temperatura e convergência do fluxo de umidade, ambos em 850 hPa, para o dia 29 de setembro às 1200 TMG.

Nestes campos observa-se um sistema de circulação ciclônica na média troposfera, a oeste do continente sul-americano (Figura 6.9(a)), e dois em superfície, um a oeste e outro a leste da Cordilheira dos Andes (Figura 6.9(b)). Em altos níveis (Figura 6.9(c)), um jato curvado anticiclonicamente está sobre a Região Sul. Este escoamento em altos níveis pode ter favorecido à formação do SCM, visto que, no lado equatorial de um jato como este a atividade convectiva é favorecida pelas circulações transversais.

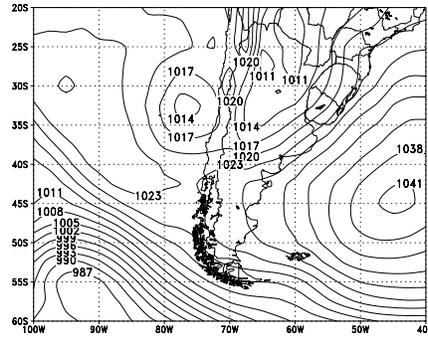
Diversos fatores contribuíram à formação do sistema sinóptico observado nas imagens de satélite: a aproximação de um centro profundo de baixa pressão entre 30 e 40°S; o aprofundamento do centro de baixa pressão em superfície no norte da Argentina; intensificação da Alta Subtropical do Atlântico Sul e sua aproximação do continente, e o fortalecimento dos ventos meridionais na baixa troposfera. É importante ressaltar que dois principais processos foram responsáveis pela formação do ciclone a sotavento dos Andes: o efeito orográfico que devido ao aquecimento pela subsidência do ar favorece à circulação ciclônica e pelo intenso transporte de calor e umidade que favorecem a queda de pressão em superfície.

As fortes advecções térmica (Figura 6.9(e)) e de umidade (Figura 6.9(f)) também tiveram papel importante na instabilização da coluna atmosférica sobre a Argentina Central. O movimento ascendente relativo a este sistema é evidenciado no campo de vetor Q e divergência deste (Figura 6.9(d)).

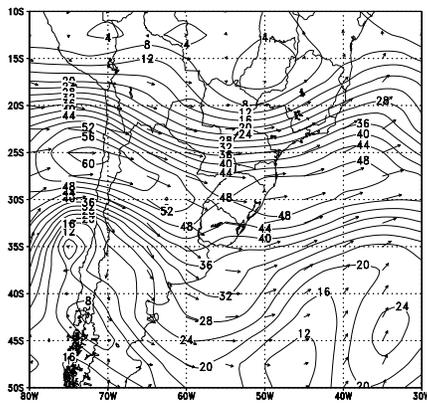
Um intenso escoamento em baixos níveis de noroeste e nordeste, sobre o Paraguai e sul da Região Sul (Figura 6.10(a)), respectivamente, proporcionou a advecção quente e grande concentração de umidade que se estendeu até 700 hPa (Figura 6.10(b)). Konrad II (1997) observou que em quatro dos cinco padrões sinópticos por ele identificados, associados a chuvas intensas no sudeste dos EUA, apresentaram altos níveis de umidade em 700 hPa. Nota-se que a concentração de umidade e a advecção quente foram maiores ao longo da crista de temperatura potencial equivalente (Figura 6.10(c)).



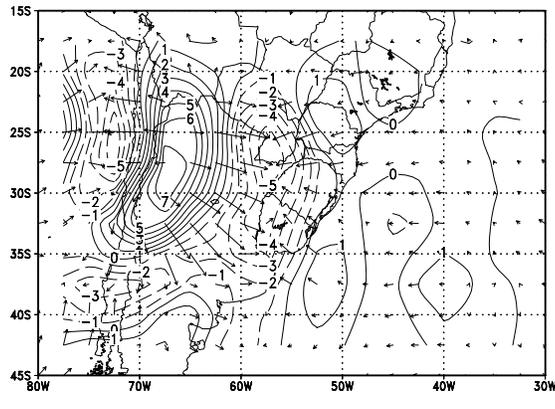
(a) Altura Geopotencial em 500 hPa.



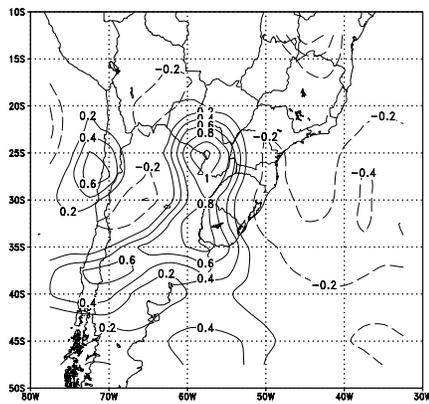
(b) PNMM.



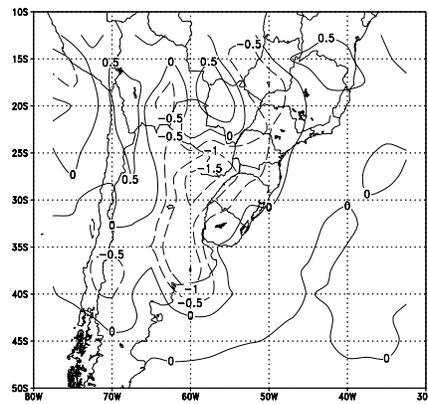
(c) Escoamento em 250 hPa.



(d) Vetor Q e Divergência do vetor Q em 850 hPa.



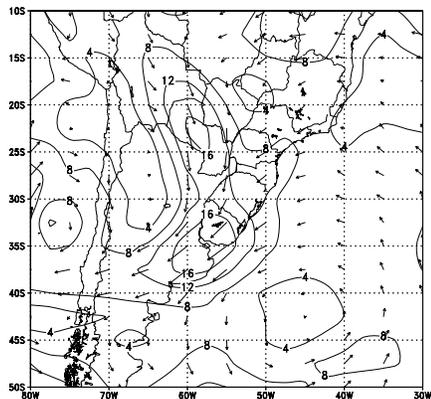
(e) Advecção de Temperatura em 850 hPa.



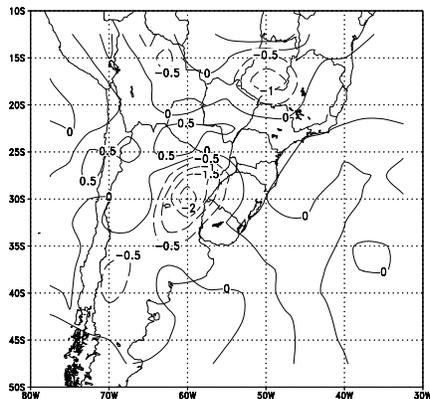
(f) Convergência do Fluxo de Umidade em 850 hPa.

FIGURA 6.9 – Como na Figura 6.3, exceto para o dia 29 de setembro.

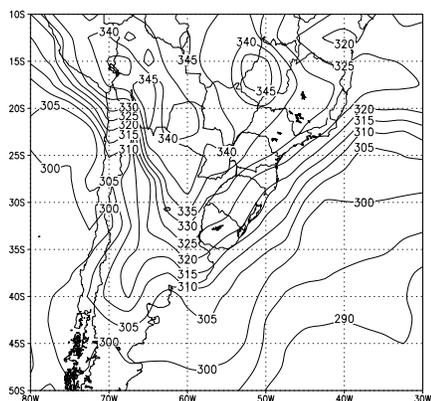
Intensa advecção de vorticidade ciclônica em 500 hPa é observada na região da Argentina Central (Figura 6.10(d)) que evidencia a influência do sistema de baixa pressão em níveis médios na formação do sistema de baixa pressão em superfície.



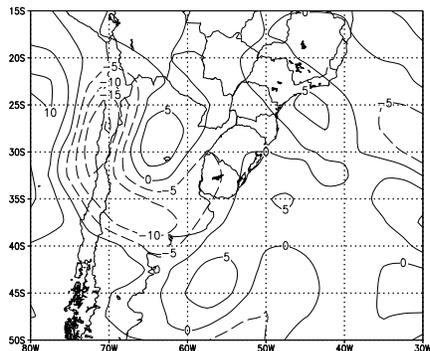
(a) Escoamento em 850 hPa.



(b) Convergência do Fluxo de Umidade em 700 hPa.



(c) Temperatura Potencial Equivalente em 850 hPa.



(d) Advecção de Vorticidade Relativa em 500 hPa.

FIGURA 6.10 – Como na Figura 6.4, exceto para o dia 29 de setembro.

Nos campos para o dia 30 de setembro (Figura 6.11) observa-se o centro de baixa pressão em superfície mais intenso e mais ao sul do observado no dia anterior. A Alta Subtropical do Atlântico Sul intensa no dia 29 enfraquece levemente mas ainda mantém um forte gradiente de pressão ao sul da Região Sul.

Na média troposfera (Figura 6.11(a)) o centro de baixa pressão, agora sobre a Argentina Central e mais intenso, contribui para a intensificação do sistema em superfície (Figura 6.11(b)). A inclinação vertical para oeste deste sistema evidencia o seu caráter baroclínico.

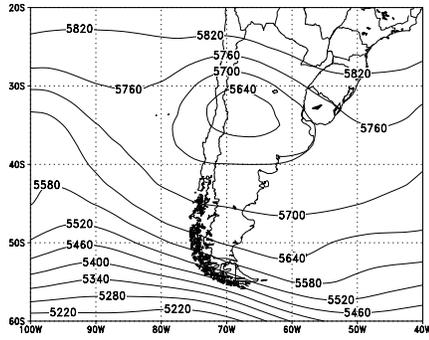
Em altos níveis uma bifurcação na corrente de jato (Figura 6.11(c)) sobre a Região Sul é observada. Esta configuração reforça a divergência de massa em altos níveis contribuindo à ascensão de ar na coluna atmosférica. Esta ascensão intensificada é verificada na Figura 6.11(d) onde a maior convergência do vetor Q sobre a Região Sul ocorre.

Nos demais campos observa-se aumentos na advecção de temperatura (Figura 6.11(e)) e na convergência do fluxo de umidade (Figura 6.11(f)) que apresentaram o dobro da intensidade observada no dia anterior.

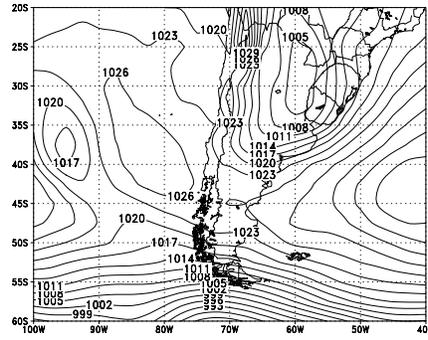
Os aumentos em advecção quente e concentração de umidade em 850 hPa deve-se a maior intensidade do escoamento neste mesmo nível (Figura 6.12(a)). Uma forte circulação ciclônica em 850 hPa é observada sobre a Argentina. Apesar da maior intensidade no escoamento em 850 hPa, a convergência do fluxo de umidade em 700 hPa (Figura 6.12(b)) não mostrou grandes mudanças. Houve um crescimento em sua abrangência espacial e deslocamento para leste, acompanhando o deslocamento do sistema.

Aumentos também ocorreram na temperatura potencial equivalente (Figura 6.12(c)) evidenciando um maior conteúdo de umidade sobre a Região Sul e sul do Paraguai. O campo de advecção de vorticidade (Figura 6.12(d)) mostra advecção ciclônica sobre o norte e leste da Argentina.

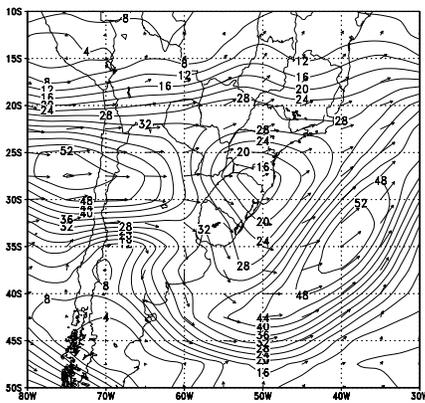
Este caso mostra claramente a interação entre dois sistemas de escalas diferentes e seus efeitos nas regiões afetadas. O intenso SCM formado no sul do Paraguai devido ao transporte de umidade e calor pelo jato em baixos níveis a oeste dos Andes (vento maior que 20 m/s) uniu-se a um sistema de baixa pressão térmico de escala sinóptica formado sobre a Argentina Central. A presença da intensa Alta Subtropical do Atlântico Sul contribuiu para os intensos ventos próximos à superfície. Estes fortes ventos foram responsáveis por inúmeros prejuízos a cidades da Região Sul, em especial as do Rio Grande do Sul.



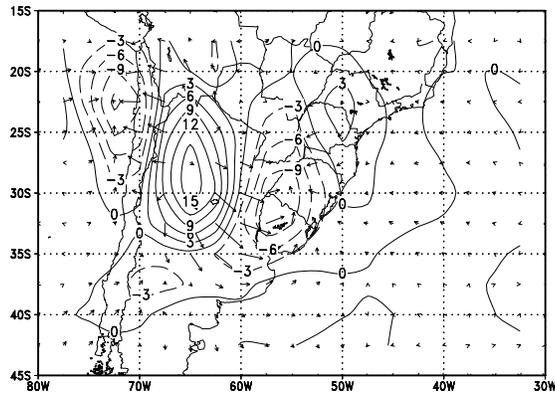
(a) Altura Geopotencial em 500 hPa.



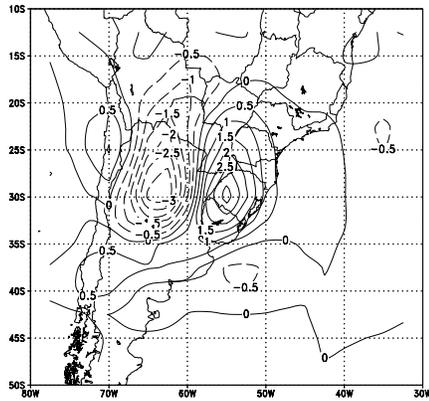
(b) PNMM.



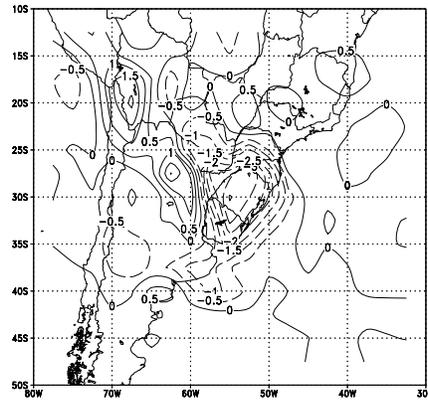
(c) Escoamento em 250 hPa.



(d) Vetor Q e Divergência do vetor Q em 850 hPa.



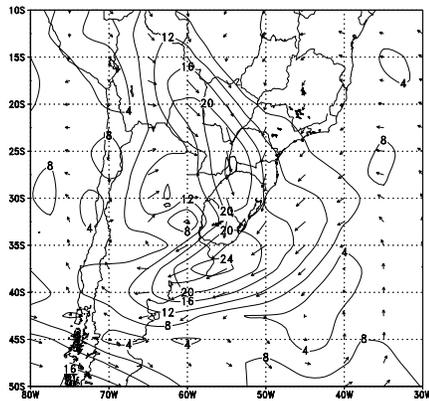
(e) Advecção de Temperatura em 850 hPa.



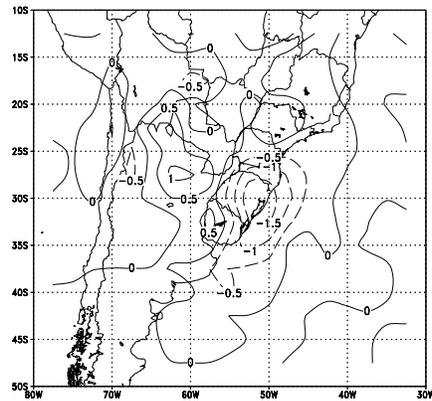
(f) Convergência do Fluxo de Umidade em 850 hPa.

FIGURA 6.11 – Como na Figura 6.3, exceto para o dia 30 de setembro.

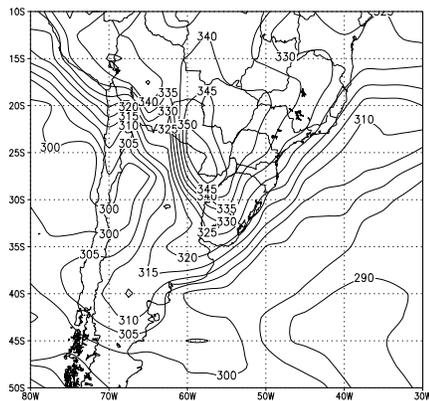
A presença de umidade na camada 850-700 hPa confirma a grande quantidade de água precipitada registrada neste episódio. A presença de umidade nesta camada pode ser usada para identificar prováveis eventos extremos de chuva intensa. Como relatado por diversos autores, a temperatura potencial equivalente pode ser usada como uma ferramenta para identificação de áreas propícias à atividade convectiva. As regiões de advecção de temperatura e maior concentração de umidade são encontradas ao longo da crista de temperatura potencial equivalente.



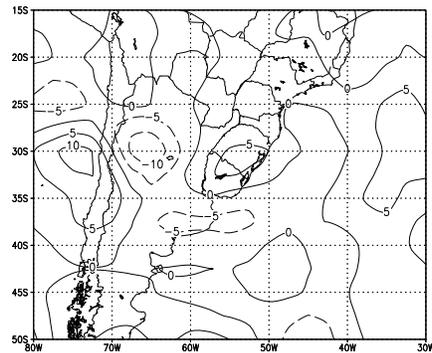
(a) Escoamento em 850 hPa.



(b) Convergência do Fluxo de Umidade em 700 hPa.



(c) Temperatura Potencial Equivalente em 850 hPa.



(d) Advecção de Vorticidade Relativa em 500 hPa.

FIGURA 6.12 – Como na Figura 6.4, mas para o dia 30 de setembro.

CAPÍTULO 7

CONSIDERAÇÕES FINAIS E SUGESTÕES

Entre vários fenômenos meteorológicos que causam transtornos e prejuízos ao público do Brasil, sem dúvida, enchentes associadas a chuvas intensas são mais comuns e expressivas, especialmente na Região Sul. O objetivo deste estudo foi obter um conhecimento melhor das condições sinópticas que antecedem os eventos de chuvas intensas na Região Sul do Brasil. Um critério objetivo, obtido através de dados pluviométricos *in situ*, dos 401 postos da Agência Nacional das Águas (ANA), proporcionou a seleção de 170 casos de chuvas intensas ocorridos nesta região durante 1991 a 2001. Análises das configurações meteorológicas sinópticas associadas aos episódios de chuvas intensas e as relações entre importantes parâmetros meteorológicos e a quantidade de chuva nos episódios selecionados foram feitas para cada uma das estações do ano.

Neste estudo, um episódio em que a isoietas de 50 mm em 24 horas abrangeu, no mínimo, uma área de 10.000 km² sobre a Região Sul do Brasil é definido como um evento de chuvas intensas. As áreas compreendidas pelas isoietas de 50 mm (A50) e 100 mm (A100) foram medidas para quantificar as extensões dos episódios, e as chuvas médias dentro destas áreas foram calculadas. Um diagrama de frequência dos episódios em termos da A100 foi construído. A partir deste, foram selecionados os 10% de casos com maior A100 como eventos extremos de chuva. Estes apresentaram áreas da isoietas de 100 mm maiores que 14.500 km².

Os eventos de chuva intensa na Região Sul do Brasil não apresentaram forte sazonalidade, mas sim uma pequena tendência de ocorrer maior número de eventos nas estações de transição (primavera e outono). Na distribuição mensal, um máximo de ocorrência foi observado em outubro e um mínimo em agosto. Nos 11 anos estudados, os anos de 1993-1994 e 1997-1998 foram os anos que mais apresentaram casos de chuvas intensas, concordando com outros estudos (Ropelewski e Halpert (1987 e 1989), Rao e Hada (1990), Grimm et al. (1998)) de que há uma relação significativa entre a precipitação no sul do Brasil e o El Niño, ou fase quente do fenômeno ENSO. Uma diminuição no número de casos observada a partir de 1999 pode estar relacionada a La-Niña ocorrida a partir deste ano.

Afim de estudar as relações entre os parâmetros meteorológicos e a chuva intensa na

Região Sul, um parâmetro chamado Quantidade de Chuva Intensa (QCI) foi criado. QCI é dado pelo produto entre a chuva média dentro da isoietta de 50 mm e a área fechada por esta isoietta, ou seja, leva em consideração tanto a intensidade da chuva quanto a abrangência espacial desta.

Dos 17 eventos extremos de precipitação, 7 ocorreram no outono, 4 no inverno, 4 na primavera e apenas 2 no verão, mostrando uma ligeira preferência para o outono. A área média da isoietta de 50 mm destes eventos no outono foi a maior, de aproximadamente 103.500 km². Dois eventos extremos, um no outono e outro na primavera, foram estudados detalhadamente para salientar as configurações atmosféricas relacionadas com chuvas extremas na Região Sul.

Campos compostos, para cada estação do ano, de importantes variáveis meteorológicas dos casos intensos e dos casos extremos foram calculados sobre um domínio entre 10°S e 60°S e 20°W e 140°W para até 5 dias anteriores ao dia do evento a fim de observar as características dominantes do escoamento atmosférico que indicam ao meteorologista a possibilidade de ocorrência de chuvas intensas na Região Sul. Em seguida campos sazonais de coeficientes de correlação linear entre QCI e cinco variáveis meteorológicas importantes, a saber, a altura geopotencial em 500 hPa, PNMM, vento meridional em 850 hPa, vento zonal em 250 hPa e convergência do fluxo de umidade em 850 hPa, para até 5 dias anteriores ao dia do evento foram calculados.

Na média troposfera observou-se a aproximação de um cavado com inclinação NW-SE do Pacífico ao continente sul americano desde o dia -4 em todas as estações do ano. A amplitude desta onda foi maior no outono e menor no inverno, e o comprimento de onda foi de aproximadamente 50 graus de longitude em 35°S. A velocidade de propagação foi de 25° de longitude em 4 dias. No dia de chuva intensa o cavado se encontra sobre Argentina ocidental, posição propícia a movimentos ascendentes corrente abaixo, sobre a Região do Brasil.

Os compostos da PNMM indicam uma queda de pressão a sotavento dos Andes no norte da Argentina e Paraguai. Esta característica é menos expressiva no inverno. O aprofundamento da baixa pressão na norte da Argentina propicia aumento de ventos do norte sobre a Região Centro-Oeste e a oeste da Região Sul do Brasil. A variável da baixa troposfera que se destaca é a presença de um máximo no componente meridional do vento (v) em 850 hPa associado ao jato de baixos níveis (Mejia, 2003).

O v apresentou valores superiores a 18 m/s sobre oeste da Região Sul no verão no dia -1 dos eventos extremos. Nas outras estações o núcleo do máximo do v esteve em torno de 14 m/s.

Os ventos do norte nesta região transportam grandes quantidades de calor sensível e calor latente da região tropical amazônica a Região Sul do Brasil. Isso foi verificado nos compostos da advecção térmica e da convergência do fluxo de umidade. Um dia antes do evento extremo de chuva, a advecção térmica quente sobre a Região Sul foi $1,5 \times 10^{-4}$ K/s na primavera (que equivale um aquecimento de aproximadamente 15 K/dia, na ausência de outros mecanismos da tendência de temperatura) e nas demais estações ficou em torno de $0,8 \times 10^{-4}$ K/s. A convergência do fluxo de umidade em 850 hPa na véspera da chuva extrema tinha valores acima de $1,2 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$ em todas as estações do ano. A convergência na altura de 700 hPa também apresentou valores expressivos (maiores que 10^{-7} s^{-1}) nos casos extremos de chuva ocorridos na primavera e verão. Para os casos não extremos (porém intensos) os valores foram aproximadamente 50% menores que nos casos extremos.

Os compostos do vento zonal na alta troposfera (250 hPa) mostram um eixo de ventos máximos orientado de WNW-ESE com valores superior a 40 m/s ao sul da Região Sul do Brasil, esta região estando ao lado da entrada equatorial do núcleo de ventos máximos. As circulações secundárias associadas a aceleração das parcelas do ar propiciam a convecção sobre a Região Sul.

Os compostos obtidos neste estudo apresentaram algumas semelhanças com os grupos definidos por Severo (1994). Foram observadas a presença de um jato em altos níveis curvado anticiclonicamente (grupo 3 de Severo) ao sul da Região Sul, principalmente na primavera, e o intenso escoamento de noroeste em 850 hPa, sobre o Paraguai, nordeste da Argentina e Região Sul do Brasil, que foi responsável pelo transporte de umidade e calor às áreas onde ocorreram as chuvas intensas. Todavia, o presente estudo não somente exibiu as magnitudes médias dos importantes parâmetros meteorológicos associados a estes eventos como também apresentou as relações destes parâmetros com a chuva intensa na Região Sul do Brasil.

Konrad II (1997) observou que o alto conteúdo de umidade em 700 hPa esteve relacionado com grande parte dos eventos de chuva intensa por ele estudado. Junker et al. (1999) observaram que a convergência do fluxo de umidade em 850 hPa, nos

eventos mais extremos, foi aproximadamente $3,0 \times 10^{-7} \text{ s}^{-1}$, que a região de forte advecção quente em 850 hPa estava localizada na área da chuva intensa e que esta área estava localizada na saída do máximo de vento em 850 hPa e no lado equatorial do jato em altos níveis (com velocidade superior a 65 m/s).

Harnack et al. (1999) observaram que vários parâmetros meteorológicos relacionados às chuvas intensas tiveram valores superiores à média climatológica no dia anterior a chuva intensa. No inverno foi observado maiores valores de altura geopotencial em 500 hPa e maior convergência do vetor Q em 700 mb. Na primavera o parâmetro que destacou-se foi a maior velocidade dos ventos em altos níveis. No outono, uma velocidade maior dos ventos em baixos níveis e maior temperatura potencial equivalente foram observados. No verão as advecção de temperatura e convergência de umidade em 850 hPa foram maiores que nas outras estações

Para estudar a influência que cada um desses parâmetros exerce na quantidade de chuva dos casos intensos, correlações lineares entre QCI e os cinco parâmetros descritos acima foram obtidas. O parâmetro que demonstra a maior correlação com a chuva foi vento meridional em 850 hPa. O valor de correlação dois dias antes da chuva intensa, neste caso, foi -0,6 para o verão sobre Paraguai, nordeste da Argentina e Região Sul do Brasil. Para as demais estações as correlações tiveram valores de aproximadamente -0,5 sobre a mesma região na véspera da chuva.

A altura geopotencial em 500 hPa, a sudoeste do Brasil, correlaciona bem com a chuva sobre a Região Sul do Brasil. Os valores menores que -0,5 no outono foram muito significativos desde cinco dias antes da chuva. Nas demais estações os valores também foram significativos desde o dia -3.

A PNMM no verão apresentou uma relação significativa com a chuva intensa desde o dia -4. Isso indica que o aprofundamento da Baixa do Chaco (Seluchi et al., 2003) nesta estação tem grande influência sobre as chuvas no sul do Brasil. Nas outras estações correlações significativas entre PNMM e a chuva no Sul do Brasil foram observadas a partir do dia -2.

Uma das características do campo de convergência do fluxo de umidade é a estrutura de mesoescala, independente da situação. Porém, a convergência sobre o sul do Brasil correlaciona bem com a chuva intensa desde o dia -2 em todas as estações. A correlação foi menor que -0,5 no verão e aproximadamente -0,3 para as demais

estações.

O vento zonal em 250 hPa nas latitudes subtropicais sobre Bolívia influenciou na chuva intensa em todas as estações, porém a correlação (de +0,4) foi maior no verão na véspera da chuva. Os ventos fortes sobre Bolívia e fracos sobre Atlântico Sul adjacente ao Rio de Janeiro devem contribuir para a convergência em altos níveis e subsidência sobre o Sudeste do Brasil. Assim, indica-se que a subsidência sobre o sudeste do Brasil favorece movimentos ascendentes e chuvas fortes no sul do Brasil.

Severo (1994) observou a influência da difluência do jato em altos níveis (grupo 4) nas chuvas intensas na Região Sul do Brasil. No presente estudo foi observado a significativa correlação negativa entre o QCI e a componente zonal do vento em altos níveis, no inverno. Isso indica que uma região de desaceleração da componente zonal do vento em 250 hPa está associada a chuva intensa. Isto, associado a uma difluência no escoamento neste mesmo nível, pode favorecer aos movimentos ascendentes devido à divergência criada em altos níveis. Esta configuração foi observada no segundo estudo de caso.

Konrad II (1997) também obteve coeficientes de correlação entre os eventos de chuva intensa ocorridos na estação quente sudeste dos Estados Unidos e diversos parâmetros meteorológicos. Entretanto, devido as diferentes metodologias, a comparação entre os resultados pode ser difícil. Um resultado comum entre este estudos e o de Konrad II (1997) foi a significativa correlação entre a umidade em baixos níveis e os eventos de chuva intensa.

Os estudos de casos apresentaram características semelhantes aos compostos obtidos no Capítulo 4: intenso escoamento de norte/noroeste sobre o Paraguai e Região Sul que transportou as grandes quantidades de umidade e calor observadas, formação (caso 1) e intensificação (caso 2) de um centro de baixa pressão em superfície, forte convergência do fluxo de umidade em 700 hPa (caso 2) e a divisão do cavado em 500 hPa (caso 1). Entretanto, algumas outras características observadas nos dois casos estudados não foram vistas nos compostos: um centro de circulação ciclônica na média troposfera (caso 2), a difluência e desaceleração do jato em altos níveis (caso 2) e a intensa advecção quente sobre a Região Sul (os compostos mostraram uma modesta advecção quente sobre esta região), no caso 2.

As Tabelas 7.1 e 7.2 apresentam os valores dos parâmetros meteorológicos associados

a ocorrência dos episódios extremos de chuva na Região Sul do Brasil e a antecedência com que os parâmetros sinalizam o evento, respectivamente.

Observa-se na Tabela 7.1, as diferenças entres os casos intensos e extremos, na véspera da ocorrência da chuva, nas quatro estações do ano. Neste dia todos os parâmetros estiveram mais intensos. É interessante observar as grandes diferenças entre os eventos intensos e extremos, na primavera e verão. Destaca-se a convergência do fluxo de umidade em 700 e 850 hPa, o vento meridional e a advecção de temperatura em 850 hPa.

Na Tabela 7.2, a altura geopotencial, na média troposfera, no outono e inverno, o escoamento meridional em baixos níveis, PNMM e convergência do fluxo de umidade em baixos níveis no verão, e o escoamento zonal em altos níveis na primavera destacam-se pela maior antecedência da indicação das chuvas intensas na Região Sul.

TABELA 7.1 – Quantificação dos parâmetros meteorológicos associados aos compostos dos caso intensos (I) e extremos (E) de chuva na Região Sul do Brasil na véspera do evento. v850: vento meridional em 850 hPa, u250: vento zonal em 250 hPa, Z500: altura geopotencial em 500 hPa, Conv850: Convergência do fluxo de umidade em 850 hPa, Conv700: Convergência do fluxo de umidade em 700 hPa, Adv850: advecção quente em 850 hPa. A altura geopotencial se refere ao seu valor no eixo do cavado na latitude de 35°S.

Estação	Outono		Inverno		Primavera		Verão	
	I	E	I	E	I	E	I	E
v850 (m/s)	-12	-14	-12	-14	-12	-17	-08	-18
Z500 (dm)	568	560	558	558	560	558	575	570
u250 (m/s)	35	40	45	45	40	40	35	45
Conv850 (10^{-7} s^{-1})	0,9	1,4	0,8	1,2	1,2	1,5	1,0	2,0
Conv700 (10^{-7} s^{-1})	0,3	0,4	0,3	0,4	0,3	1,0	0,3	1,2
adv850 (10^{-4} K s^{-1})	0,8	0,8	1,0	1,0	0,8	1,5	0,3	1,2

TABELA 7.2 – Antecedência (em dias) das influências significativas dos parâmetros meteorológicos para as quatro estações do ano.

	v850	Z500	Conv850	PNMM	u250
DJF	4	3	3	4	2
MAM	2	5	2	2	1
JJA	3	5	2	2	1
SON	3	2	2	1	4

Baseando-se nos resultados deste estudo e em estudos anteriores, conclui-se que a possibilidade de ocorrência de um evento de chuva intensa na Região Sul é melhor indicada pelos seguintes parâmetros meteorológicos, por ordem de importância:

- a) forte escoamento de norte, localizado sobre o Paraguai, nordeste da Argentina e Região Sul, principalmente no verão;
- b) cavado na média troposfera advectando vorticidade negativa e proporcionando queda de pressão em superfície;
- c) convergência do fluxo de umidade na baixa troposfera, sobre a Região Sul do Brasil e nordeste da Argentina;
- d) aproximação de um centro de baixa pressão ou cavado em superfície responsável pela ocorrência de ciclogênese sobre o norte da Argentina e Paraguai;
- e) influência do lado equatorial do jato em altos níveis na Região Sul, favorecendo à convecção.

Além destas influências, outros importantes parâmetros servem como indicativos da ocorrência de chuva intensa na Região Sul do Brasil

- a) a advecção de ar quente sobre a Região Sul e nordeste da Argentina que, por meio dos compostos e dos estudos de caso, mostrou forte associação com a chuva intensa;
- b) a presença de uma crista no campo de temperatura potencial equivalente, a oeste da Região Sul do Brasil, observada nos estudos de caso. Nesta

região, a formação de células convectivas é mais favorável, pois calor e umidade estão presentes em maiores quantidades (Severo (1994), Junker et al. (1999), Harnack et al. (1999));

- c) a presença de uma crista no campo de altura geopotencial em 500 hPa no verão próximo a Região Sul no dia da chuva. Isto, de acordo com Doswell et al. (1996), permite a integração de diversas fontes de energia à formação dos sistemas causadores de chuvas intensas na Região Sul.

As configurações compostas de importantes parâmetros meteorológicos (Capítulo 4) e a quantificação da relação destes parâmetros (Capítulo 5) com as chuvas intensas deverão servir aos meteorologistas operacionais como ferramentas ao diagnóstico de situações favoráveis à ocorrência de chuvas intensas na Região Sul do Brasil. Complementando estas informações, a Tabela 7.1 fornece valores que podem ser considerados como limiares. A antecedência com que os parâmetros meteorológicos indicam a ocorrência da chuva intensa é obtida da Tabela 7.2.

Sugere-se, por meio deste estudo, a previsão de eventos de chuvas intensas pela análise de ingredientes. Como destacado por Doswell III et al. (1996), acredita-se que uma metodologia baseada na análise de ingredientes importantes à chuva intensa é uma escolha lógica para a aplicação do conhecimento científico à tarefa de previsão. Em outras palavras, por meio da verificação da presença das configurações acima citadas o meteorologista operacional pode decidir a possibilidade da ocorrência da chuva intensa na Região Sul do Brasil.

Finalmente, afim de complementar este trabalho, sugere-se a realização de outras pesquisas que levem em consideração os seguintes assuntos:

- a) Estudar as influências de outros parâmetros meteorológicos nas chuvas intensas (TSM, por exemplo), inclusive obter relações multi dimensionais entre estes parâmetros e a chuva intensa.
- b) Aumentar o intervalo de tempo de estudo para mais de 30 anos afim de obter-se uma climatologia destes eventos para a Região Sul e verificar tendências interanuais e interdecadais na frequência de ocorrência destes eventos.

- c) Estudar a influência de outros sistemas tais como a AB, o VCAN do NEB e a OMJ sobre os eventos de chuva intensa na Região Sul do Brasil.
- d) Estudar, através de modelos numéricos de escalas diferentes (global e regional), o ciclo de vida e a dinâmica destes sistemas causadores de chuvas intensas na Região Sul, inclusive esclarecendo as interações entre diferentes escalas.

É importante ressaltar que o entendimento adquirido sobre as condições sinópticas, neste estudo, pode ajudar os meteorologistas a desempenhar melhor seu papel e contribuir para minimizar os problemas causados pelas chuvas intensas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Bluestien, H. B. **Synoptic-dynamic meteorology in midlatitudes: observations and theory of weather systems.** New York: Oxford University Press, 1993. 594 p.
- Bolton, D. The computation of equivalent potential temperature. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 7, p. 1046–1053, July 1980.
- Bonatti, J. P.; Rao, V. B. Moist baroclinic instability in the development of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 44, n. 18, p. 2657–2667, Sept. 1987.
- Bonner, W. D. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833–850, Dec. 1968.
- Carvalho, A. M. G. **Conexões entre a circulação em altitude e a convecção sobre a América do Sul.** 1989. 121 p. (INPE-4923-TDL/383). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1989.
- 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.
- Chaves, R. R.; Cavalcanti, I. F. A. Eventos extremos de precipitação sobre o sul do Nordeste. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000. p. 1002–1008. 1 CD-ROM.
- Doswell III, C. A.; Brooks, H. E.; A., R. Flash flood forecasting: an ingredients-based methodology. **Weather and Forecasting**, v. 11, n. 4, p. 560–581, Dec. 1996.
- Espírito Santo, C.; 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...** Rio de Janeiro: SBMET, 2002. p. 397–402. 1 CD-ROM.
- Gan, M. A.; Rao, V. B. Surface cyclogenesis over South America. **Monthly Weather Review**, v. 119, n. 5, p. 1293–1302, May 1991.

- . The influence of the Andes Cordillera on transient disturbances. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 6, p. 1141–1157, June 1994.
- Grimm, A. M.; Barros, V. R.; Doyle, M. E. Climate variability in Southern America associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 13, n. 1, p. 35–58, Jan. 2000.
- Grimm, A. M.; Ferraz, S. E. T.; Gomes, J. Precipitation anomalies in southern Brazil associated with El Niño and La Niña events. **Journal of Climate**, v. 11, n. 11, p. 2863–2880, Nov. 1998.
- 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, Belo Horizonte. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 1994. p. 77–80.
- Harnack, R. P.; Apffel, K.; Cermack, J. R. Heavy precipitation events in New Jersey: attendant upper air conditions. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 6, p. 933–954, Dec. 1999.
- Junker, N. W.; Schneider, R. S.; Fauver, S. L. A study of heavy rainfall events during the great midwest flood of 1993. **Weather and Forecasting**, v. 14, n. 5, p. 701–712, Oct. 1999.
- Kalnay, E.; Kanamitsu, M.; Kistler, R.; Collins, W.; Deaven, D.; Gandin, L.; Iredell, M.; Saha, S.; White, G.; Woolen, J.; Zhu, Y.; Chelliah, M.; Ebisuzaki, W.; Higgins, W.; Janowiak, J.; Mo, K. C.; Ropelewski, C.; Wang, J.; Leetmaa, A.; Reynolds, R.; Jenne, R.; Joseph, D. The NCEP/NCAR 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–472, Mar. 1996.
- Kane, R. J.; Chelius, C. R.; Fritsch, J. M. Precipitation characteristics of scale convective weather systems. **Journal of Applied Meteorology**, v. 26, n. 10, p. 1345–1357, Oct. 1987.
- Kiladis, G. N.; Weickmann, K. M. Circulations anomalies associated with tropical convection during northern winter. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 9, p. 1900–1923, Sept. 1992.
- Konrad II, C. E. Synoptic-scale features associated with warm season heavy rainfall over the interior southern United States. **Weather and Forecasting**, v. 12, n. 3, p. 557–571, Sept. 1997.

- Kousky, V. E.; Cavalcanti, I. F. A. Eventos Oscilação Sul - El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v. 36, n. 11, p. 1888–1899, Nov. 1984.
- Lourenço, M. C. M. **Vórtices ciclônicos em altos níveis que atuam no sul da América do Sul**. 1996. 77 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.
- Madden, R. A.; Julian, P. R. Detection of a 40-50 day oscillation in the zonal wind in the tropical pacific. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 28, n. 5, p. 702–708, July 1971.
- . Observations of the 40-50-day tropical oscillation - a review. **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 5, p. 814–837, May 1994.
- Maddox, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374–1387, Nov. 1980.
- Maddox, R. A.; Chappell, C. F.; Hoxit, L. R. Synoptic and meso- α aspects of flash flood events. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 60, n. 2, p. 115–123, Feb. 1979.
- Marques, R. F. C.; Rao, V. B. A diagnosis of a longlasting blocking event over the southeast Pacific ocean. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 8, p. 1761–1776, Aug. 1999.
- Mejia, J. **Boundary layer forcing mechanisms of the low-level jet events during SALLJEX**, 2003. Disponível em: <http://www.nssl.noaa.gov/projects/pacs/salljex/archive/research/mejia/ABL.Mejia.htm>. Acesso em: 02 fev. 2004.
- Oliveira, A. D. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e a convecção da Amazônia**. 1986. 134 p. (INPE-4008-TDL/239). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1986.
- Pezzi, L. P.; Cavalcanti, I. F. A. Precipitação sobre a América do Sul para uma situação de El Niño conjugada com dipolo positivo e negativo de TSM no Atlântico em simulações com o MCGA CPTEC/COLA. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 10., 1998, Brasília. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 1998. p. 6. 1 CD-ROM.

- Quadro, M. F. L.; Machado, L. H. R.; Calbete, S.; Batista, N. N. M.; Oliveira, G. S. Climatologia de precipitação e temperatura no período de 1986 a 1996. **Climanalise**, v. on line, n. Edição comemorativa 10 anos, 1996. Publicado como: INPE-10717-PRE/6178. Disponível em: <<http://www.cptec.inpe.br/produtcs/climanalise/cliesp10a/chuesp.html>>. Acesso em: 18 out. 2004.
- Ramírez, M. C. V.; Ferreira, N. J.; Gan, M. A. Vórtices ciclônicos desprendidos em altos níveis que originam-se no leste do Pacífico Tropical Sul. Parte I: aspectos sinóticos relacionados a sua formação. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000. p. 3287–3295. 1 CD-ROM.
- . Vórtices ciclônicos desprendidos em altos níveis que originam-se no leste do Pacífico Tropical Sul. Parte II: uso de imagens de satélites. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2000. p. 3296–3301. 1 CD-ROM.
- Rao, V. B.; Hada, K. Characteristics of rainfall over Brazil: annual variations and connections with the southern oscillation. **Theoretical Applied Climatology**, v. 42, n. 2, p. 81–91, 1990.
- Ropelewski, C. F.; Halpert, M. S. Global and regional scale precipitation patterns associated with the El Niño/Southern Oscillation. **Monthly Weather Review**, v. 115, n. 8, p. 1606–1626, Aug. 1987.
- . Precipitation patterns associated with the high index phase of the Southern Oscillation. **Journal of Climate**, v. 2, n. 3, p. 268–284, Mar. 1989.
- Satyamurty, P.; Nobre, C. A.; Dias, P. L. S. Tropics: South America. **Meteorological Monographs**, v. 27, n. 49, p. 119–139, 1998.
- Satyamurty, P.; Santos, R. P.; Lemes, M. A. M. On the stationary trough generated by the Andes. **Monthly Weather Review**, v. 108, n. 4, p. 510–519, Apr. 1980.
- 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.
- Severo, D. L. **Estudo de casos de chuvas intensas no estado de Santa Catarina**. 1994. 97 p. (INPE-5682-TDL/568). Dissertação

(Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 1994.

Silva, I. R.; Sansigolo, C.; Pereira, C. S. Relação entre as categorias de precipitação em regiões homogêneas no sul do Brasil e eventos de TSM no Atlântico. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 12., 2002, Foz do Iguaçu. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2002. p. 1429–1436. 1 CDROM.

Studzinski, C. D. S. **Um estudo da precipitação na Região Sul do Brasil e sua relação com os Oceanos Pacífico e Atlântico Tropical e Sul.** 1995. 99 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos.

Uccellini, L. W.; Johnson, D. R. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Monthly Weather Review**, v. 107, n. 6, p. 682–703, June 1979.

Velasco, I.; Fritsch, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research**, v. 92, n. D8, p. 9591–9613, Aug. 1987.

Wilks, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences: an introduction.** San Diego: Academic Press, 1995. 470 p.

Zhu, Y.; Thot, Z. Extreme weather events and their probabilistic prediction by the NCEP ensemble forecast system. In: Preprints for the Symposium on Precipitation Extremes: Prediction, Impacts, and Responses, 2001, Albuquerque. **Proceedings...** Boston: AMS, 2001. Disponível em: <<http://sgi62.ncep.noaa.gov:8080/ens/target/ens/albapr/albapr.html>>. Acesso em: 15 abr. 2002.