

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

ANA CLÁUDIA THOMÉ SENA

Padrões de Larga Escala Associados a Eventos Extremos de
Precipitação em São Paulo

São Paulo

2016

ANA CIÁUDIA THOMÉ SENA

Padrões de Larga Escala Associados a Eventos Extremos de
Precipitação em São Paulo

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências.

Versão Corrigida. O original encontra-se disponível na Unidade.

Área de Concentração: Meteorologia

Orientadora: Profa. Dra. Maria Assunção Faus da Silva
Dias

São Paulo

2016

Nome: SENA, Ana Cláudia Thomé

Título: Padrões de Larga Escala Associados a Eventos Extremos de Precipitação em São Paulo

Dissertação apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para obtenção do título de Mestre em Ciências Atmosféricas.

Banca Examinadora

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Prof. Dr.: _____ Instituição: _____

Julgamento: _____ Assinatura: _____

Agradecimentos

A minha orientadora, Profa. Dra. Maria Assunção Faus da Silva Dias, pela oportunidade e por todo o suporte e paciência ao longo dos anos.

A Emília Brasília e Jean Peres pelo auxílio na obtenção dos dados para a pesquisa.

Aos membros da banca de qualificação, Prof. Dr. Edmilson Dias de Freitas e Prof. Dr. Tércio Ambrizzi e à Profa. Dra. Maria de Fátima Andrade pelas sugestões que em muito contribuíram para este trabalho.

Aos meus pais e à minha irmã por todo o incentivo e compreensão durante este período.

Aos funcionários da secretaria do departamento e da secretaria de pós-graduação pela sua atenção e pelos diversos favores prestados.

Aos meus colegas tanto pelos ensinamentos quanto pelos momentos de descontração.

A Igor Stivanelli Custódio pelas dicas e sugestões.

A Tayla Dias da Silva, amiga de todas as horas, pelo apoio, compreensão e pelas risadas desde a graduação.

À Fundação de Apoio a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo auxílio financeiro e suporte à pesquisa.

Projeto FAPESP: 2014/10823-7

Resumo

SENA, A.C.T, **Padrões de Larga Escala Associados a Eventos Extremos de Precipitação em São Paulo**, 2016, 116 f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2016.

Diversos estudos revelam uma tendência de aumento na frequência de eventos extremos tornando cada vez mais importante a compreensão dos fatores associados ao seu desenvolvimento, a fim de auxiliar a previsão destes. Este trabalho visa determinar as situações atmosféricas associadas a eventos de precipitação extrema no estado de São Paulo durante o verão austral.

Para isto, foram usados dados diários de precipitação a fim de determinar os casos de eventos extremos a serem estudados e reanálises meteorológicas para a determinação da situação atmosférica associada a estes. Foram definidos como eventos extremos os casos de precipitação com acumulado diário maior do que 99% das chuvas registradas na região analisada.

O estado foi dividido em cinco grupos com regimes semelhantes de precipitação a partir da análise de agrupamento. Esta separação ressaltou a forte influência da topografia, da proximidade com o oceano e das células de brisa marítima no clima da região. No entanto, os fatores de larga escala associados aos eventos extremos nos grupos são semelhantes e podem ser analisados em um único grupo sem perda de generalidade.

A análise da climatologia de eventos extremos no estado revela que entre os fatores atmosféricos associados a estes eventos durante o verão austral podemos citar: (i) a presença do jato em altos níveis localizado em torno de $30^{\circ}S$; (ii) a intensificação do índice de água precipitável sobre o estado nos três dias anteriores ao evento, sugerindo um aporte de umidade nesta região; (iii) a intensificação da curvatura das isolinhas de altura geopotencial em 500 hPa e a diminuição dos valores desta variável no estado de São Paulo nos dias que precedem o evento; (iv) vento de baixos níveis predominantemente de noroeste e norte sobre São Paulo; (v) a presença de um giro anticiclônico do vento em baixos níveis sobre a Argentina, que desloca-se para norte e intensifica-se nos dias que precedem o evento.

Foi realizada também uma análise de componentes principais para os casos de eventos extremos. Os padrões resultantes podem ser associados às características esperadas no estabelecimento da Zona de Convergência do Atlântico Sul (responsável por 35% da covariabilidade explicada) e de sistemas frontais (aproximadamente 15% da covariabilidade explicada).

Abstract

SENA, A.C.T. **Large Scale Patterns Associated with Extreme Rainfall in Sao Paulo**. Sao Paulo: Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of Sao Paulo, 2016, 116 p. Masters Dissertation in Meteorology.

As many studies have shown an increasing trend in the frequency of extreme events, the understanding of the factors associated with their development becomes increasingly important, in order to assist in their prediction. This study aims to determine the atmospheric conditions associated with extreme rainfall events in the state of São Paulo during the austral summer.

With that intent, precipitation data is used to determine the cases of extreme events to be studied and meteorological reanalysis to determine the atmospheric condition associated with these events. Extreme events were defined as cases in which the daily precipitation was higher than 99% of the daily precipitations recorded in the analyzed region.

The state was divided into five groups with similar rainfall regimes by cluster analysis. This separation indicated the strong influence of the topography and the sea breeze cells in the state's climate. However, large-scale factors associated with extreme events in the groups are similar and can be analyzed in a single group without generality loss.

Analysis of weather extremes events in the state reveals that the atmospheric factors associated with these events during the austral summer include: (i) the presence of upper levels jet located around $30^{\circ}S$; (ii) the intensification of the state's precipitable

water content within three days prior to the event, suggesting a moisture supply in the region; (iii) the intensification of the curvature of isolines of geopotential height at 500 hPa and the decrease in the value of this variable in the state in the days preceding the event; (iv) low level wind predominantly of northwest and north in São Paulo; (v) the presence of an anticyclonic spin at low levels on Argentina, which moves north and intensifies in the days preceding the event.

Principal component analysis was performed for the cases of extreme events. The resulting patterns can be associated with features expected in the establishment of the South Atlantic Convergence Zone (responsible for 35% of the explained covariability) and frontal systems (approximately 15% of the explained covariability).

Keywords: Extreme Events, Rainfall, Sao Paulo

Lista de Figuras

1.0.1 Acumulado anual médio de precipitação no estado de São Paulo entre 1981 e 2010, obtido a partir dos dados do CHIRPS (vide seção 3.1).	3
1.0.2 Percentil 99% da precipitação diária no estado de São Paulo, entre 1981 e 2010	4
2.2.1 Climatologia do vento em 900hPa, calculada por Zhou et al. (1998) para: (a) vento médio climatológico (b) vento em Janeiro menos a média anual e (c) Julho menos a média anual [Zhou et al, 1998]	8
2.2.2 Exemplo de estrutura observada da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Imagem do satélite GOES-12 do dia 27/01/2012 às 0 UTC.	10
2.3.1 Esquemática da célula de brisa marítima. Adaptado de <Weather World (2010)>	13
2.3.2 Esquema ilustrativo do desenvolvimento da brisa vale-montanha durante (a) manhã; (b) tarde; (c) noite; (d) madrugada - Fonte: Comet Program	15
2.3.3 Figura ilustrativa da formação de nuvens orográficas. Retirado de <Comet Program>	16
2.3.4 População rural e urbana do estado de São Paulo entre 1970 e 2010. Fonte: IBGE	17
2.3.5 Imagem de satélite da Região Metropolitana de São Paulo. Fonte: GoogleEarth	17
3.1.1 Localização dos pluviômetros estudados	23

3.1.2 Acumulado mensal médio no estado de São Paulo para os pluviômetros e CHIRPS, com o desvio-padrão.	25
3.1.3 Densidade de dados com acumulado diário de precipitação acima de 150 mm no mês de fevereiro para a série de dados dos pluviômetros	25
3.1.4 Densidade de dados acima de 200 mm, para os pluviômetros (em vermelho) e CHIRPS (em azul) para (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON	26
3.3.1 Dendrograma da análise de cluster dos dados de acumulado de precipitação nos pontos do CHIRPS	28
4.1.1 Índice de Davies-Bouldin calculado para o acumulado de precipitação nos pontos do CHIRPS pertencentes ao estado de São Paulo. O índice revela que o valor ótimo de grupos é 5.	36
4.1.2 Divisão do estado de São Paulo em cinco grupos com regimes semelhantes de precipitação, de acordo com a análise de agrupamento.	37
4.1.3 Relevo do estado de São Paulo. Fonte: Martinelli, 2009	37
4.1.4 Evolução do percentil 99 do conjunto de dados de precipitação CHIRPS para o estado de São Paulo e para cada grupo obtido pela análise de agrupamento.	38
4.1.5 Quantidade de eventos extremos obtidos em cada grupo e em cada estação do ano, assim como no estado de São Paulo. Para o cálculo deste valor, foram considerados os limiares de eventos extremos para cada um destes, mostrados na figura 4.1.4. O verão é responsável pela maior variedade de datas de eventos extremos.	40
4.2.1 Características atmosféricas médias associadas aos eventos extremos no estado de São Paulo durante o verão austral no dia do evento ($t=0$) e nos três dias anteriores ($t=-1$, $t=-2$ e $t=-3$)	42

4.2.2	Componente meridional do vento (em cores) e vetor vento médio em 850hPa associado a eventos extremos para o estado de São Paulo no dia de ocorrência do evento extremo para (a) o estado de São Paulo e (b) a área A, destacada na figura 4.2.1	43
4.2.3	Diferença entre as características associadas aos eventos extremos nos grupos e o padrão de eventos extremos do estado, mostrado na figura 4.2.1, para os grupos: (a) Divisa MG, (b) Interior 2, (c) Serra do Mar (d) Litoral e (e) Interior 1. Os padrões mostrados nesta figura são referentes ao dia de ocorrência do evento extremo (dia 0).	45
4.2.4	Porcentagem de eventos extremos do grupo analisado que também é considerado extremo nos demais grupos.	47
4.3.1	Gráfico da covariabilidade cumulativa explicada para a análise das componentes principais para o dia do evento extremo e os três dias anteriores para a análise do estado de São Paulo. As três primeiras componentes principais são responsáveis por aproximadamente 55% da covariabilidade explicada e serão analisadas.	48
4.3.2	Primeira componente principal calculada no dia de ocorrência do evento extremo (dia 0) e para os três dias anteriores (dias -1, -2 e -3) para o estado de São Paulo, e a respectiva fração da covariabilidade explicada (SCF).	50
4.3.3	Coefficientes de expansão associados à primeira componente principal no dia do evento extremo para a análise do estado de São Paulo. O dia 15/01/2007 está marcado em vermelho.	52
4.3.4	Padrões das variáveis analisadas para o caso de evento extremo de precipitação ocorrido no dia 15/01/2007 (dia 0) e nos três dias anteriores (dias -1, -2 e -3) de acordo com a reanálise do CFSR. Este caso é representativo da primeira componente principal obtida.	53

4.3.5 Imagem do satélite GOES-12 no canal do infra-vermelho às (a) 10h30 UTC do dia 13/01/2007; (b) 13h30 UTC de 14/01/2007; (c) 00h00 UTC no dia 15/01/2007; (d) 11h00 UTC de 16/01/2007.	54
4.3.6 Precipitação acumulada no dia 15/01/2007, representativa da primeira componente principal. É possível perceber um máximo de precipitação intensa no norte do estado, próximo à divisa com Minas Gerais.	55
4.3.7 Vetor vento em 850 hPa e altura geopotencial em 900 hPa (contorno, em gpm) no dia 15/01/2007 as 12 UTC de acordo com a reanálise do CFSR.	56
4.3.8 Segunda componente principal calculada no dia de ocorrência do evento extremo (dia 0) e nos três dias anteriores (dias -1, -2 e -3) para o estado de São Paulo, e a respectiva fração da covariabilidade explicada (SCF).	58
4.3.9 Coeficientes de expansão associados à segunda componente principal no dia do evento extremo para a análise do estado. O dia 03/01/2009 está marcado em vermelho.	59
4.3.10 Condições de água precipitável, vento meridional em 200hPa, altura geopotencial em 500 hPa e vento meridional em 850hPa para o evento do dia 03/01/2009 e nos três dias anteriores. Este evento é representativo da segunda componente principal calculada para o estado.	60
4.3.11 Imagens de satélite GOES-10 no canal do infravermelho para o dia 03/01/2009 às (a) 1145 UTC, (b) 1800 UTC, (c) 2345 UTC. É possível perceber um sistema frontal passando pelo estado de São Paulo	61
4.3.12 Acumulado de precipitação registrado em 03/01/2009, data representativa da segunda componente principal para o estado de São Paulo	61

- 4.3.13 Pressão ao nível médio do mar e altura geopotencial em 850 hPa (contorno em vermelho, em gpm), às 12 UTC do dia 03/01/2009. É possível perceber uma região de baixa pressão atmosférica no oceano, próximo à região sul do Brasil e fortes gradientes de altura geopotencial associados a este. Essas características estão tipicamente associadas a sistemas frontais. 62
- 4.3.14 Variáveis pressão a gravidade normal, temperatura e vento em superfície na estação meteorológica do IAG/USP entre os dias 02/01/2009 e 05/01/2009. É possível perceber o aumento da pressão atmosférica, a queda de temperatura e a virada do vento relacionadas à entrada da frente fria sobre a cidade. 63
- 4.3.15 Terceira componente principal calculada no dia de ocorrência do evento extremo (dia 0) e nos três dias anteriores (dias -1, -2 e -3) para o estado de São Paulo, e a respectiva fração da covariabilidade explicada (SCF). 65
- 4.3.16 Coeficientes de expansão associados à terceira componente principal no dia do evento extremo para o estado de São Paulo. O dia 25/02/2010 está marcado em vermelho. 66
- 4.3.17 Padrões das variáveis analisadas para o caso de evento extremo de precipitação ocorrido no dia 25/02/2010 (dia 0) e nos três dias anteriores (dias -1, -2 e -3), de acordo com a reanálise CFSR. Esta data é representativa da terceira componente principal do estado. 67
- 4.3.18 Acumulado de precipitação registrado em 25/02/2010 de acordo com o CHIRPS. É possível ver um máximo de precipitação localizado no litoral do estado. 68

4.3.1	Umidade relativa em superfície, vento em 850 hPa e altura geopotencial em 850 hPa (contorno em preto, em gpm), às 12 UTC do dia 25/02/2010, data representativa da terceira componente principal calculada. É possível perceber um cavado em baixos níveis no litoral do sudeste brasileiro, associado a uma região de máximo local de umidade relativa e a um vento de sudoeste, que auxilia no transporte de umidade do oceano para o continente.	69
4.4.1	Modelos conceituais associados aos eventos extremos em São Paulo para: (a) climatologia de eventos extremos; (b) primeira componente principal, responsável por 35% da covariabilidade explicada; (c) segunda componente principal (15% da covariabilidade explicada); (d) terceira componente principal (8% da covariabilidade explicada).	70
A.1.1	Primeira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Divisa MG no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	83
A.1.2	Segunda Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Divisa MG no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	84
A.1.3	Terceira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Divisa MG no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	85
A.2.1	Primeira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 2 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	86
A.2.2	Segunda Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 2 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	87

A.2.3	Terceira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 2 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	88
A.3.1	Primeira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Serra do Mar no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	89
A.3.2	Segunda Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Serra do Mar no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	90
A.3.3	Terceira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Serra do Mar no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	91
A.4.1	Primeira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Litoral no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	92
A.4.2	Segunda Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Litoral no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	93
A.4.3	Terceira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Litoral no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	94
A.5.1	Primeira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 1 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	95
A.5.2	Segunda Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 1 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.	96

A.5.3 Terceira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 1 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores. 97

Lista de Tabelas

4.1	Número de casos de eventos extremos analisados para cada grupo e para o estado de São Paulo.	41
4.2	Porcentagem dos casos de eventos extremos nos grupos definidos pela análise de agrupamento que também são considerados extremos na análise do estado de São Paulo	46
4.3	Correlação entre os coeficientes de expansão da análise de cada componente principal obtida e a do dia imediatamente anterior, para o estado de São Paulo.	48

Sumário

1	Introdução	1
1.1	Objetivos	4
2	Fundamentação Teórica e Revisão bibliográfica	5
2.1	Condições Associadas a Extremos de Precipitação em São Paulo	5
2.2	Sistemas de larga escala atuantes no estado de São Paulo	7
2.2.1	Sistema de Monções da América do Sul	7
2.2.2	Zona de Convergência do Atlântico Sul	9
2.2.3	Sistemas Frontais	11
2.3	Sistemas de mesoescala atuantes no estado de São Paulo	12
2.3.1	Brisa Marítima	12
2.3.2	Efeito da Topografia	14
2.3.3	Ambientes urbanos	16
2.3.4	Sistemas Convectivos de Mesoescala	18
2.3.4.1	Complexos Convectivos de Mesoescala	18
2.3.4.2	Linhas de Instabilidade	20
2.4	Conclusão	21
3	Metodologia e Dados	22
3.1	Dados de Precipitação	22
3.2	Dados de Reanálise	27
3.3	Análise de Agrupamento	27

3.4	Definição de Extremos de Precipitação	29
3.5	Análise de Componentes Principais	30
4	Resultados	35
4.1	Separação do Estado em Grupos	35
4.2	Climatologia de Eventos Extremos	40
4.3	Componentes Principais	47
4.3.1	Primeira Componente Principal	49
4.3.2	Segunda Componente Principal	56
4.3.3	Terceira Componente Principal	63
4.4	Modelos Conceituais Associados aos Eventos Extremos em São Paulo .	70
5	Conclusão	72
	Referências Bibliográficas	76
A	Componentes Principais Relacionados aos eventos extremos nos grupos	82
A.1	Grupo Divisa MG	83
A.2	Grupo Interior 2	86
A.3	Grupo Serra do Mar	89
A.4	Grupo Litoral	92
A.5	Grupo Interior 1	95

Capítulo 1

Introdução

Os danos causados pelos extremos de precipitação no estado de São Paulo são conhecidos de seus habitantes. De acordo com dados da Defesa Civil do Estado de São Paulo (<http://www.defesacivil.sp.gov.br/>), entre os meses de dezembro de 2013 e março de 2014 foram registradas 41 mortes e 51 pessoas feridas, além de mais de 4700 pessoas desabrigadas ou desalojadas devido às chuvas intensas na região. Os alagamentos também estão relacionados à incidência de diversas doenças, como, por exemplo, a leptospirose (Miyazato et al, 2013).

Além do custo humano, estes eventos também causam importantes perdas econômicas para o país. Um estudo realizado por Santos, 2014 estimou em 172,3 milhões de reais o prejuízo causado pelos alagamentos na região metropolitana de São Paulo em 2008, considerando perdas diretas e indiretas.

Estudos recentes indicam que tais eventos tendem a ficar cada vez mais comuns, devido às mudanças climáticas. Dufek e Ambrizzi, 2008, observaram que, enquanto as chuvas intensas estão se tornando mais frequentes, o número de dias chuvosos diminuiu no estado de São Paulo. Posteriormente, Teixeira e Satyamurty, 2011, identificaram uma possível tendência de aumento na frequência de casos de extremos de precipitação no sudeste brasileiro durante as últimas décadas. De acordo com os relatórios de avaliação do Painel Intergovernamental de Mudanças Climáticas sobre eventos extremos (SREX, 2011; IPCC 2013) um aumento na ocorrência e na intensidade de eventos

extremos até o fim do século é muito provável, o que leva à necessidade do estudo de padrões climáticos associados a chuvas intensas, a fim de melhorar a reação a desastres naturais.

Silva Dias et al., 2013 perceberam um aumento na frequência de extremos de precipitação diária na cidade de São Paulo. A partir do estudo de índices climáticos, os autores determinaram que, durante a estação chuvosa, metade da tendência observada pode ser explicada pela situação climática. Fenômenos locais, como a urbanização e a poluição do ar, entre outros, são responsáveis pela outra metade.

A caracterização da situação atmosférica prévia e durante chuvas extremas torna-se, então, um importante instrumento para a previsão destes eventos. Neste trabalho, as condições atmosféricas associadas aos eventos extremos durante o verão austral serão analisadas, visando explicar as características meteorológicas mais comuns associadas aos eventos de precipitação e determinar a influência de sistemas meteorológicos conhecidos, como os sistemas frontais e a Zona de Convergência do Atlântico Sul na formação de precipitação no estado de São Paulo.

Uma característica típica da precipitação no estado de São Paulo é sua sazonalidade. O clima paulista possui períodos secos e úmidos bem definidos. Cerca de 75% da chuva na capital ocorre entre os meses de outubro e março, sendo que 45% desta ocorre entre dezembro e fevereiro. Isto ocorre devido à influência do sistema de monções da América do Sul e à ativação da Zona de Convergência do Atlântico Sul. Estes mecanismos serão apresentados na seção 2.2.

No entanto, ao analisar os eventos extremos de precipitação no estado de São Paulo é necessário levar em conta que o estado possui uma distribuição de precipitação heterogênea. Fatores de mesoescala, como a topografia e a proximidade com o oceano influenciam significativamente a distribuição espacial de chuva. A figura 1.0.1 mostra o acumulado médio anual entre os anos 1981 e 2010 no estado de São Paulo. Como é possível perceber, há regiões com acumulados anuais de menos de 1000 mm no interior do estado, enquanto em outras regiões a precipitação chega a mais de 3000 mm por ano, como na região da Serra do Mar, local fortemente influenciado pela interação dos

sistemas sinóticos com sistemas de mesoescala, como o efeito da barreira topográfica e o sistema de brisa marítima.

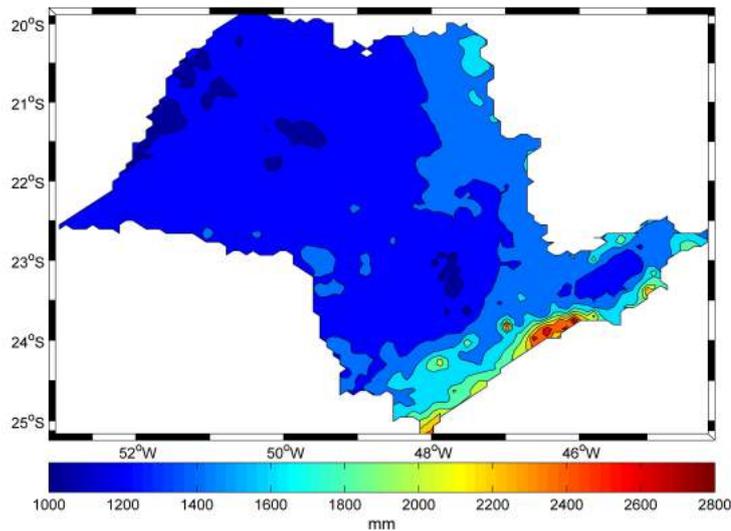


Figura 1.0.1: Acumulado anual médio de precipitação no estado de São Paulo entre 1981 e 2010, obtido a partir dos dados do CHIRPS (vide seção 3.1).

Conseqüentemente, os valores a serem considerados como eventos extremos variam para cada região. A figura 1.0.2 mostra os valores abaixo dos quais ocorre 99% da precipitação diária (percentil 99%) para cada ponto do estado durante o verão. Como é possível perceber, estes valores variam de 34 a 117 mm diários. Assim, uma precipitação extrema no interior do estado, por exemplo, é um evento comum na região litorânea. Por isso, é prudente agrupar o estado em regiões com características semelhantes de precipitação. Para isso, foi utilizado o método de agrupamento, descrito na seção 3.3. Os resultados deste agrupamento são mostrados na seção 4.1.

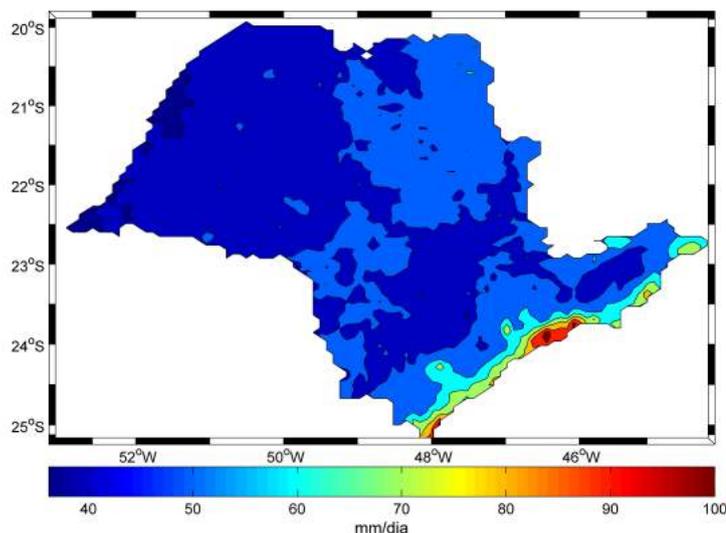


Figura 1.0.2: Percentil 99% da precipitação diária no estado de São Paulo, entre 1981 e 2010

O presente trabalho está organizado da seguinte forma: o capítulo 2 mostra uma revisão bibliográfica dos sistemas causadores de precipitação em São Paulo. O capítulo 3 aborda a metodologia e os dados utilizados neste trabalho. Os resultados obtidos são discutidos no capítulo 4 e as conclusões, no capítulo 5.

1.1 Objetivos

Considerando os diversos sistemas que geram precipitação no estado de São Paulo, este trabalho visa analisar a ocorrência de eventos extremos no estado de São Paulo e detectar as condições sinóticas de grande escala associadas aos extremos de precipitação no estado de São Paulo, assim como sua evolução, a fim de aprimorar os modelos conceituais destes sistemas.

Os resultados deste trabalho devem contribuir para aperfeiçoar o modelo conceitual dos sistemas causadores de eventos extremos e aperfeiçoar a previsão destes.

Capítulo 2

Fundamentação Teórica e Revisão bibliográfica

Nesta seção serão abordados os diversos sistemas meteorológicos que contribuíram para a precipitação no estado, tanto em larga escala (seção 2.2) quanto os efeitos locais (seção 2.3). Na seção 2.1 serão citados estudos anteriores sobre as características atmosféricas comuns a eventos extremos de chuva.

2.1 Condições Associadas a Extremos de Precipitação em São Paulo

Diversos estudos foram realizados para uma maior compreensão dos processos causadores de precipitação no estado de São Paulo. Na década de 1990, Silva e Silva Dias, 1994 analisaram a precipitação diária para o estado de São Paulo usando a análise de componentes principais. Este estudo mostrou que os sistemas mais associados com a precipitação são os sistemas frontais e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Os eventos extremos não foram analisados separadamente neste estudo.

Lima et al., 2010, obtiveram resultado semelhante analisando os dados de chuva intensa durante o verão no sudeste do Brasil. Para isso, foram definidos como chuva intensa os eventos onde a precipitação excedeu o percentil de 99% em ao menos 10

pluviômetros da região analisada, e como chuva normal, eventos onde foram registradas precipitação entre os percentis 45% e 55% em ao menos 10 pluviômetros. Lima et al. (2010) também observaram que as anomalias de diversas variáveis, como a radiação de onda longa ascendente, geopotencial em níveis médios e velocidade dos ventos, são mais intensas em eventos de chuva intensa, comparando-as com casos de precipitação normal. Esta característica é mais evidente para a convergência de umidade.

A influência da ZCAS na precipitação do estado de São Paulo também foi estudada por Carvalho et al., 2002, considerando dados extremos de precipitação diária. A partir da análise de fatores da radiação de onda longa, observou-se que a maior parte dos extremos pode ser associada a casos onde a ZCAS possui uma maior intensidade sobre a América do Sul Tropical, mas sem se estender sobre o Oceano Atlântico. O estudo também sugere a importância dos sistemas transientes, como os complexos convectivos de mesoescala, além do papel da topografia para a ocorrência destes eventos.

Em outro estudo, Teixeira e Satyamurty, 2007, determinaram condições associadas à chuva intensa no sudeste brasileiro, distinguindo-as dos casos de precipitação leve. Encontraram fatores comuns a todas as épocas do ano, como: (i) sistemas de baixa pressão sobre o norte da Argentina proeminentes no dia anterior ao evento, a formação de um cavado em níveis médios sobre o Pacífico Sul, que se move para a parte central da Argentina ao longo dos três dias anteriores ao evento; (ii) a formação de um jato de baixos níveis sobre o Paraguai, que advecta ar quente e úmido para o sudeste brasileiro nos dias anteriores ao evento; e (iii) uma forte convergência de umidade sobre a região sudeste. Nesse trabalho, os eventos de precipitação não foram diferenciados em relação à época do ano.

2.2 Sistemas de larga escala atuantes no estado de São Paulo

Como discutido na seção 2.1, dois sistemas importantes para a formação de chuva intensa no estado de São Paulo são a ZCAS e os sistemas frontais. Nesta seção discutiremos as características associadas a estes sistemas e como eles podem influenciar a precipitação.

2.2.1 Sistema de Monções da América do Sul

Diversas áreas do globo possuem um regime climático definido por verões chuvosos e invernos secos devido à reversão sazonal da direção do vento. Essa característica é causada pelo aquecimento diferencial entre o continente e o oceano. Como a capacidade térmica da água é maior do que a da terra, ela possui uma maior capacidade de reter calor. Assim, no verão o continente aquece mais rápido do que o oceano, criando uma zona de baixa pressão relativa sobre o continente, cujos ventos associados transportam ar úmido do oceano para a região. Ao entrar em contato com o ar quente sobre o continente, este ar ascende, forma sistemas convectivos e causa precipitação. Por outro lado, durante o inverno o oceano resfria-se mais lentamente, e forma-se uma zona de baixa pressão relativa sobre o oceano e a circulação da célula é revertida. Chamamos este regime de monções. Entre as regiões sob regime de monções podemos citar o sudeste asiático, o norte da Austrália e o oeste da África (Slingo, 2003).

Embora a região central da América do Sul possua verões e invernos bem definidos, por muitos anos ela não foi considerada como uma área sob regime de monções, devido à ausência da reversão dos ventos de baixos níveis (Gan et al., 2009). Há dois motivos principais para a falta de um regime de monções clássico na América do Sul, de acordo com Ramage, 1971: a forma do continente, que se afunila a medida que afasta-se do equador, tanto para norte quanto para sul, limitando a região disponível para a formação de sistemas estacionários; e a ressurgência de água fria das correntes oceânicas

na costa oeste, que atinge seu máximo durante o inverno e que reduz o gradiente de temperatura do ar sobre o oceano e o continente.

No entanto, Zhou et al., 1998 mostraram que embora a alteração do padrão de vento em baixos níveis não seja aparente na região devido à prevalência dos ventos de leste durante o ano, a anomalia do vento com relação à sua normal climatológica possui um padrão de reversão semelhante ao esperado em uma área sob regime de monção. A figura 2.2.1, de Zhou et al., 1998 demonstra esta característica.

Durante o verão austral, o fluxo da anomalia de vento proveniente da África subsaariana entranha-se nos ventos de leste, gira no sentido horário e torna-se um jato de baixos níveis de direção noroeste para sudeste localizado à leste dos Andes, conhecido como Jato de Baixos Níveis da América do Sul. Este jato é parte da formação das ZCAS, conforme discutido na seção 2.2.2. Durante o inverno este fluxo reverte-se.

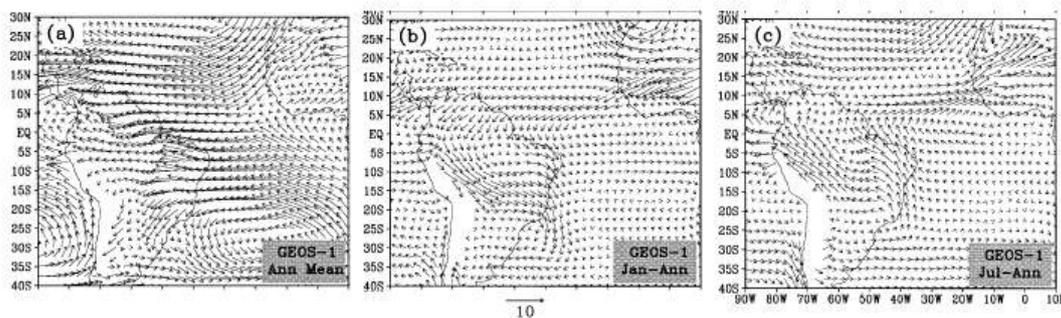


Figura 2.2.1: Climatologia do vento em 900hPa, calculada por Zhou et al. (1998) para: (a) vento médio climatológico (b) vento em Janeiro menos a média anual e (c) Julho menos a média anual [Zhou et al, 1998]

Zhou et al., 1998 descreveu o desenvolvimento do sistema de monções na América do Sul em cinco fases:

(I) O período pré-monção é caracterizado por um forte gradiente de temperatura entre os Trópicos e Subtrópicos, além da presença de centros de convergência em baixos níveis e de divergência em altos níveis localizados sobre a Amazônia, fortes ventos de oeste na alta troposfera na região subtropical e o fluxo de ventos de leste em baixos níveis sobre o continente.

(II) Desenvolve-se um ciclone de baixos níveis a sudeste do Altiplano. Os ventos

de leste provenientes do Atlântico Norte cruzam o equador e formam um fluxo com direção noroeste-sudeste a leste dos Andes, enquanto a Alta Subtropical do Atlântico Sul move-se na direção do continente. O anticiclone em altos níveis sobre a região amazônica e o cavado sobre o Atlântico Sul são intensificados. Durante esta fase, a ZCAS pode ser ativada e altos índices de precipitação são registrados no Brasil.

(III) Durante a fase madura, formam-se duas circulações em altos níveis: a alta da Bolívia e o vórtice ciclônico de altos níveis, gerando confluência de ventos de sul em altos níveis entre estes sistemas. Enquanto isto, ventos de norte são registrados em baixos níveis.

(IV) A fase de verão do regime de monções começa a se desfazer. O fluxo de vento cruzando o equador enfraquece-se e o fluxo monçônico de noroeste a leste dos Andes desaparece. O gradiente de temperatura entre o continente e o oceano atinge seu mínimo.

(V) No período pós-monção, o regime é caracterizado pela presença do jato de baixos níveis localizado em torno de $35^{\circ}S$ a $40^{\circ}S$. A maior parte da precipitação passa a ser registrada na região tropical.

2.2.2 Zona de Convergência do Atlântico Sul

A ZCAS pode ser definida como uma banda persistente de nebulosidade com orientação noroeste-sudeste que se forma tipicamente durante o verão entre as regiões norte e sudeste do Brasil e se mantém por alguns dias. (Kodama, 1992, Carvalho et al., 2004, Kousky, 1988). A figura 2.2.2 mostra a imagem de satélite de um caso de configuração de ZCAS.

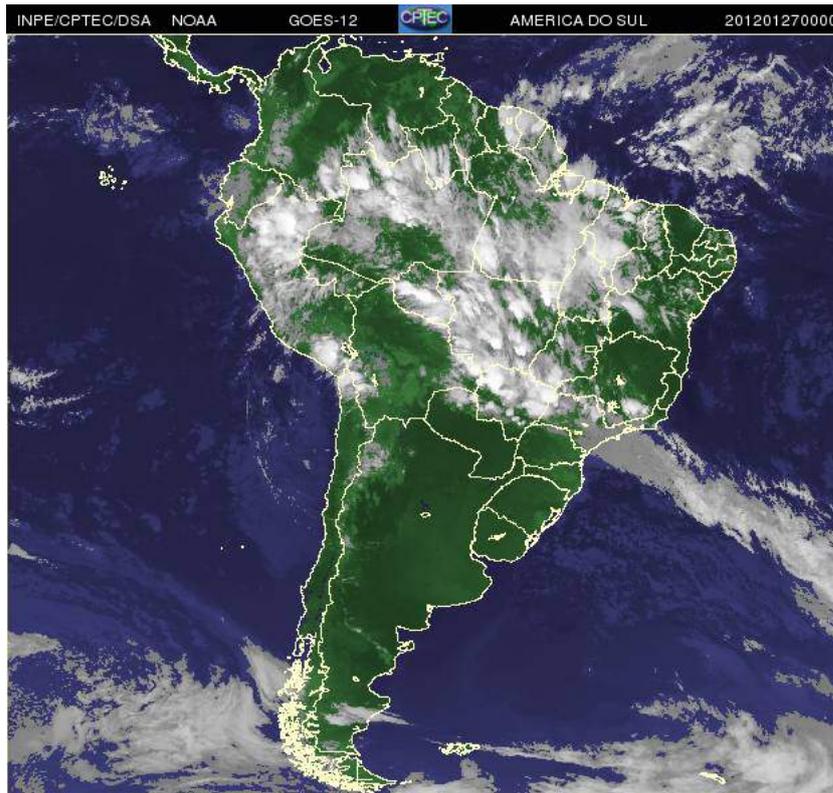


Figura 2.2.2: Exemplo de estrutura observada da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS). Imagem do satélite GOES-12 do dia 27/01/2012 às 0 UTC.

Entre os principais estudos sobre a ZCAS, podemos citar Kodama, 1992 que determinou as semelhanças entre a ZCAS, a Zona de Convergência do Pacífico Sul (ZCPS) e a Zona Frontal de Baiu. A estas zonas de precipitação foi convencionado chamar de Zonas de Convergência Subtropical (ZCST). De acordo com este estudo, estes sistemas são formados ao longo do jato subtropical, localizado em torno de $25^{\circ}S$ e $30^{\circ}S$. Kodama (1992) também observou que entre as características associadas a estes sistemas, podemos citar a convergência do vento na baixa e média troposfera, a divergência em altitude e uma atmosfera intensamente baroclínica sobre o oceano.

Para a manutenção do sistema é fundamental a convergência do fluxo de umidade sobre a área de formação da ZCAS (Kodama, 1993). Comumente a convergência se dá entre um jato de baixos níveis de direção norte-noroeste localizado a leste dos Andes, que transporta a umidade amazônica para as regiões sul e sudeste e a Alta Subtropical do Atlântico Sul. (Reboita et al., 2010; Marengo et al., 2009). Conhecido como Jato de Baixos Níveis da América do Sul, este sistema é tipicamente observado

no verão, como parte do sistema de monções. Este transporte de umidade entre as regiões norte e sudeste do país sugere que a posição de formação da ZCAS pode ser associada à convecção gerada na região amazônica (Liebmann et al, 2001). Figueroa et al., 1995 também sugeriram que a barreira topográfica formada pelos Andes influencia o posicionamento do sistema.

2.2.3 Sistemas Frontais

As frentes frias estão entre os principais sistemas meteorológicos atuantes sobre o Brasil. Comum em todas as épocas do ano, os sistemas frontais podem ser definidos como zonas de transição entre duas massas de ar com características de temperatura e densidade distintas. Ao permanecerem estacionárias por mais de três dias sobre as regiões sul e sudeste do Brasil, muitas vezes as frentes frias interagem com a convecção amazônica auxiliando no estabelecimento da ZCAS (Reboita et al., 2010).

De acordo com Cavalcanti et al. (2009), as frentes frias sobre o sul do Brasil podem ser previstas a partir das seguintes características:

(i) A presença de um sistema de baixa pressão sobre o norte da Argentina no dia anterior à chegada da frente no sul do Brasil. Este sistema é conhecido como Baixa do Chaco.

(ii) Temperaturas acima da média são observadas em quase todo o Brasil, enquanto temperaturas abaixo da média são observadas no sul da Argentina no dia anterior à chegada da frente.

(iii) A existência de um cavado em 500 hPa ao longo da costa oeste da América do Sul antes da passagem da frente fria, que move-se para leste sobre a Argentina no dia do evento e avança em direção ao oceano durante os dias seguintes.

Os autores também determinaram que as frentes que avançam sobre o sudeste do Brasil possuem as mesmas características, porém com um dia de atraso.

Outros critérios comumente usados para a determinação da localização das frentes frias são:

- (i) As frentes estão localizadas próximo à zona de máximo gradiente horizontal de temperatura (Lucas, 2001);
- (ii) A alteração da direção do vento em baixos níveis do quadrante norte para o quadrante sul (Rodrigues et al., 2004);
- (iii) O aumento da pressão ao nível do mar na região após a passagem da frente. (Cavalcanti, 2009; Wallace e Hobbs, 2006);
- (iv) Rápido resfriamento do ar em superfície após a chegada da frente devido à advecção de ar frio (Cavalcanti, 2009; Wallace e Hobbs, 2006);
- (v) Em geral, o jato polar em altos níveis localiza-se algumas centenas de quilômetros a sul das frentes e o jato subtropical geralmente aparece acoplado ao jato polar (Escobar, 2009).

2.3 Sistemas de mesoescala atuantes no estado de São Paulo

Além dos fatores discutidos na seção anterior, fatores de menor escala, como a topografia, a urbanização e a proximidade a grandes corpos de água também podem influenciar a distribuição pluviométrica no estado. Além disso, sistemas como as linhas de instabilidade e os Complexos Convectivos de Mesoescala também podem ser associados a eventos de chuva em São Paulo. Esta seção discute estes mecanismos.

2.3.1 Brisa Marítima

A brisa marítima e a brisa terrestre são sistemas observados em regiões de transição entre o continente e grandes corpos de água, tais como lagos, rios e oceanos. Durante as primeiras horas do dia, a radiação solar incidente sobre uma região litorânea aquece tanto o continente quanto o oceano. No entanto, como a capacidade térmica da água é maior do que a do continente, o solo aquece-se mais rapidamente do que o corpo de água, aquecendo o ar adjacente. Assim, forma-se um gradiente de temperatura entre o

ar sobre o oceano e sobre o continente, refletindo-se em um gradiente de pressão. Como o ar quente é menos denso do que o ar frio, há uma inclinação nas isóbaras em altitude, como mostra a figura 2.3.1. Assim, forma-se uma zona de alta pressão em altitude sobre o continente e uma zona de baixa pressão sobre o oceano. A força do gradiente de pressão gera uma corrente de vento em direção à zona de baixa pressão, ou seja, do continente para o oceano em altitude, conhecida como corrente de retorno. A retirada de ar sobre o continente cria uma zona de baixa pressão relativa em superfície sobre este e uma zona de alta pressão relativa sobre o oceano. Devido a este gradiente de pressão é criada uma corrente de vento do oceano para o continente. Finalmente, a célula de brisa é fechada a partir de movimentos verticais de compensação: subsidente sobre o oceano e ascendente sobre o continente. Este movimento ascendente de ar, associado à incursão de umidade transportada pela brisa marítima auxilia a convecção. Durante o período noturno, a perda radiativa reflete-se em um maior resfriamento do continente do que do oceano, devido à maior capacidade deste reter calor. Assim, o oceano fica mais quente do que o continente, e a circulação se inverte, formando a brisa terrestre.

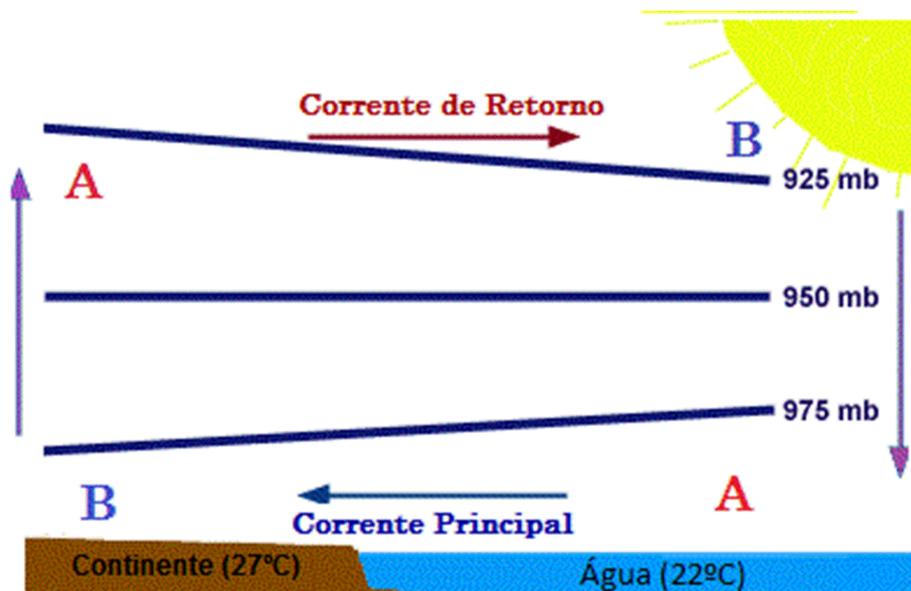


Figura 2.3.1: Esquemática da célula de brisa marítima. Adaptado de <Weather World (2010)>

O avanço da fronteira continental da brisa marítima é comumente conhecido como frente de brisa e sobre esta área, na presença de umidade, é comum a criação de sistemas

convectivos (Wallace e Hobbs, 2006). A extensão da célula de brisa marítima varia de 20 a 50 km em latitudes médias a 400 km nos trópicos (Vemado, 2012).

Na cidade de São Paulo, o horário preferencial para a penetração da frente de brisa é entre 13:00 e 14:00 no horário local, de acordo com Oliveira e Silva Dias (1982). Ainda de acordo com os autores, um aspecto fundamental para a identificação da brisa marítima na cidade de São Paulo é a alteração da direção do vento, de nordeste ou noroeste no período da manhã para sudeste à tarde ou a intensificação da componente sudeste da velocidade do vento.

2.3.2 Efeito da Topografia

A presença de montanhas também pode afetar o regime de precipitação do estado de São Paulo. Há três processos principais a partir dos quais a topografia pode gerar precipitação: (i) a partir da geração de uma circulação termicamente induzida semelhante a das células de brisa, (ii) a partir da formação de sistemas sinóticos, como baixas e cavados e (iii) por levantamento forçado pela topografia.

Ao nascer do sol, o ângulo de incidência de radiação solar favorece o aquecimento de um lado da montanha. O aquecimento da superfície aquece o ar adjacente e, de forma semelhante ao caso da brisa marítima (discutida na seção 2.3.1), forma um gradiente de pressão, gerando movimento ascendente sobre a encosta. Este vento é conhecido como anabático. Ao longo do dia, a outra face da montanha se aquece, gerando uma convergência entre os ventos anabáticos em ambos os lados da montanha. Na presença de umidade, a convergência de duas correntes de ventos ascendentes podem favorecer a convecção. Associadas a este processo, são geradas circulações de retorno que incluem subsidência na área de vale. Durante a noite, o resfriamento radiativo das encostas das montanhas resfria o ar adjacente e gera movimento subsidente ao longo da montanha, os chamados ventos catabáticos. Ao mesmo tempo, gradientes horizontais de temperatura se formam ao longo do vale, gerando os chamados ventos de encosta (Wallace e Hobbs, 2006, Comet Program). Este processo é ilustrado pela figura 2.3.2.

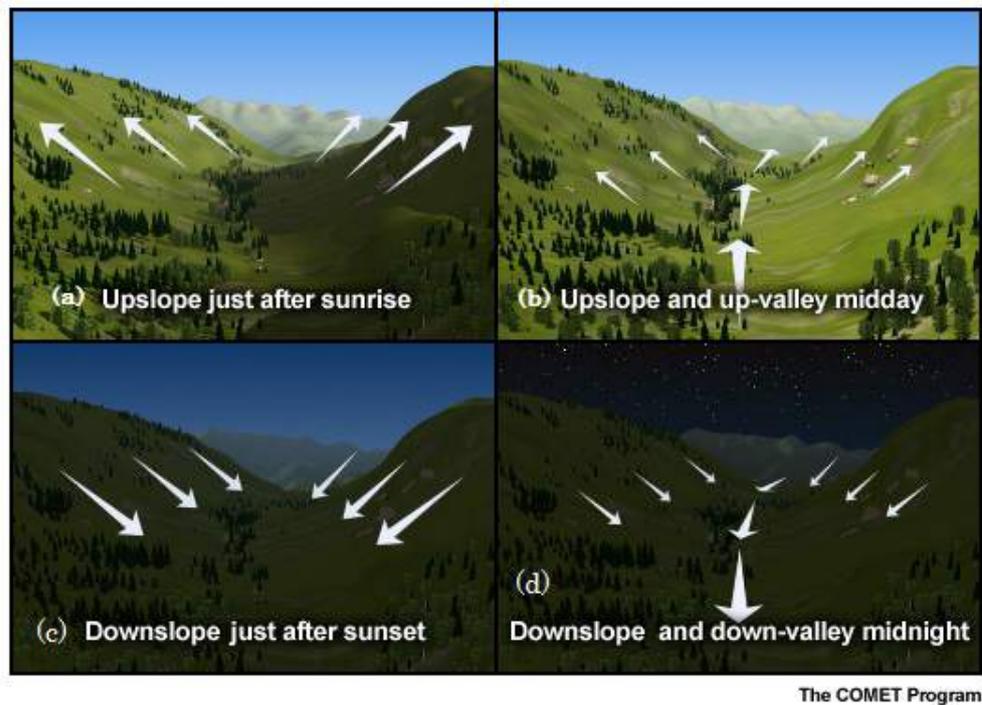


Figura 2.3.2: Esquema ilustrativo do desenvolvimento da brisa vale-montanha durante (a) manhã; (b) tarde; (c) noite; (d) madrugada - Fonte: Comet Program

Outro mecanismo de formação de nuvens associado a presença de montanhas é conhecido como efeito orográfico, ilustrado pela figura 2.3.3. Ao atravessar uma montanha, uma corrente de ar ascende, acompanhando a topografia e é resfriada. Na presença de umidade, o vapor de água condensa, formando nuvens conhecidas como nuvens orográficas. Ao descer acompanhando a topografia, o ar tende a se tornar mais quente do que era originalmente.

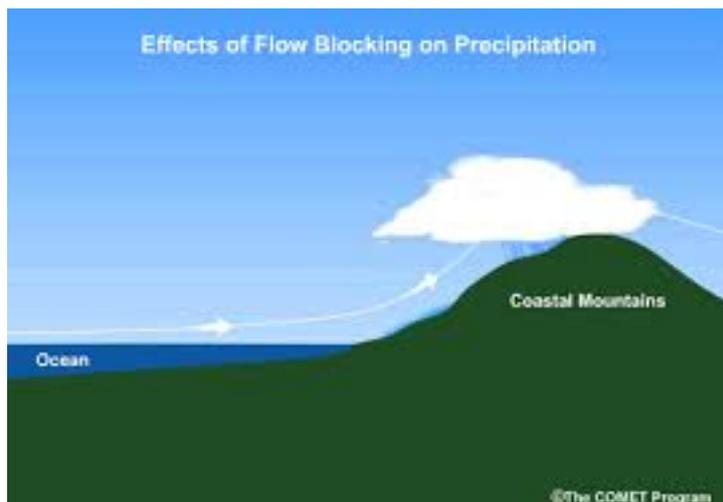


Figura 2.3.3: Figura ilustrativa da formação de nuvens orográficas. Retirado de <Comet Program>

A célula de circulação da brisa vale-montanha também pode interagir com a brisa marítima. No caso de São Paulo, a presença de uma barreira topográfica acelera a chegada da frente de brisa na capital, intensifica os ventos na célula de brisa marítima e aumenta a extensão vertical da célula (Freitas, 2003).

Além disto, as barreiras topográficas também podem atuar formando sistemas como baixas e cavados. A extensão vertical de uma coluna de ar varia quando passa por uma montanha. Devido à conservação da vorticidade potencial, o estiramento da coluna descendo a montanha causa uma tendência de vorticidade ciclônica, que auxilia na formação de um cavado em níveis médios a sotavento (Wallace e Hobbs, 2006).

2.3.3 Ambientes urbanos

São Paulo é um estado majoritariamente urbano. Segundo dados do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), entre 1970 e 2010 a população rural no estado de São Paulo caiu pela metade, enquanto a parcela da população que vive em ambientes urbanos aumentou de cerca de 14 milhões em 1970 para 39 milhões de pessoas em 2010, como mostra a figura 2.3.4. A concentração de habitantes em regiões urbanas reflete-se na formação de grandes manchas urbanas, como as mostradas na figura 2.3.5.

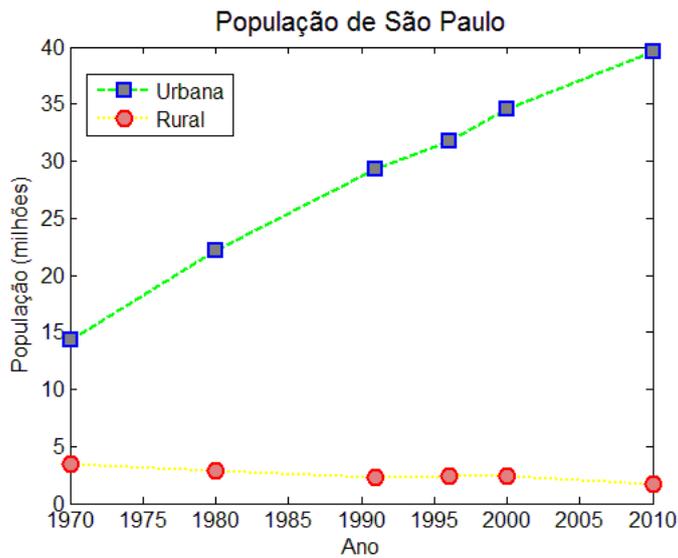


Figura 2.3.4: População rural e urbana do estado de São Paulo entre 1970 e 2010. Fonte: IBGE



Figura 2.3.5: Imagem de satélite da Região Metropolitana de São Paulo. Fonte: GoogleEarth

A alteração do ambiente resulta em mudanças no microclima do local. Com a concentração da população em uma mesma região, há um aumento da forçante radiativa relacionada a queima de combustíveis fósseis nestas regiões (IPCC, 2013). Por outro lado, a redução da vegetação local contribui significativamente para a diminuição da evapotranspiração, o que reduz a quantidade de vapor de água no ambiente e, consequentemente, para o aquecimento local (Ichinose, 1999). Ao mesmo tempo, a redução da área sombreada pelas árvores contribui para o aquecimento da região. Devido a estes fatores, estes ambientes ficaram conhecidos como ilha de calor urbana.

O regime de precipitação da área urbanizada também é afetado por este fenômeno. Freitas et al., 2007, mostraram que a forte convergência gerada pela ilha de calor age no sentido de atrasar a propagação da frente de brisa marítima após o centro da cidade

de São Paulo em cerca de duas horas, o que faz com que uma parcela de umidade seja carregada para altos níveis sobre o centro da cidade, favorecendo a convecção. De forma semelhante, a partir do estudo de dados observacionais em seis metrópoles norte-americanas, Shepherd et al., 2002, concluíram que há um aumento significativo da precipitação média acumulada nos locais a sotavento da cidade, enquanto na área urbanizada foi registrada um aumento mais modesto durante os meses da estação chuvosa.

2.3.4 Sistemas Convectivos de Mesoescala

Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são grandes sistemas convectivos que geram grandes áreas contíguas de precipitação (Houze, 2004). Nestes sistemas, a precipitação estratiforme e convectiva podem coexistir (Wallace e Hobbs, 2006). Os SCMs tem escala temporal entre 6 e 20 horas e escala espacial em torno de cem quilômetros ou mais.

Entre os tipos de SCM, destacam-se os Complexos Convectivos de Mesoescala e as Linhas de Instabilidade.

2.3.4.1 Complexos Convectivos de Mesoescala

Os Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) são um tipo de sistema convectivo de mesoescala que ocorre geralmente sobre o continente, próximo a cadeias de montanhas com orientação norte-sul (Fritsch et al., 2001). Com duração típica entre 10 e 20 horas, estes sistemas desenvolvem-se principalmente durante o período noturno (Silva Dias et al., 1996).

Na América do Sul, os CCMs são comumente observados na Bacia do Prata durante o período quente, com uma maior incidência durante o mês de novembro (Velasco et al., 1987). Embora as características de seu deslocamento variem, estes sistemas tendem a se deslocar de forma zonal, em especial para leste, e podem atingir o estado de São Paulo (Segalin, 2012).

De acordo com a definição de Maddox (1980), um CCM deve ter as seguintes características quando observado no canal infravermelho de uma imagem de satélite:

- (i) cobertura de nuvens com área contínua maior ou igual a 100.000km^2 e com temperatura abaixo de -32°C ;
- (ii) centro com área maior ou igual a 50.000km^2 e temperatura abaixo de -52°C ;
- (iii) formato circular, com excentricidade mínima de 0,7 no momento de máxima extensão;
- (iv) tempo de vida superior a 6 horas.

De acordo com Silva Dias et al., 2009, o desenvolvimento destes sistemas inicia-se tipicamente no fim da tarde e começo da noite, quando as primeiras células convectivas se formam, influenciadas por fatores locais, como a topografia e o transporte de calor e umidade provenientes da região amazônica. A associação desta umidade com a ascensão no vale dos ventos catabáticos gerada pela circulação vale-montanha dos Andes, forma as condições necessárias para a convecção. Nesta etapa, o CCM possui uma forte convergência de massa em baixos níveis (até 750 hPa) e divergência acima deste nível. No início da madrugada, o sistema atinge seu estado maduro, coincidindo com o horário em que o Jato de Baixos Níveis da América do Sul atinge sua máxima intensidade. Nesta etapa, há convergência até o nível de 400 hPa, porém com uma magnitude menor do que no estágio inicial, e a divergência em 200 hPa intensifica-se. O sistema se dissipa de manhã, quando o suprimento de calor e umidade é reduzido devido ao aumento da intensidade dos processos turbulentos.

Ainda de acordo com Silva Dias et al., 2009, entre as condições de larga escala associadas à formação de CCMs estão a presença da Alta da Bolívia e da Baixa do Chaco, responsáveis pela geração de regiões de movimento ascendente e convergência de umidade, além do aquecimento da atmosfera em superfície. Além disto, a região é caracterizada por um máximo local de cisalhamento do vento e pode contar com a presença de um fraco cavado em níveis médios, uma zona frontal estacionária, advecção de ar quente em superfície e um máximo local de umidade (Laing et al., 2000).

2.3.4.2 Linhas de Instabilidade

Linhas de instabilidade (LI) são SCMs formados por células convectivas que se desenvolvem de forma alinhada, e que geram uma zona de precipitação que pode ou não ser contínua. Ao contrário dos CCMs, as LIs podem assumir diversas formas, podendo ou não ser simétricas (Fritch et al., 2001).

As linhas de instabilidade podem ser descritas como uma sequência de células de tempestade com menor escala, que se formam sucessivamente e se deslocam em uma mesma direção. Quando uma célula convectiva está próxima de sua dissipação, parte da precipitação causada por esta é levantada, evapora e entranha no ar relativamente seco dos níveis médios da tempestade. Mais frio do que o ar próximo, ele move-se para as camadas mais baixas, devido a sua maior densidade e se espalha na dianteira do sistema, formando uma frente de rajada. O encontro entre este ar e o ar relativamente quente adiante gera movimento ascendente e auxilia a convecção, formando uma nova célula convectiva. Enquanto isso, na parte posterior do sistema, conhecida como a região da bigorna, há uma região de chuva estratiforme (Wallace e Hobbs, 2006; Houze, 2004).

Em latitudes médias, é comum o aparecimento de linhas de instabilidade na dianteira dos sistemas frontais, conhecidas como linhas de instabilidade pré-frontal. Estas linhas de instabilidade inicialmente se desenvolvem ao longo da frente, forçada pela convergência de massa em superfície encontrada nestes sistemas e se propagam na dianteira do sistema frontal (Cram, 1992).

Entre as características associadas a este sistema, estão o surgimento de um cavado em níveis médios na retaguarda da LI, associado com a convecção (Cram, 1992) e um ambiente condicionalmente instável na área de formação, com um forte cisalhamento vertical do vento na baixa troposfera e uma redução do cisalhamento acima (Bluestein e Jain, 1985).

Por outro lado, Maddox (1980) observou que a passagem de uma LI está associada a uma rápida queda de temperatura e temperatura do ponto de orvalho, um aumento

de pressão e o registro de fortes rajadas de vento em estações em superfície.

Também é comum o aparecimento de LI na região tropical. Comumente formadas no litoral das regiões norte e nordeste do Brasil, as LIs estão associadas à variabilidade diurna e costumam se formar no final da tarde, forçadas pela brisa marítima, e propagam-se para dentro do continente, causando altos acumulados de precipitação nas regiões norte e nordeste do Brasil (Cohen et al., 2009).

O aparecimento das LI nas regiões norte e nordeste do Brasil ocorre principalmente no período seco, quando a convecção amazônica é suprimida (Cohen et al., 1995). Nesta região, as linhas de instabilidade tem tempo de vida entre 9 e 16 horas, escala espacial entre 700 e 1900 km de comprimento e 100 a 220 km de largura, e se propagam a uma velocidade de 12 a 16 m/s (Cohen et al., 1995).

2.4 Conclusão

Nesta breve revisão sobre os sistemas que afetam a chuva no estado de São Paulo destaca-se a atuação da ZCAS e dos sistemas frontais, sistemas convectivos de meso-escala e sistemas associados às circulações locais, como a brisa marítima e a brisa de vale-montanha. Do ponto de vista de acumulados diários, estes sistemas podem levar a extremos de chuva. Esta questão será abordada nos próximos capítulos.

Capítulo 3

Metodologia e Dados

A fim de definir áreas semelhantes para serem analisadas, a precipitação acumulada mensal foi calculada para cada ponto de observação. A partir deste valor, os dados foram divididos a partir da análise de agrupamento, de forma a determinar áreas do estado com estrutura climática homogênea. Foram determinados os limiares acima dos quais a precipitação diária pode ser considerada extrema em cada região e para o estado como um todo, e a climatologia de eventos extremos no verão foi estudada com o auxílio da reanálise CFSR (Saha et al., 2010). As condições atmosféricas associadas aos dias com eventos extremos foram analisadas usando a análise de componentes principais, assim como nos três dias que os antecederam. Neste capítulo são descritos os dados utilizados e os diversos aspectos da metodologia.

3.1 Dados de Precipitação

A seleção das datas de ocorrência de eventos extremos foi feita através da chuva diária acumulada observada no estado de São Paulo. Para isso, foram considerados dois conjuntos de dados: uma rede de 1008 pluviômetros, mantidos pelo Departamento de Águas e Energia Elétrica (DAEE) e a precipitação estimada pelo Climate Hazards Group InfraRed Precipitation with Stations (CHIRPS).

A série de dados dos pluviômetros foi obtida a partir do site Hidroweb, mantido

pela Agência Nacional de Águas (ANA) (disponível em <http://hidroweb.ana.gov.br/>) e a localização dos pontos de observação é mostrada na figura 3.1.1. Como é possível perceber, a localização dos pluviômetros não é homogênea no estado. Além disto, estes dados são brutos, ou seja, não passaram por um controle de qualidade prévio.

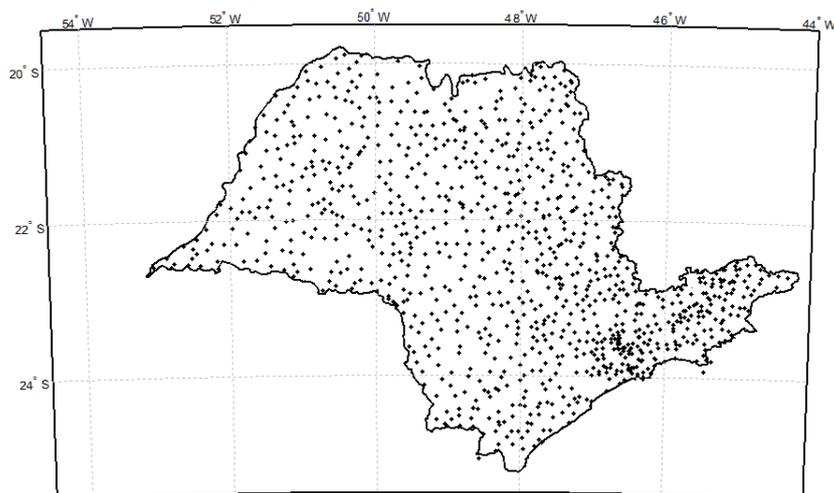


Figura 3.1.1: Localização dos pluviômetros estudados

O CHIRPS (Funk et al., 2014) consiste em uma série de dados de precipitação diária em grade de $0,05^\circ$, obtida a partir da integração entre dos seguintes dados:

- (i) o acumulado mensal climatológico de precipitação do CHP Clim;
- (ii) observações do canal do infravermelho dos satélites geostacionários de duas fontes da NOAA: o produto IR do Climate Prediction Center (CPC) e o B1 IR do National Climatic Data Center (NCDC);
- (iii) a precipitação estimada pelo Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM), disponível a partir de 1998;
- (iv) o campo de chuva do modelo atmosférico CFSv2;
- (v) as observações de precipitação medidas no local.

Os dados do CHIRPS estão disponíveis entre 1981 até 2015 e são disponibilizados no site <http://chg.geog.ucsb.edu/data/chirps/>.

De acordo com Funk et al., 2014, a assimilação dos dados de estação no CHIRPS

inclui um algoritmo para minimizar a influência de falsos zeros e de observações erradas. Para cada ponto de grade, foram consideradas as observações das cinco estações mais próximas. O peso de uma observação no cálculo do valor da precipitação estimada no ponto é determinado a partir da distância entre a observação e o ponto de grade e da correlação entre o valor medido na estação e nos pontos próximos e precipitação estimada pelo satélite. Quando esta correlação é pequena, a estação é desconsiderada.

Neste trabalho, analisaremos os dados de precipitação diária dos pluviômetros e do CHIRPS no período entre 1981 e 2010.

A figura 3.1.2 mostra o acumulado médio mensal de precipitação no Estado de São Paulo entre 1981 e 2010 para os dados dos pluviômetros e CHIRPS, com seus respectivos desvios-padrão. A partir desta figura, é possível determinar que a estimativa de precipitação do CHIRPS possui um ciclo anual semelhante ao dos pluviômetros, embora subestime o valor medido pelos pluviômetros. Considerando as incertezas, a precipitação estimada é compatível com a encontrada na análise dos dados observados nos pluviômetros. A grande diferença entre as séries de dados durante o mês de fevereiro pode ser atribuída a uma grande quantidade de dados pouco confiáveis neste mês na série de dados dos pluviômetros. A figura 3.1.3 mostra a quantidade de dados de precipitação acima de 150 mm na série de dados dos pluviômetros no mês de fevereiro. Considerando-se a média climatológica de precipitação mensal no mês de fevereiro, podemos considerar estes dados irrealísticos.

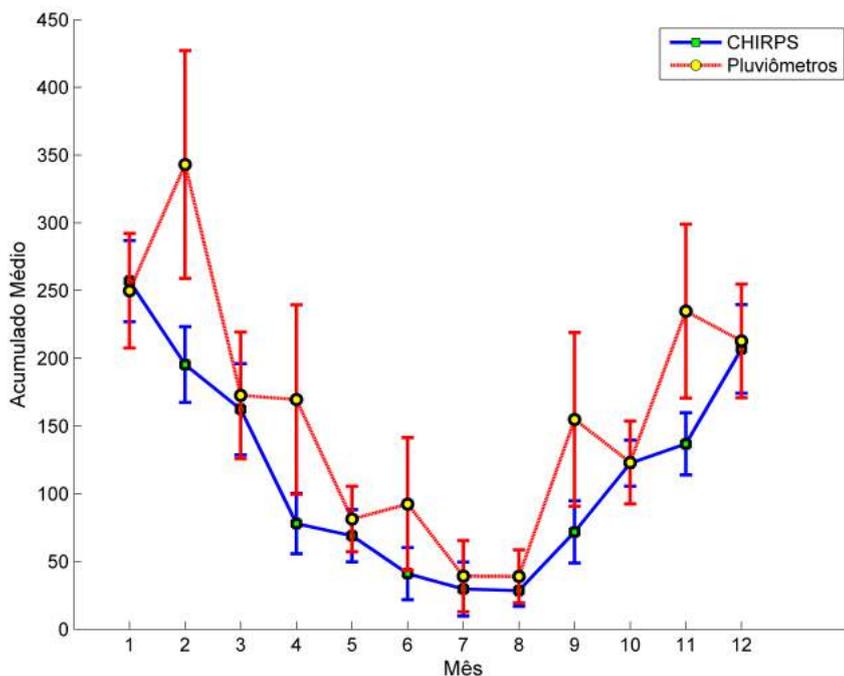


Figura 3.1.2: Acumulado mensal médio no estado de São Paulo para os pluviômetros e CHIRPS, com o desvio-padrão.

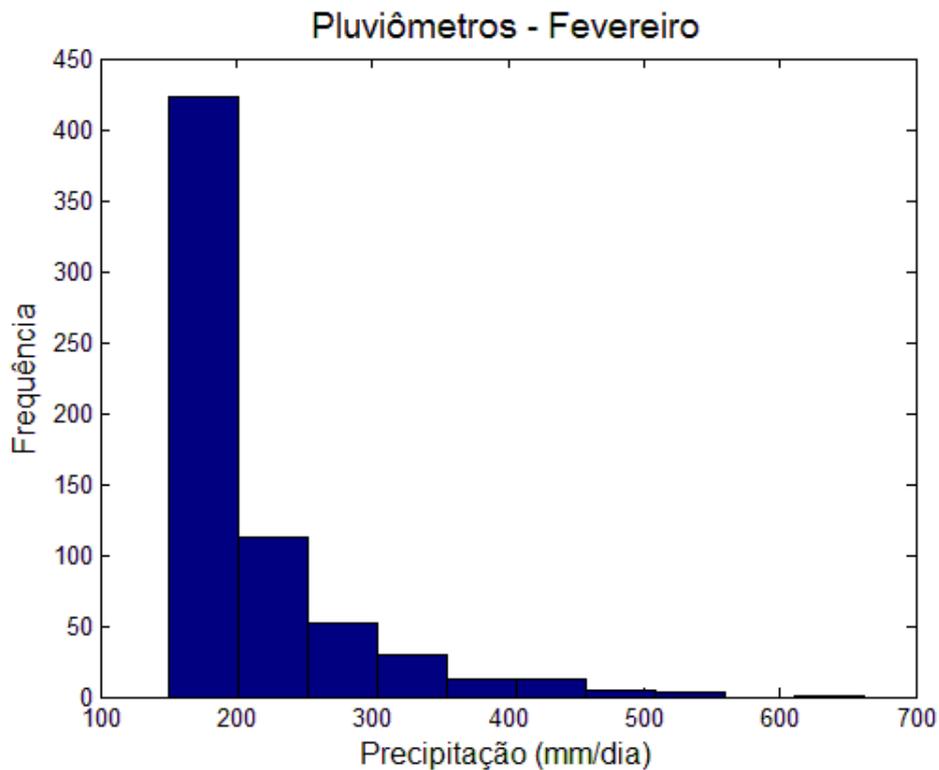


Figura 3.1.3: Densidade de dados com acumulado diário de precipitação acima de 150 mm no mês de fevereiro para a série de dados dos pluviômetros

A figura 3.1.4 mostra a densidade de dados de precipitação diária com valores acima de 200 mm para os dois conjuntos de dados, considerando as estações do ano. A figura 3.1.4 revela que os dados de pluviômetros possui valores maiores de precipitação, quando comparados à serie de dados do CHIRPS. No entanto, a magnitude destes dados nos leva a supor que estes dados podem ser provenientes de erros. Considerando-se que o acumulado climatológico de precipitação anual na capital de São Paulo é de 1402,8 mm (IAG, 2014), eventos com precipitação diária em torno de 1000 mm, por exemplo, são irrealísticos.

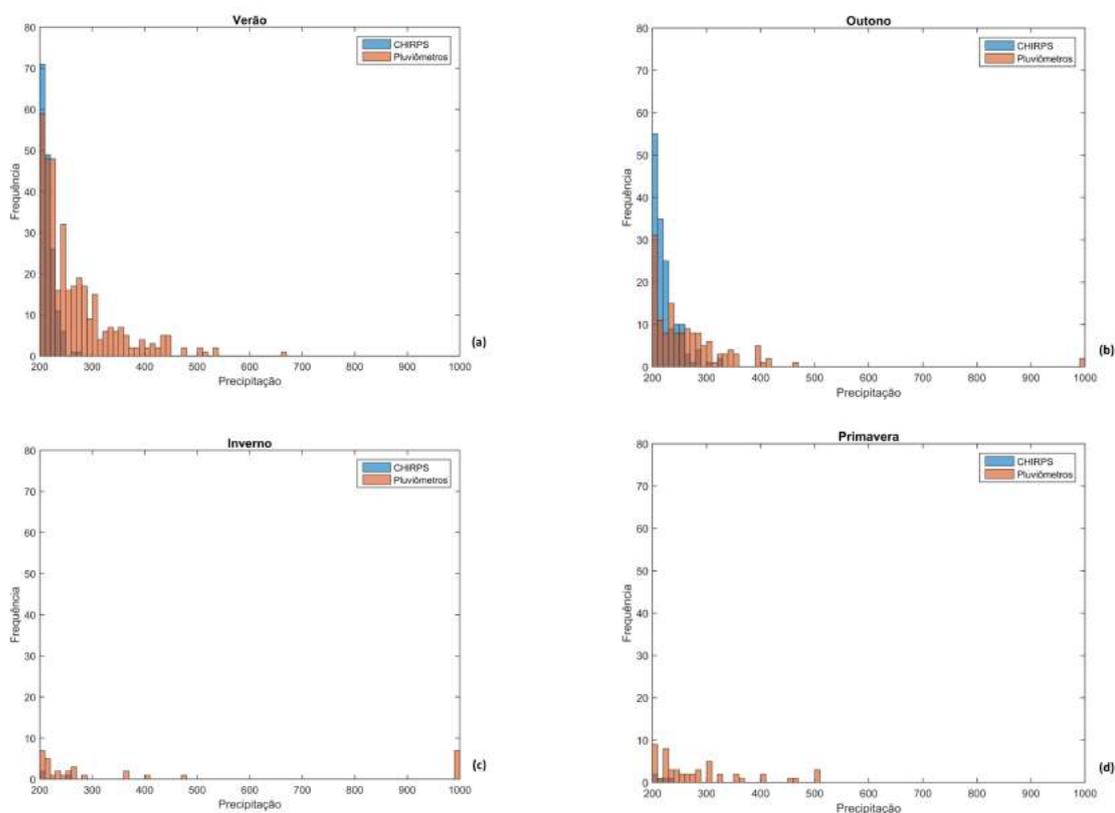


Figura 3.1.4: Densidade de dados acima de 200 mm, para os pluviômetros (em vermelho) e CHIRPS (em azul) para (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA e (d) SON

Devido à maior densidade espacial de dados, associada à existência de um controle de qualidade prévio, determinaremos as datas dos eventos extremos no Estado de São Paulo a partir do CHIRPS.

3.2 Dados de Reanálise

As condições atmosféricas associadas aos extremos de precipitação foram analisadas a partir dos dados de reanálise do CFSR (Saha et al, 2010) (Climate Forecast System Reanalysis, na sigla em inglês) às 12 UTC (Tempo Universal Coordenado) da data de ocorrência do fenômeno. Com espaçamento de grade de $0,5^\circ$, esta reanálise mostrou um bom desempenho na representação de observações na América do Sul, principalmente no que se refere à umidade e precipitação (Quadro et al., 2013). A evolução destas condições foram determinadas a partir da análise destes mesmos dados às 12 UTC nos três dias anteriores ao evento.

3.3 Análise de Agrupamento

A análise de agrupamento, também conhecida como análise de cluster, é uma ferramenta matemática que visa classificar dados a partir do seu grau de similaridade, maximizando a diferença entre os grupos e minimizando as diferenças entre os pontos pertencentes a um mesmo grupo (Wilks, 2011).

Desta forma, as medidas de precipitação foram agrupadas de acordo com a climatologia local, visando separar o estado de São Paulo em áreas com características climáticas semelhantes. Para isso as precipitações mensais acumuladas climatológicas observadas para cada um dos pontos de grade foram agrupadas a partir do Método de Ward (Ward et al., 1963). Neste método, inicialmente cada pluviômetro pertence a um grupo próprio. Dois grupos são agrupados a cada passo, de forma a minimizar a soma da distância quadrática entre os grupos (W), calculada conforme a equação 3.3.1.

$$W = \sum_{g=1}^G \sum_{i=1}^{n_g} \sum_{k=1}^K (x_{i,k} - x_{g,k})^2 \quad (3.3.1)$$

Sendo:

- x_i : o vetor de observação;
- x_g : a média do grupo;

- K : o espaço dimensional onde os dados estão inseridos;
- n_g : o número de grupos a cada passo;
- G : o número máximo de grupos.

Em cada passo, a média do grupo é recalculada e o processo se reinicia. A figura 3.3.1 mostra parte da árvore hierárquica resultante da análise de agrupamento do acumulado climatológico de precipitação nos pontos do CHIRPS. Como é possível perceber, a classificação continua até que todas as séries de dados estejam em um grupo.

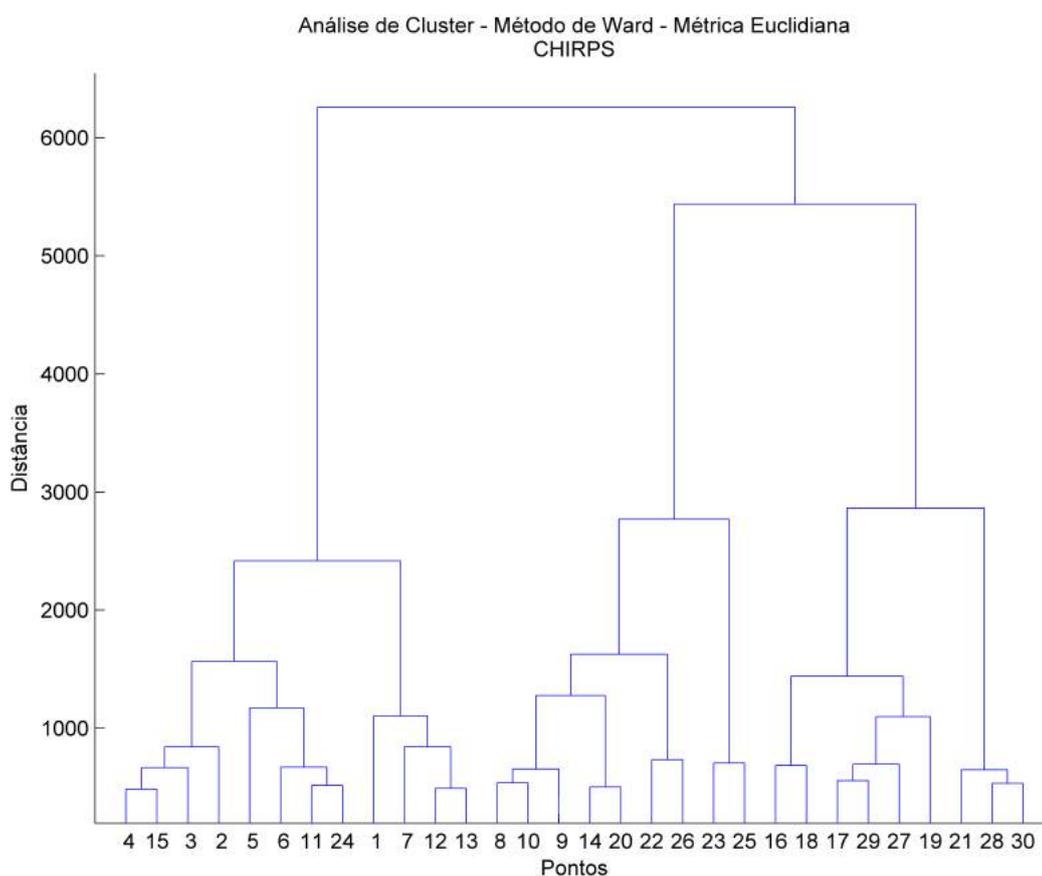


Figura 3.3.1: Dendrograma da análise de cluster dos dados de acumulado de precipitação nos pontos do CHIRPS

A quantidade de grupos a ser analisada deve ser determinada pelo pesquisador, de forma a adequar-se ao objeto de estudo. Para a separação climática do estado de São Paulo convém determinar a quantidade ótima de grupos a partir de um método

objetivo. Neste trabalho, o número de grupos a serem analisados foi determinado a partir do índice de Davies-Bouldin (Davies e Bouldin, 1979).

O índice de Davies-Bouldin visa minimizar a semelhança entre os grupos, a partir do cálculo da similaridade média entre os clusters em cada passo da análise, dada por 3.3.2.

$$R = \frac{1}{G} \sum_{i=1}^G \max \left(\frac{S_i - S_j}{M_{ij}} \right) \quad (3.3.2)$$

Sendo:

- R: o índice de Davies-Bouldin, medida da similaridade entre os grupos;
- M_{ij} : a distância entre os vetores característicos (centróides) dos grupos i e j;
- S_i e S_j : a dispersão dos pontos nos clusters i e j, calculada como $S_i = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \|x_i - x_g\|$, com n sendo o número de elementos no grupo.

Assim, a solução com o menor índice de Davies-Bouldin corresponde ao número de clusters mais apropriado para o conjunto de dados.

3.4 Definição de Extremos de Precipitação

Neste trabalho foram definidos como extremos de precipitação todos os casos nos quais a precipitação diária observada em qualquer ponto da área analisada é maior do que 99% dos casos de precipitação diária na região.

Na seção 4.2, o percentil de 99% (p99) da distribuição de precipitação diária de cada grupo foi calculado para cada estação do ano e para cada um dos grupos determinados a partir da análise de agrupamento, desprezando os dias sem chuva. Todas as observações de precipitação com valores maiores do que o percentil 99 (p99) foram consideradas como eventos de precipitação extrema e foram analisadas usando a análise de componentes principais.

3.5 Análise de Componentes Principais

Muitas vezes quando trabalhamos com uma grande quantidade de casos, podemos perceber padrões que são interdependentes entre si. Assim, podemos determinar uma nova base de dados independentes, de forma a analisar uma menor quantidade de variáveis sem perda de generalidade. A análise de componentes principais atua transformando um grupo de variáveis interdependentes em um novo grupo, cujas componentes são ortogonais entre si. A partir desta análise é possível determinar condições comuns na atmosfera, e interpretá-las como fenômenos físicos. Neste trabalho, usaremos um método conhecido como função ortogonal empírica combinada (Navarra et al., 2010), que visa maximizar a correlação entre os campos analisados.

Inicialmente consideramos uma matriz X , com os dados de uma variável meteorológica em três dimensões (longitude, latitude e tempo), como ilustrada pela equação 3.5.1:

$$\begin{aligned}
 X(t = 0) = latitude & \left\{ \begin{array}{c} \left[\begin{array}{ccc} x_{lon=1,lat=1,t=0} & \cdots & x_{lon=1,lat=m,t=0} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{lon=n,lat=1,t=0} & \cdots & x_{lon=n,lat=m,t=0} \end{array} \right] \\ \underbrace{\hspace{10em}}_{longitude} \end{array} \right. ; \\
 X(t = 1) = latitude & \left\{ \begin{array}{c} \left[\begin{array}{ccc} x_{lon=1,lat=1,t=1} & \cdots & x_{lon=1,lat=m,t=1} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{lon=n,lat=1,t=1} & \cdots & x_{lon=n,lat=m,t=1} \end{array} \right] \\ \underbrace{\hspace{10em}}_{longitude} \end{array} \right. \dots \\
 \vdots & \\
 X(t = T) = latitude & \left\{ \begin{array}{c} \left[\begin{array}{ccc} x_{lon=1,lat=1,t=T} & \cdots & x_{lon=1,lat=m,t=T} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{lon=n,lat=1,t=T} & \cdots & x_{lon=n,lat=m,t=T} \end{array} \right] \\ \underbrace{\hspace{10em}}_{longitude} \end{array} \right. .
 \end{aligned} \tag{3.5.1}$$

Podemos criar uma matriz S tal que as colunas são dadas pelos pontos de grade da matriz X e as linhas correspondem ao tempo, como mostra a equação 3.5.2:

$$S = tempo \left\{ \begin{array}{c} \left[\begin{array}{cccccc} x_{lon=1,lat=1,t=0} & \cdots & x_{lon=1,lat=m,t=0} & x_{lon=2,lat=1,t=0} & \cdots & x_{lon=n,lat=m,t=0} \\ x_{lon=1,lat=1,t=1} & \cdots & x_{lon=1,lat=m,t=1} & x_{lon=2,lat=1,t=1} & \cdots & x_{lon=n,lat=m,t=1} \\ \vdots & \cdots & \vdots & \vdots & \cdots & \vdots \\ x_{lon=1,lat=1,t=T} & \cdots & x_{lon=1,lat=m,t=T} & x_{lon=2,lat=1,t=T} & \cdots & x_{lon=n,lat=m,t=T} \end{array} \right] \\ \underbrace{\hspace{10em}}_{pontosdegrade} \end{array} \right. \tag{3.5.2}$$

Considerando duas matrizes com as informações de variáveis S e P, é possível calcular uma matriz Y tal que:

$$C = \frac{(Y^{T'}Y)}{\sigma_Y^2} \quad (3.5.8)$$

A partir desta matriz é possível encontrar as matrizes U e L, tal que:

$$C = ULU^T \quad (3.5.9)$$

Cada coluna de U corresponde a uma componente principal, com informações sobre todas as variáveis analisadas. O sinal das componentes principais encontradas difere dependendo da forma como a matriz de correlação C é calculada, e deve ser inferido a partir de interpretações físicas do resultado. A partir da matriz diagonal L é possível calcular a fração da covariabilidade quadrática (SCF, da sigla em inglês) correspondente a cada componente principal, tal que:

$$SCF_i = \frac{L(i, i)}{\sum \text{diag}(L)} * 100\% \quad (3.5.10)$$

As componentes principais determinam uma nova base, na qual podemos escrever os dados iniciais, calculando o coeficiente de expansão, dado por:

$$Z = YU \quad (3.5.11)$$

O número de componentes principais analisadas foi determinado a partir da metodologia sugerida por North et al., 1982. Neste trabalho eles estimaram o erro relacionado ao autovalor de cada componente principal (δL_i) como sendo dado pela equação 3.5.12 e o erro relacionado aos autovetores ($\delta \Phi_i$) como sendo dado pela equação 3.5.13.

$$\delta L_i \simeq \sqrt{\frac{2}{n}} L_i \quad (3.5.12)$$

$$\delta \Phi_i \simeq \frac{\delta L_i}{L_i - L_{i+1}} \Phi_i \quad (3.5.13)$$

Eles sugeriram que não é necessário analisar as componentes principais cujos erros

são comparáveis ao seu valor, ou seja, $\delta L_i \sim \lambda L_i - L_{i+1}$.

Neste trabalho, serão analisadas conjuntamente as variáveis altura geopotencial em 500 hPa, magnitude do vento em 200hPa, água precipitável integrada na coluna atmosférica e vento meridional em 850 hPa. A escolha dessas variáveis está baseada nos estudos prévios revisados no capítulo 2, como indicadores das condições favoráveis à grandes acumulados de chuva no estado de São Paulo. Como lidamos com componentes de diferentes ordens de grandeza, primeiramente normalizamos as variáveis, subtraindo a sua média e dividindo pelo desvio-padrão. Foram realizadas análises para o dia de ocorrência do evento extremo e para os três dias que o precedem. Os resultados desta análise serão mostrados na seção 4.3.

Capítulo 4

Resultados

4.1 Separação do Estado em Grupos

Como discutido no capítulo 1, a estrutura de precipitação no estado de São Paulo não é homogênea. Nesta seção, o estado de São Paulo será dividido em grupos com características climáticas de precipitação semelhantes usando a análise de agrupamento, conforme explicado na seção 3.3.

A figura 4.1.1 mostra os valores do índice de Davies-Bouldin para diferentes números de grupos possíveis. A partir deste índice é possível determinar que a região pode ser dividida em cinco grupos com características semelhantes de precipitação.

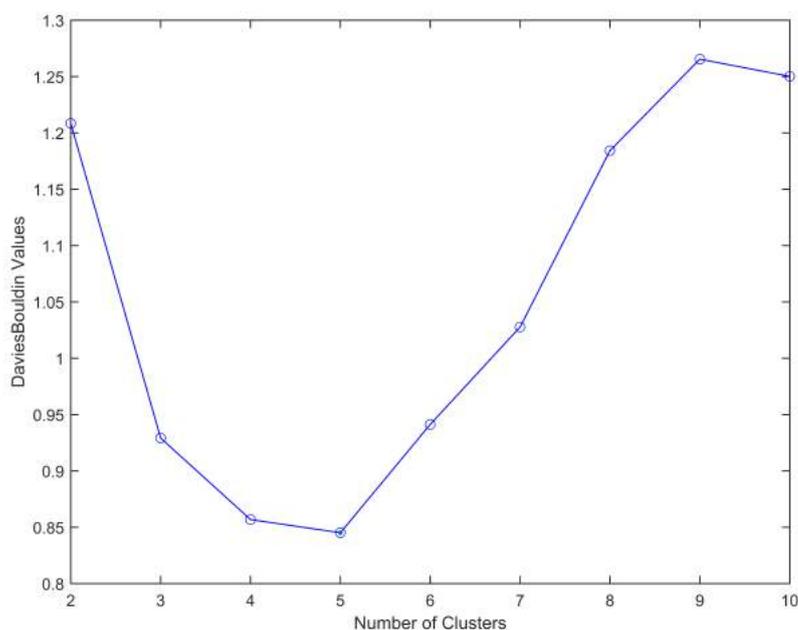


Figura 4.1.1: Índice de Davies-Bouldin calculado para o acumulado de precipitação nos pontos do CHIRPS pertencentes ao estado de São Paulo. O índice revela que o valor ótimo de grupos é 5.

A figura 4.1.2 mostra a localização destes grupos, assim como o relevo do estado de São Paulo (figura 4.1.3). É possível perceber a influência da topografia na distribuição do estado. De fato, um grupo, chamado de Serra do Mar, está fortemente relacionado às barreiras topográficas, como a Serra do Mar. Um segundo grupo inclui grande parte da área litorânea do estado. Chamaremos este grupo de Litoral.

Os demais grupos estão divididos em uma área próxima à divisa com Minas Gerais (grupo Divisa MG) e dois grupos no interior do estado (Interior 1 e Interior 2).

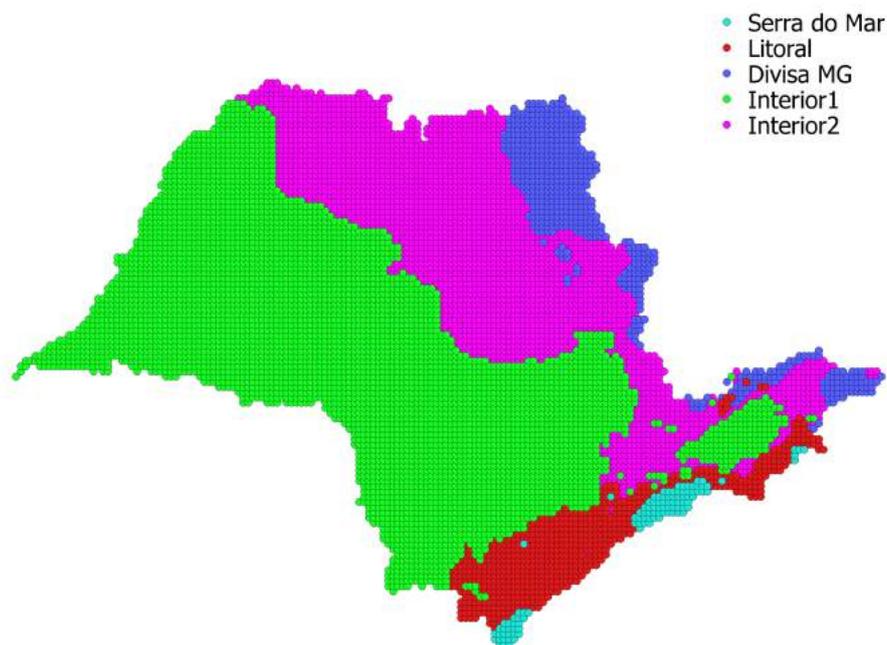


Figura 4.1.2: Divisão do estado de São Paulo em cinco grupos com regimes semelhantes de precipitação, de acordo com a análise de agrupamento.

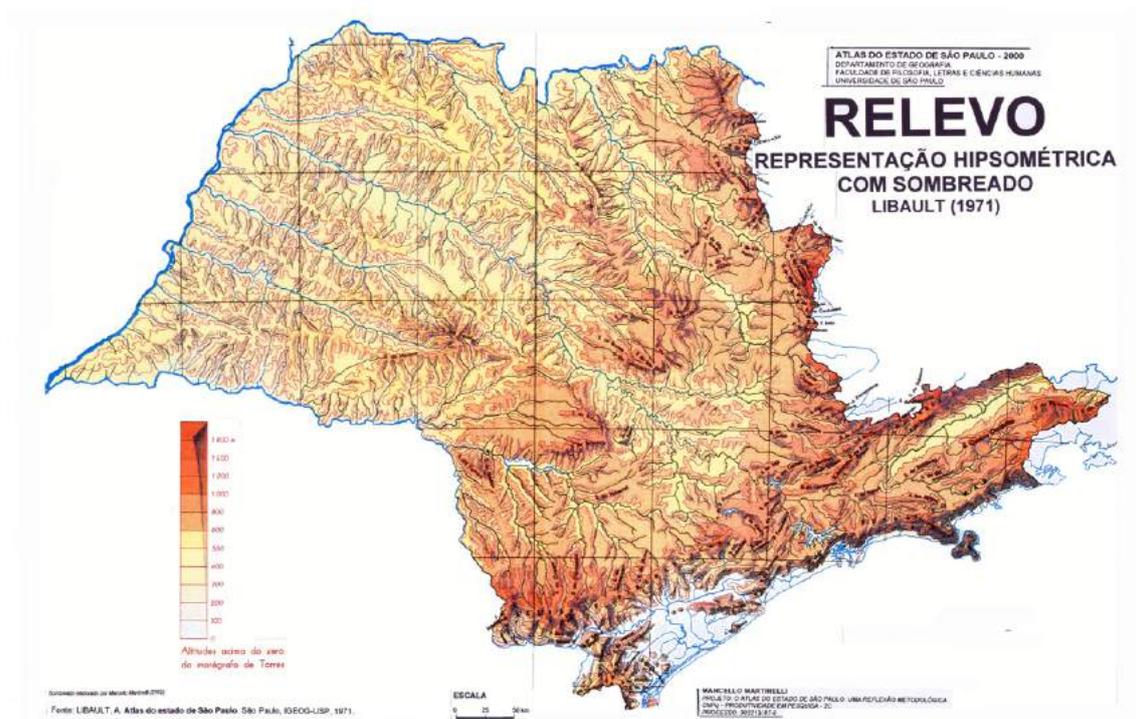


Figura 4.1.3: Relevo do estado de São Paulo. Fonte: Martinelli, 2009

A figura 4.1.4 mostra o percentil 99% (p99) de cada grupo, assim como o limiar de evento extremo considerando o estado de São Paulo, sem dividi-lo em grupos. O p99 será considerado o limiar de eventos extremos em cada área e em cada estação, como definido na seção 3.4. A análise desta figura revela que o grupo relacionado às barreiras topográficas (chamado de Serra do Mar) possui os maiores valores para todas as épocas do ano. Como explicado na seção 2.3.2, na presença de umidade a brisa de vale-montanha, no caso acoplada à brisa marítima, favorece a formação de nuvens nestas regiões. Ao mesmo tempo, este grupo também sofre a influência da frente de brisa marítima, que gera uma incursão de umidade e auxilia na geração de sistemas convectivos. Ventos sinóticos de sudeste também favorecem a precipitação na Serra do Mar. Esses ventos podem estar associados à passagem de sistemas frontais. Neste caso, a Serra do Mar atua como barreira, levando ao levantamento forçado do ar.

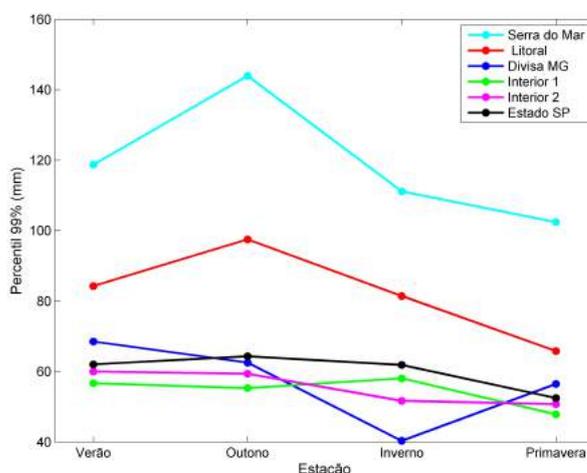


Figura 4.1.4: Evolução do percentil 99 do conjunto de dados de precipitação CHIRPS para o estado de São Paulo e para cada grupo obtido pela análise de agrupamento.

O grupo que inclui os pontos próximos ao litoral do estado é o segundo grupo com maiores p99. Localizada aproximadamente ao nível do mar, esta região está cercada pelo conjunto de montanhas da Serra do Mar. Ao mesmo tempo, a proximidade ao oceano gera circulações de brisa marítima, conforme explicado na seção 2.3.1.

Os grupos Interior 1 e Interior 2 possuem os menores limiares em todas as épocas do ano, com exceção do inverno. Como o grupo Interior 1 está mais ao sul, sofre uma

maior influência das frentes frias durante o inverno. Estes sistemas frontais raramente chegam ao grupo Divisa MG, no extremo norte do estado.

Já o grupo mais próximo à divisa com o estado de Minas Gerais possui a maior amplitude relativa entre os dados, com o limiar de eventos extremos no inverno, cerca de 40% menor do que no verão. Isso ocorre devido à forte atuação da ZCAS, um sistema tipicamente de verão, nesta área. Enquanto isso, uma parcela menor de sistemas frontais chega a esta região, devido à sua posição geográfica. Esta área também está localizada em regiões próximas às barreiras topográficas.

Os efeitos da urbanização não foram detectados nesta análise, uma vez que sua influência é tipicamente observada no microclima local.

Os limiares para o estado são mais próximos aos dos valores dos grupos localizados no interior do estado, o que é esperado já que estes representam a maior parte dos pontos analisados.

A figura 4.1.5 mostra a quantidade de eventos extremos em cada grupo e em cada época do ano, considerando como limiares para eventos extremos o percentil 99% para cada um destes, mostrados na figura 4.1.4. Como discutido na seção 3.4, quando um ponto de grade registra precipitação extrema, esta data é considerada como um evento extremo. Assim, áreas maiores possuem mais pontos passíveis de captar um evento extremo e grupos com áreas maiores possuem uma maior variedade de datas com eventos extremos. Também é possível observar que, embora os limiares de evento extremo do outono sejam maiores do que os da primavera, há uma maior variedade de datas na primavera, sugerindo que no outono há uma predominância de precipitação causada por fenômenos de larga escala, que causam precipitação em uma grande área, enquanto na primavera há uma maior ocorrência de chuvas isoladas.

Por outro lado, durante o verão há uma maior quantidade de eventos extremos em todos os grupos quando comparados às demais épocas do ano. Além disso, entre os meses de dezembro e fevereiro é registrada cerca de 47% da precipitação anual estimada pelo CHIRPS, mais do que em qualquer outra época do ano. Assim, a partir deste momento, apenas os dados do verão serão analisados.

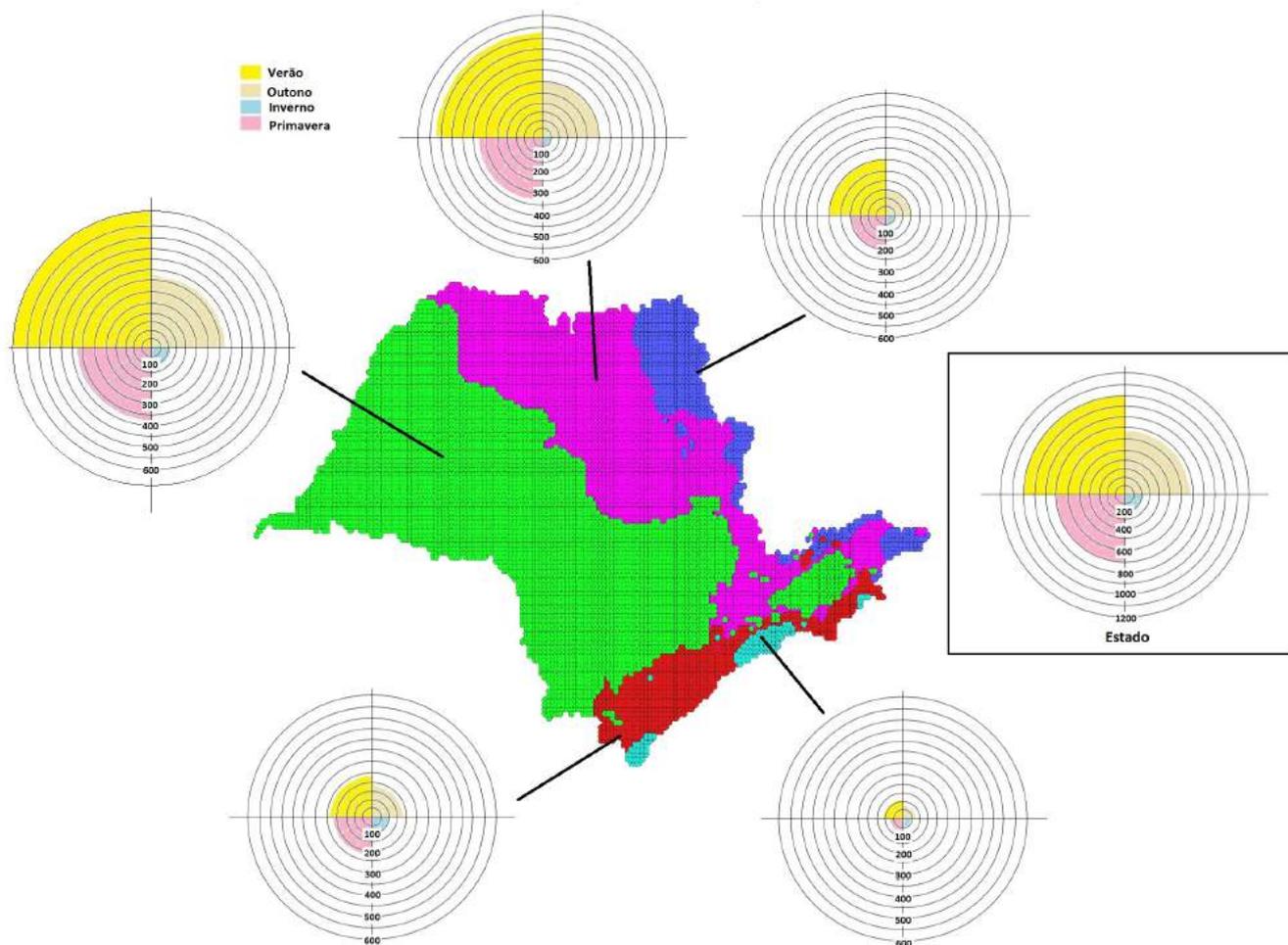


Figura 4.1.5: Quantidade de eventos extremos obtidos em cada grupo e em cada estação do ano, assim como no estado de São Paulo. Para o cálculo deste valor, foram considerados os limiares de eventos extremos para cada um destes, mostrados na figura 4.1.4. O verão é responsável pela maior variedade de datas de eventos extremos.

4.2 Climatologia de Eventos Extremos

Inicialmente, foram calculadas as características associadas aos eventos extremos de precipitação no estado de São Paulo durante o verão. Para isso, foram utilizados os dados do CFSR às 12 UTC do dia de ocorrência do evento, assim como dos três dias anteriores. A figura 4.2.1 mostra as características médias das variáveis água precipitável integrada na coluna atmosférica, altura geopotencial em 500 hPa, magnitude do vento em 200hPa e vento meridional em 850 hPa para os extremos ocorridos durante o verão.

A tabela 4.1 mostra o número de casos de eventos extremos analisados em cada grupo.

Grupo	Número de Casos
Divisa MG	293
Interior 2	531
Serra do Mar	105
Litoral	239
Interior 1	654
Estado de São Paulo	1001

Tabela 4.1: Número de casos de eventos extremos analisados para cada grupo e para o estado de São Paulo.

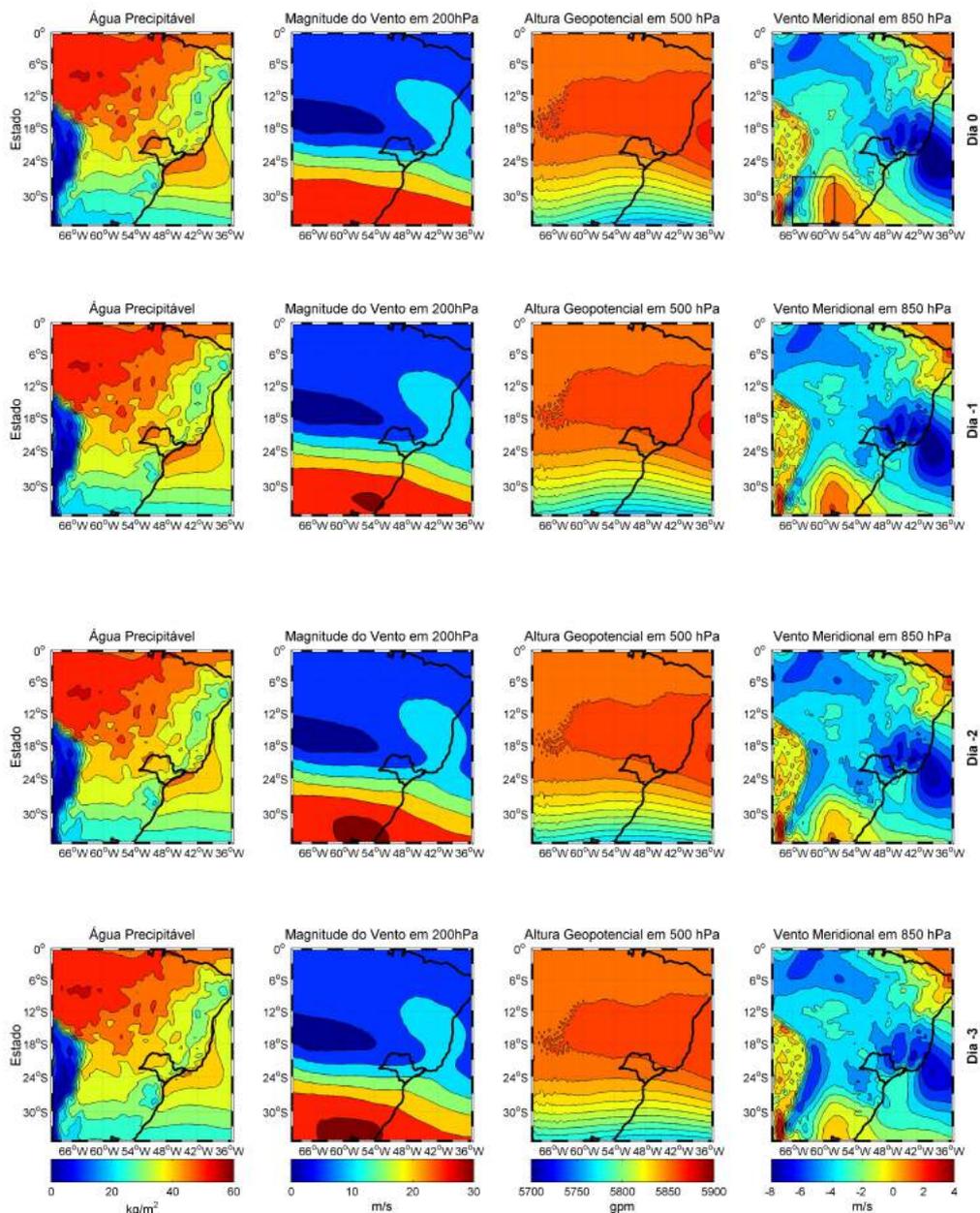


Figura 4.2.1: Características atmosféricas médias associadas aos eventos extremos no estado de São Paulo durante o verão austral no dia do evento ($t=0$) e nos três dias anteriores ($t=-1$, $t=-2$ e $t=-3$)

Conforme mostra a figura 4.2.1, há uma intensificação do índice água precipitável na costa do estado de São Paulo nos três dias anteriores, o que sugere uma incursão de umidade no local. Há também uma redução nos valores de altura geopotencial em 500hPa sobre o estado e uma intensificação da curvatura das isolinhas nos dias que precedem o evento. O padrão de magnitude do vento em 200hPa, por sua vez, possui

um máximo sobre $30^{\circ}S$, indicando a presença do jato subtropical nesta região. A magnitude dos valores máximos, registrados a sul de $30^{\circ}S$ é reduzida conforme a data do evento extremo se aproxima.

O vento meridional em baixos níveis possui uma região de vento positivo (de sul) sobre a Argentina, que se intensifica e evolui para norte ao longo do período analisado, enquanto sobre o estado de São Paulo o vento predominante possui componente meridional negativa. Para analisar este padrão, é importante analisar o vento médio em baixos níveis associado a eventos extremos, como mostra a figura 4.2.2.

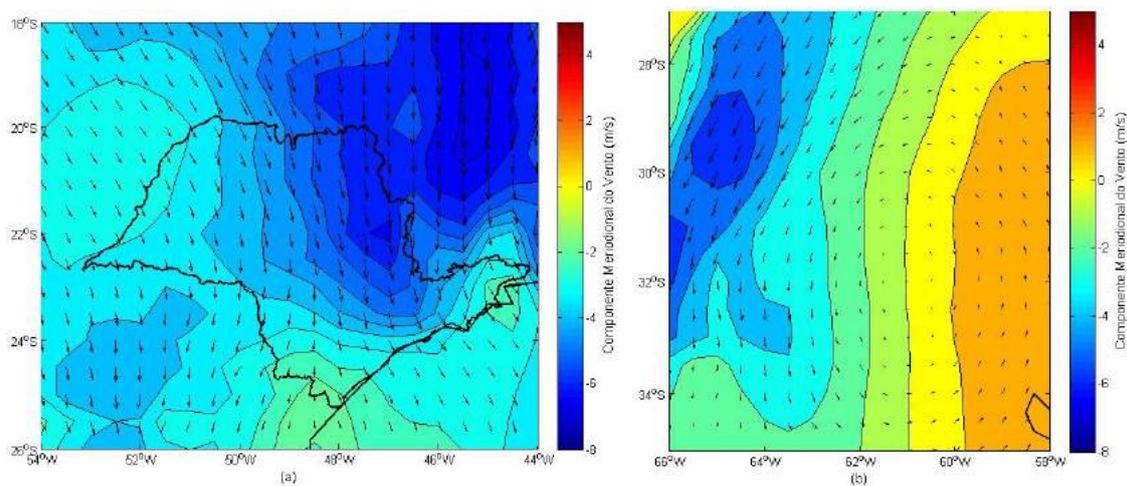


Figura 4.2.2: Componente meridional do vento (em cores) e vetor vento médio em 850hPa associado a eventos extremos para o estado de São Paulo no dia de ocorrência do evento extremo para (a) o estado de São Paulo e (b) a área A, destacada na figura 4.2.1

Como é possível perceber, o vento em 850hPa associado aos eventos extremos é predominantemente de noroeste e norte no estado de São Paulo. Este padrão pode estar associado ao transporte de umidade proveniente da Amazônia, tipicamente observado no estabelecimento da ZCAS. Também é possível perceber uma região de giro anticiclônico associado ao máximo de vento meridional sobre o norte da Argentina no dia do evento extremo.

A figura 4.2.3 mostra a diferença entre os padrões associados aos eventos extremos quando consideramos os grupos estabelecidos na seção 4.1 e os padrões mostrados na figura 4.2.1. A partir do padrão de água precipitável podemos considerar que, quando

separamos o estado em grupos, a umidade é mais intensa na região de ocorrência do fenômeno do que quando consideramos o estado como um todo, especialmente no caso do grupo localizado próximo a Serra do Mar, no litoral paulista e na Divisa de MG. Os padrões de vento meridional em 850 hPa mostram uma anomalia positiva sobre a região central do Brasil em todos os grupos, exceto no grupo Interior 1, o que sugere que o padrão visto na figura 4.2.2 tende a alongar-se ainda mais para norte quando analisamos os grupos isoladamente.

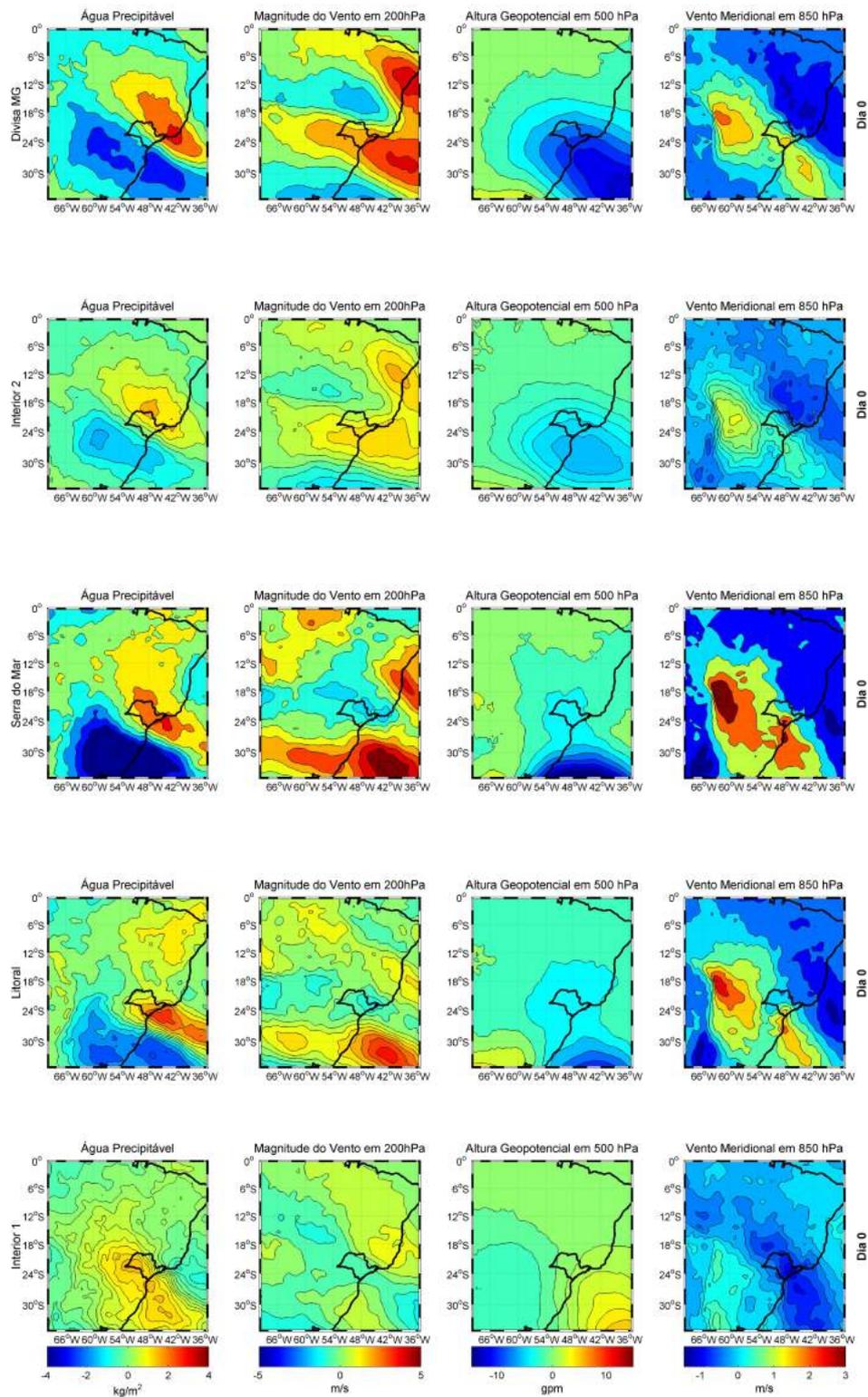


Figura 4.2.3: Diferença entre as características associadas aos eventos extremos nos grupos e o padrão de eventos extremos do estado, mostrado na figura 4.2.1, para os grupos: (a) Divisa MG, (b) Interior 2, (c) Serra do Mar (d) Litoral e (e) Interior 1. Os padrões mostrados nesta figura são referentes ao dia de ocorrência do evento extremo (dia 0).

Os padrões de magnitude do vento em 200hPa associados a eventos extremos mostram que no caso dos grupos localizados na Serra do Mar e no Litoral os ventos em altos níveis são mais fortes sobre o oceano próximo à região sul do Brasil do que na análise do estado como um todo, indicando que a precipitação nesta região está associada à presença do jato em altos níveis mais a norte. Da mesma forma, no grupo localizado na Divisa de MG a máxima velocidade de vento em altos níveis está localizada sobre o continente, entre o sudeste e centro-oeste brasileiro.

Os valores de altura geopotencial em 500 hPa são menores sobre São Paulo quando consideramos a divisão do estado em grupos para todos os grupos exceto Interior 1.

Todos os padrões da mesma variável mostrados na figura 4.2.3 são compatíveis entre si no nível de confiança de 95% de acordo com o teste t-student, com exceção do padrão de magnitude do vento em 200 hPa nos grupos Litoral e Interior 2, sendo estes compatíveis no intervalo de 90%. Além disto, a maior parte dos casos considerados de eventos extremos com a separação dos grupos também são considerados extremos quando fazemos uma análise do estado como um todo, como mostra a tabela 4.2.

Grupo	%
Divisa MG	100,0
Serra do Mar	100,0
Litoral	100,0
Interior 2	97,0
Interior 1	89,9

Tabela 4.2: Porcentagem dos casos de eventos extremos nos grupos definidos pela análise de agrupamento que também são considerados extremos na análise do estado de São Paulo

A figura 4.2.4 mostra a quantidade de eventos extremos em cada grupo que ocorre simultaneamente nos demais grupos. Considerando que o número de eventos extremos não é homogêneo e é influenciado pela área, como mostra a figura 4.1.5, os eventos extremos do grupo com menor área, Serra do Mar, são comumente considerados eventos extremos também nos demais grupos, embora o oposto não ocorra. Mesmo assim, podemos observar que a proximidade espacial é importante para que um evento ocorra em dois grupos distintos. No caso do grupo Serra do Mar, mais de 80% dos casos de

eventos extremos são compartilhados com os grupos Litoral e Interior 1 e 2, enquanto o grupo mais distante, Divisa MG, possui cerca de 50% dos casos em comum. Situação semelhante ocorre entre os grupos Litoral e Divisa MG.

A região Interior 2 possui características de transição entre a região Divisa MG, localizada ao norte do estado e fortemente influenciada por sistemas como a ZCAS, e a região Interior 1, localizada mais ao sul, e onde os sistemas frontais são mais influentes. Assim, esta região é a que mais possui casos em comum com ambos os grupos.

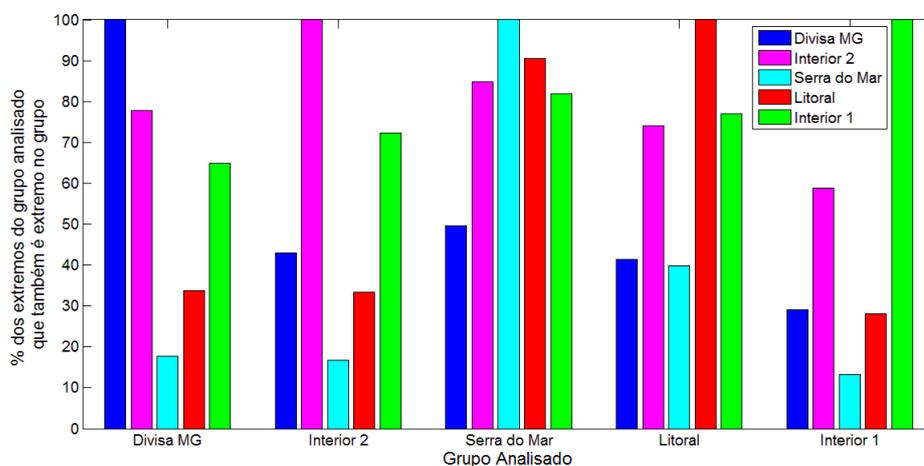


Figura 4.2.4: Porcentagem de eventos extremos do grupo analisado que também é considerado extremo nos demais grupos.

4.3 Componentes Principais

Conforme discutido na seção 3.5, nesta seção vamos calcular as componentes principais relacionadas aos eventos extremos ocorridos no estado de São Paulo, considerando a anomalia em relação a climatologia de eventos extremos das variáveis altura geopotencial em 500 hPa, magnitude do vento em 200 hPa, água precipitável integrada na coluna e vento meridional em 850 hPa no dia de ocorrência do evento extremo e nos três dias que o precedem.

As análises foram realizadas para todos os grupos e para o estado. No entanto, devido à semelhança entre os padrões, nesta seção serão mostrados apenas as componentes principais relacionadas à análise dos eventos extremos no estado. Os demais

padrões podem ser encontrados no Apêndice A.

A figura 4.3.1 mostra a covariabilidade explicada pelas componentes principais calculadas. A partir dela podemos perceber que as três primeiras componentes principais correspondem a aproximadamente 55% da covariabilidade explicada. Estas serão as componentes analisadas.

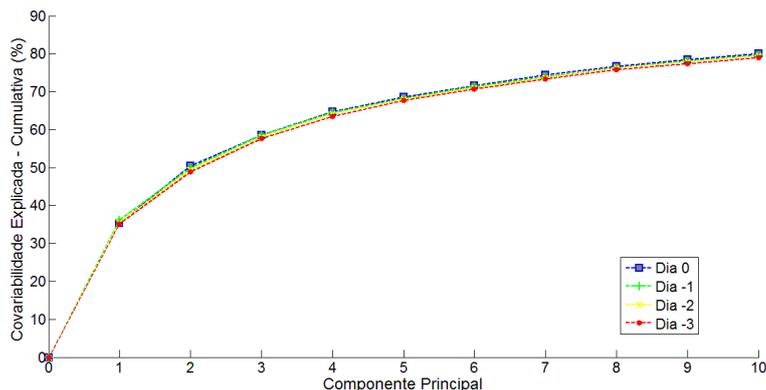


Figura 4.3.1: Gráfico da covariabilidade cumulativa explicada para a análise das componentes principais para o dia do evento extremo e os três dias anteriores para a análise do estado de São Paulo. As três primeiras componentes principais são responsáveis por aproximadamente 55% da covariabilidade explicada e serão analisadas.

A tabela 4.3 mostra a correlação entre os coeficientes de expansão da análise de componentes principais realizada para o dia de ocorrência do evento e os dias anteriores. A partir desta tabela, é razoável afirmar que a primeira componente principal da análise do dia do evento corresponde ao primeiro coeficiente principal da análise do dia anterior, e assim sucessivamente.

	Dia 0 X Dia -1	Dia -1 X Dia -2	Dia -2 X Dia -3
Componente Principal 1	0.83	0.84	0.84
Componente Principal 2	0.71	0.72	0.73
Componente Principal 3	0.58	0.62	0.61

Tabela 4.3: Correlação entre os coeficientes de expansão da análise de cada componente principal obtida e a do dia imediatamente anterior, para o estado de São Paulo.

4.3.1 Primeira Componente Principal

A figura 4.3.2 mostra a primeira componente principal para o estado de São Paulo, responsável por cerca de 35% da fração da covariabilidade explicada.

Como mostra a figura 4.3.2, a componente principal que explica a maior parte da variância observada é caracterizada por uma anomalia positiva de água precipitável no dia do evento sobre o estado de São Paulo, associada a uma leve anomalia positiva na região norte e no centro do Brasil. Também há uma anomalia negativa de vento meridional com direção noroeste-sudeste iniciada na região dos Andes e que se estende até a parte central do Brasil. Esta anomalia pode ser interpretada como um indício da presença do jato de baixos níveis da América do Sul, que auxilia no transporte da umidade proveniente da região amazônica. O jato de altos níveis localiza-se a sul de $30^{\circ}S$, aproximadamente na mesma região da situação climatológica, mostrada na figura 4.2.1. Esta localização é compatível com a esperada nos eventos de ZCAS, conforme discutido na seção 2.2.2. Além disto, podemos perceber uma anomalia positiva de altura geopotencial em níveis médios sobre São Paulo até o dia anterior ao evento, o que pode indicar uma alta temperatura em superfície.

Por outro lado, a análise da primeira componente principal relacionada aos grupos mostra maiores anomalias para o grupo Serra do Mar. A zona de anomalia positiva de água precipitável existente na análise da água precipitável estende-se para o oceano com a proximidade da data do evento extremo, formando uma área com anomalias positivas de água precipitável com direção noroeste-sudeste. Estes padrões são mostrados na figura A.3.1, no Apêndice A.

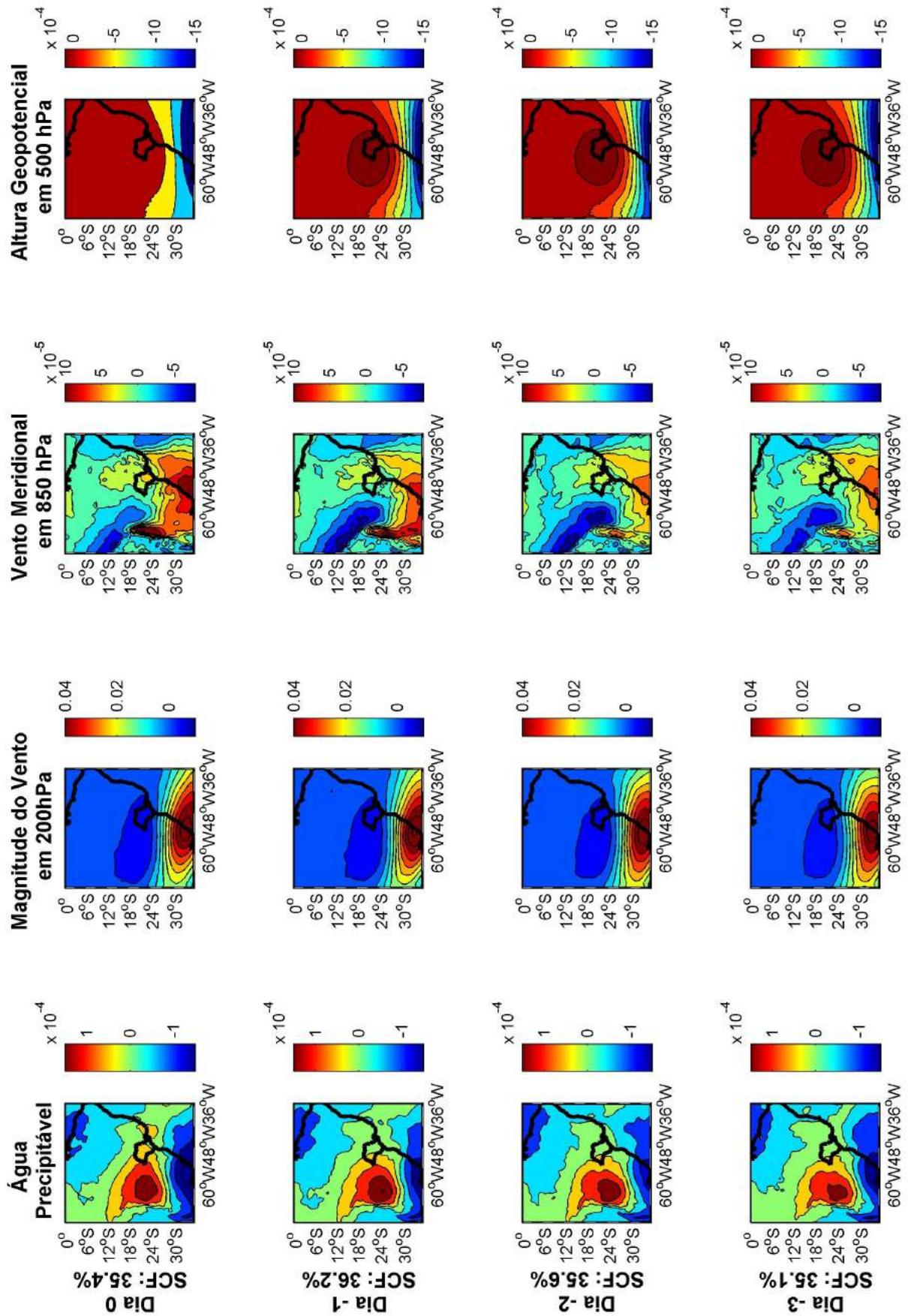


Figura 4.3.2: Primeira componente principal calculada no dia de ocorrência do evento extremo (dia 0) e para os três dias anteriores (dias -1, -2 e -3) para o estado de São Paulo, e a respectiva fração da covariabilidade explicada (SCF).

A figura 4.3.3 mostra os coeficientes de expansão associados à primeira componente principal da análise do estado. A situação atmosférica do dia 15/01/2007, marcada em vermelho na figura, deve ser bem representada por esta componente principal e será analisada. A figura 4.3.4 mostra os padrões das variáveis observados nesta data. Como mostra a figura 4.3.4, neste caso há um canal de água precipitável associada a uma componente negativa do vento meridional entre as regiões norte e sudeste do Brasil, que configura-se no dia anterior ao evento, caracterizando o transporte de umidade entre a região norte e sudeste do Brasil. Nas imagens de satélite é possível ver a presença de uma banda de nebulosidade nesta região, que persiste entre os dias 13/01/2007 e 16/01/2007, como mostra a figura 4.3.5.

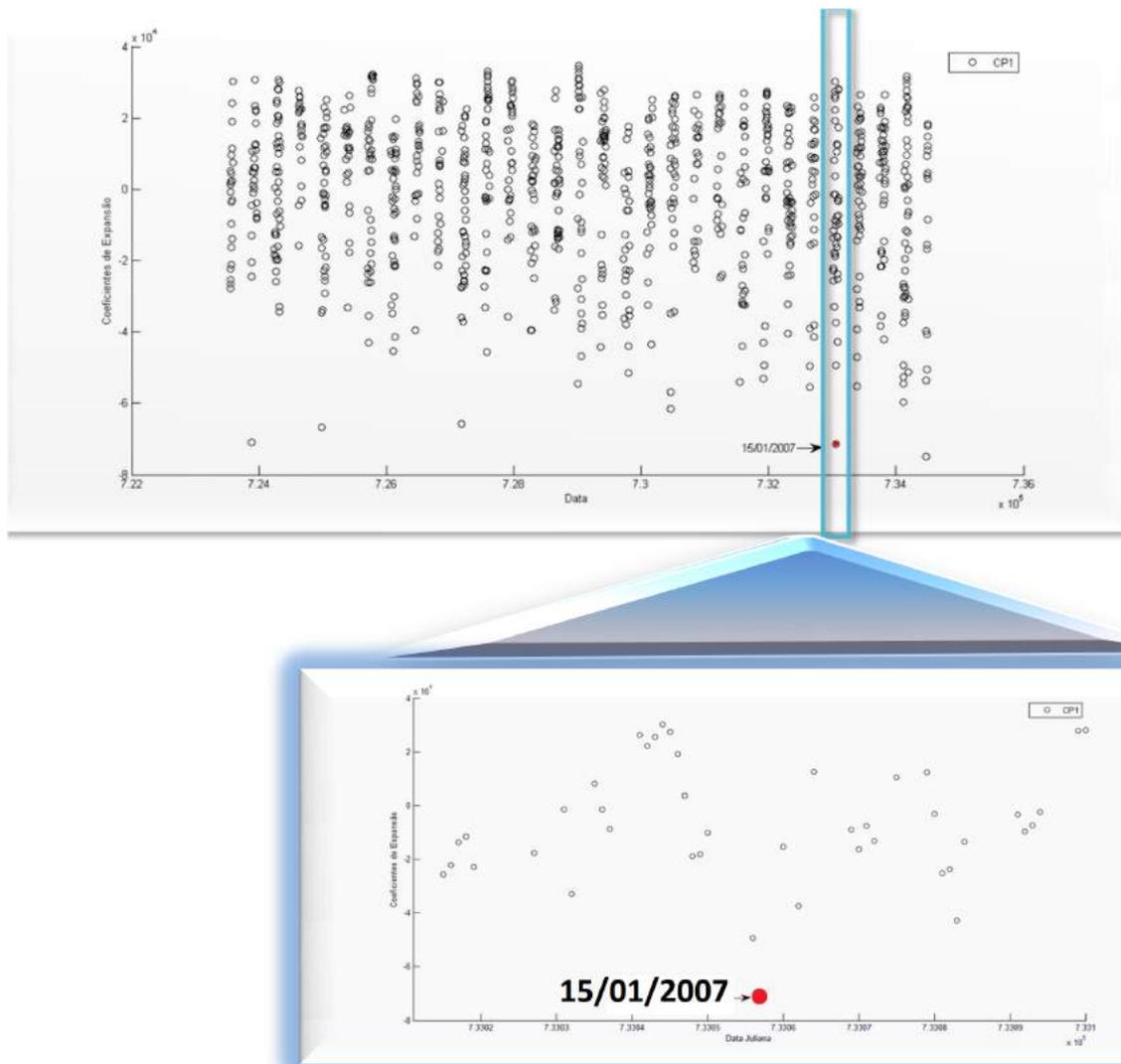


Figura 4.3.3: Coeficientes de expansão associados à primeira componente principal no dia do evento extremo para a análise do estado de São Paulo. O dia 15/01/2007 está marcado em vermelho.

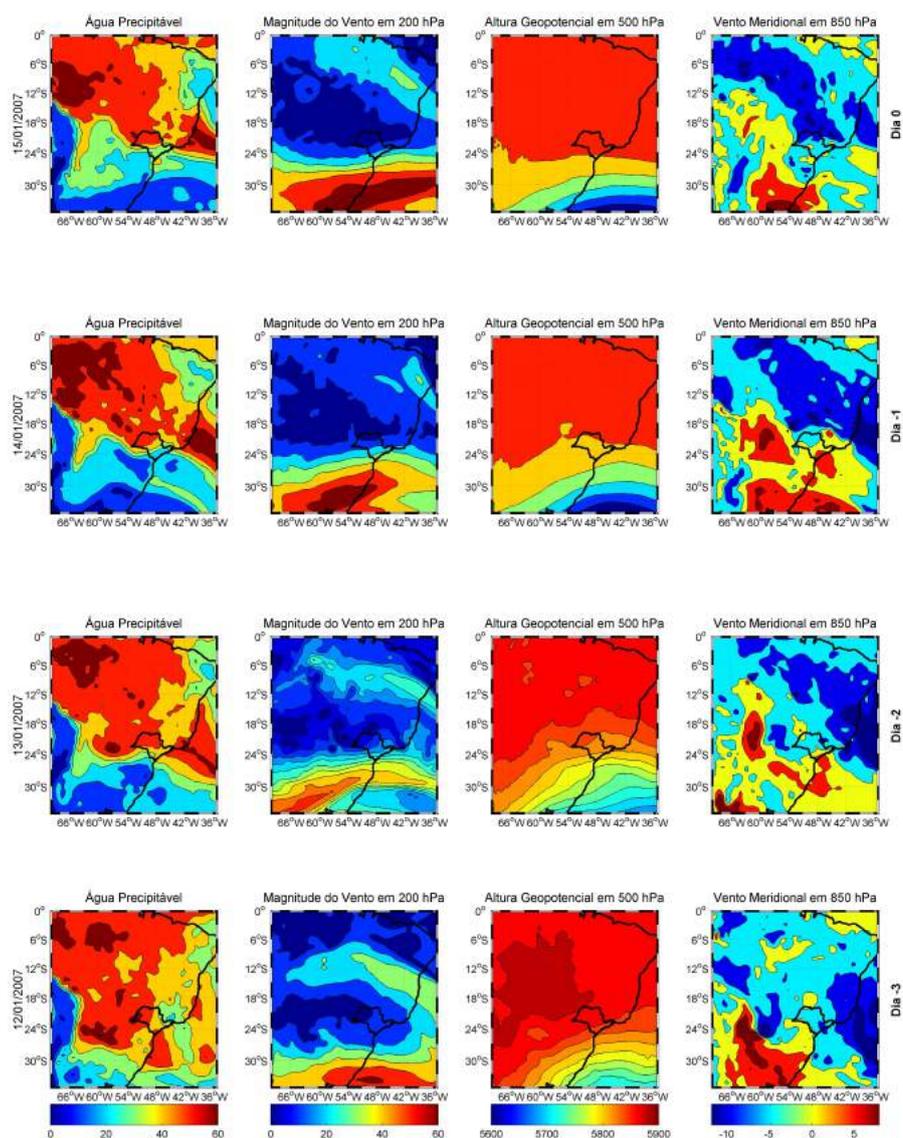


Figura 4.3.4: Padrões das variáveis analisadas para o caso de evento extremo de precipitação ocorrido no dia 15/01/2007 (dia 0) e nos três dias anteriores (dias -1, -2 e -3) de acordo com a reanálise do CFSR. Este caso é representativo da primeira componente principal obtida.

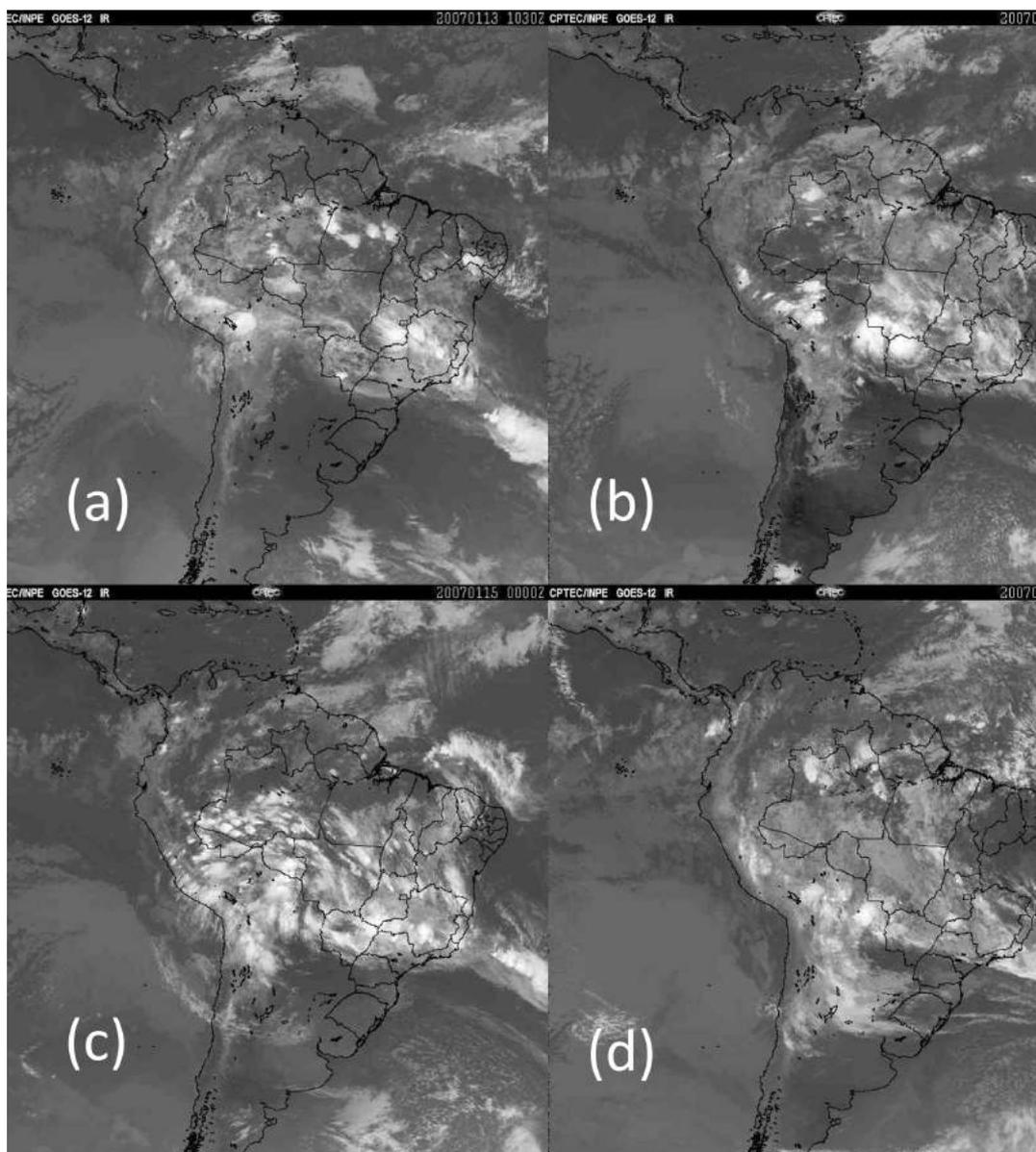


Figura 4.3.5: Imagem do satélite GOES-12 no canal do infra-vermelho às (a) 10h30 UTC do dia 13/01/2007; (b) 13h30 UTC de 14/01/2007; (c) 00h00 UTC no dia 15/01/2007; (d) 11h00 UTC de 16/01/2007.

A precipitação acumulada nesta data de acordo com o CHIRPS é mostrada na figura 4.3.6. Os maiores acumulados de precipitação são localizados na área do grupo Divisa MG, o mais propenso a sofrer os efeitos das ZCAS.

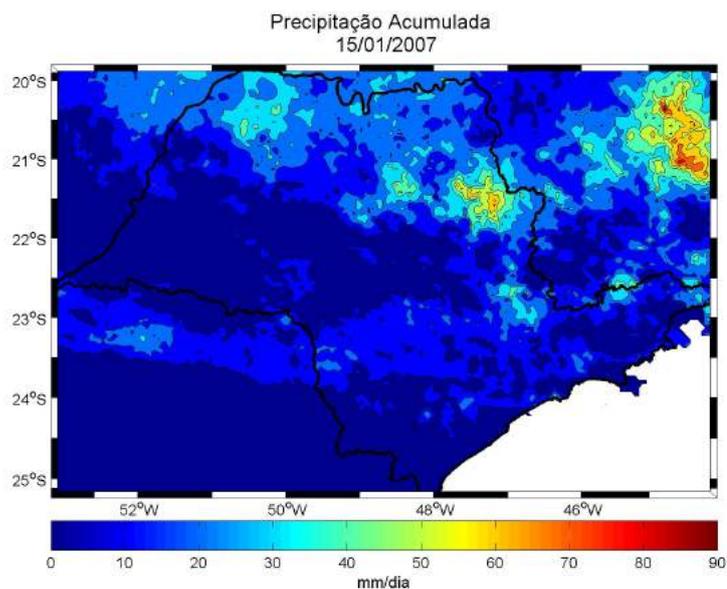


Figura 4.3.6: Precipitação acumulada no dia 15/01/2007, representativa da primeira componente principal. É possível perceber um máximo de precipitação intensa no norte do estado, próximo à divisa com Minas Gerais.

A figura 4.3.7 mostra o padrão de vento em 850 hPa e de altura geopotencial em 900 hPa em 15/01/2007. É possível perceber um jato de baixos níveis com direção norte/noroeste desde a região central até o sudeste brasileiro, além de uma crista associada à Alta Subtropical do Atlântico Sul sobre a região sudeste. Essas condições são favoráveis para o surgimento da ZCAS, como discutido na seção 2.2.2.

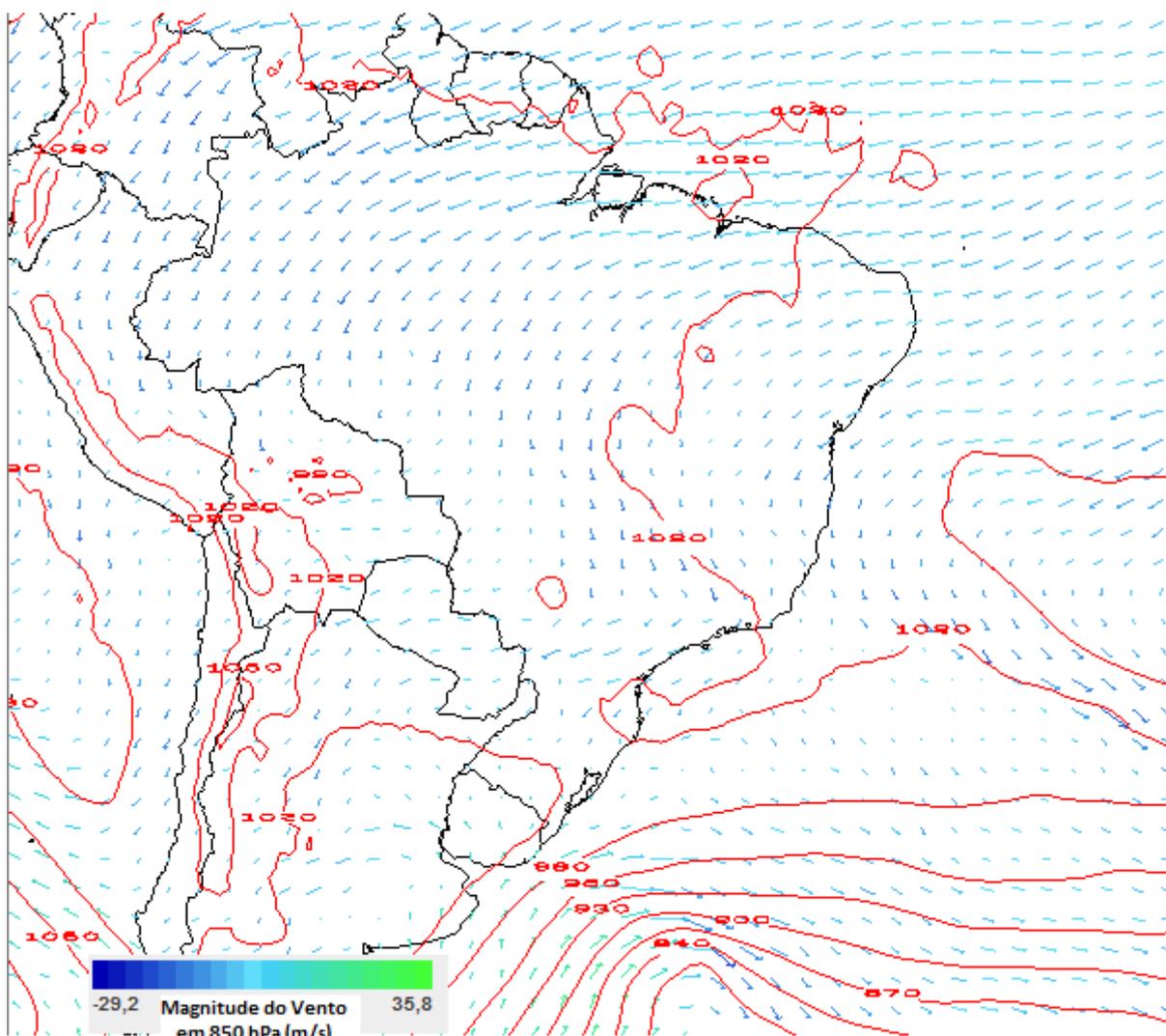


Figura 4.3.7: Vetor vento em 850 hPa e altura geopotencial em 900 hPa (contorno, em gpm) no dia 15/01/2007 às 12 UTC de acordo com a reanálise do CFSR.

4.3.2 Segunda Componente Principal

A figura 4.3.8 mostra a segunda componente principal calculada para o estado de São Paulo. Esta componente é responsável por aproximadamente 15% da covariabilidade explicada. É possível perceber que a máxima magnitude do vento em 200 hPa está anormalmente a norte, indicando a presença do jato subtropical sobre o estado de São Paulo, o que ajuda a instabilizar a atmosfera. Em baixos níveis, é possível perceber a presença de um giro ciclônico do vento sobre o sudeste brasileiro.

A análise do padrão de altura geopotencial em 500 hPa demonstra a presença de um

cavado em níveis médios sobre a região sul do Brasil, padrão semelhante ao observado por Escobar (2014), associado a eventos de precipitação no estado de Minas Gerais. Os gradientes de altura geopotencial se intensificam até o dia anterior ao evento, indicando o fortalecimento dos gradientes de temperatura nesta região.

Variações deste padrão são vistas no caso da segunda componente principal do grupo Serra do Mar (figura A.3.2), estes padrões de altura geopotencial estão deslocados para leste em comparação à análise do estado e para o grupo Litoral (figura A.4.2), onde a intensificação dos gradientes ocorre somente no dia anterior ao evento. Estas características indicam que esta componente principal está relacionada à aproximação de sistemas frontais no estado de São Paulo. Estes padrões podem ser observados no Apêndice A.

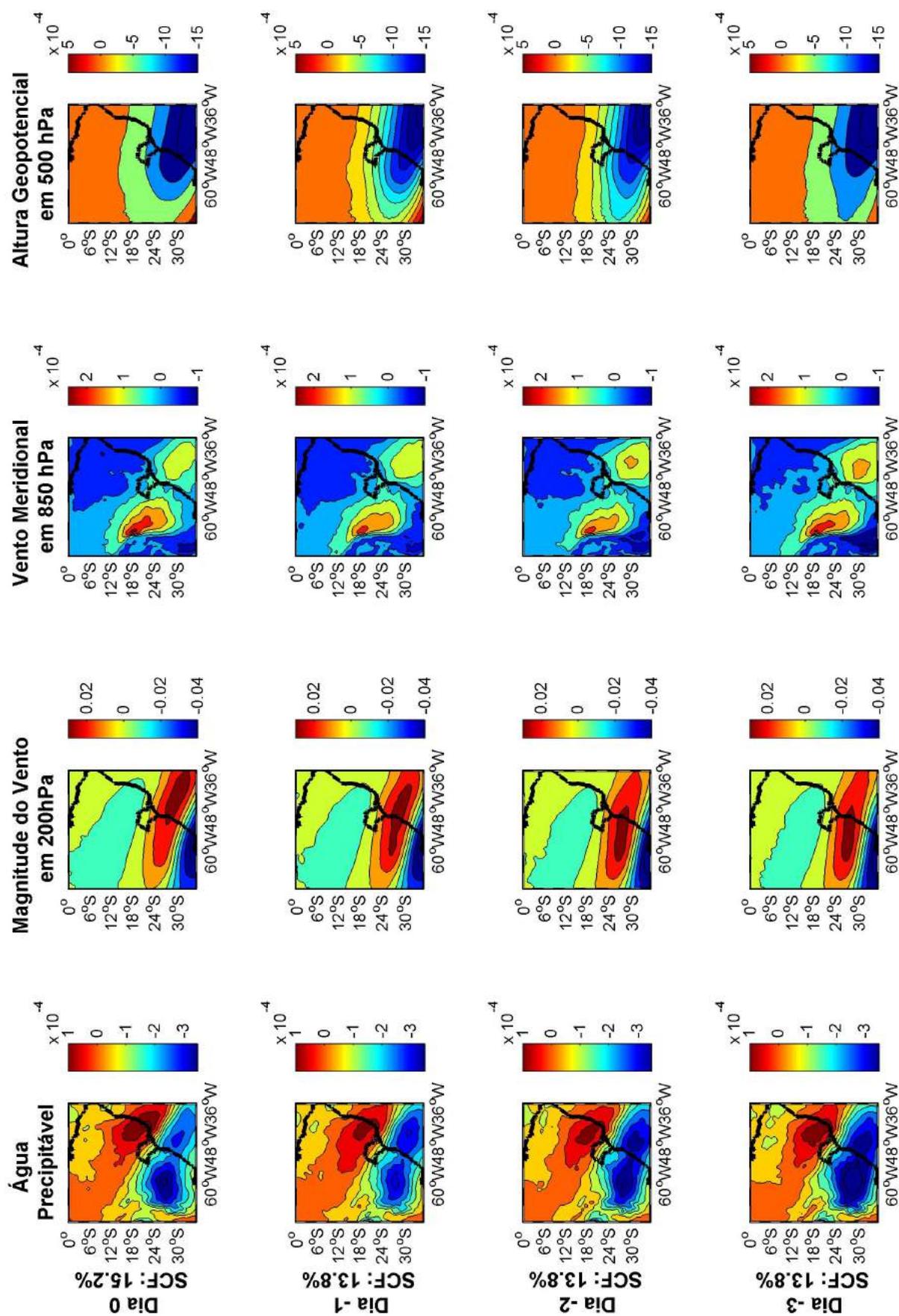


Figura 4.3.8: Segunda componente principal calculada no dia de ocorrência do evento extremo (dia 0) e nos três dias anteriores (dias -1, -2 e -3) para o estado de São Paulo, e a respectiva fração da covariabilidade explicada (SCF).

A figura 4.3.9 mostra os coeficientes de expansão associados à segunda componente principal do estado de São Paulo. A situação atmosférica do dia 03/01/2009, marcado em preto na figura, deve ser bem representada por esta componente principal e será analisada.

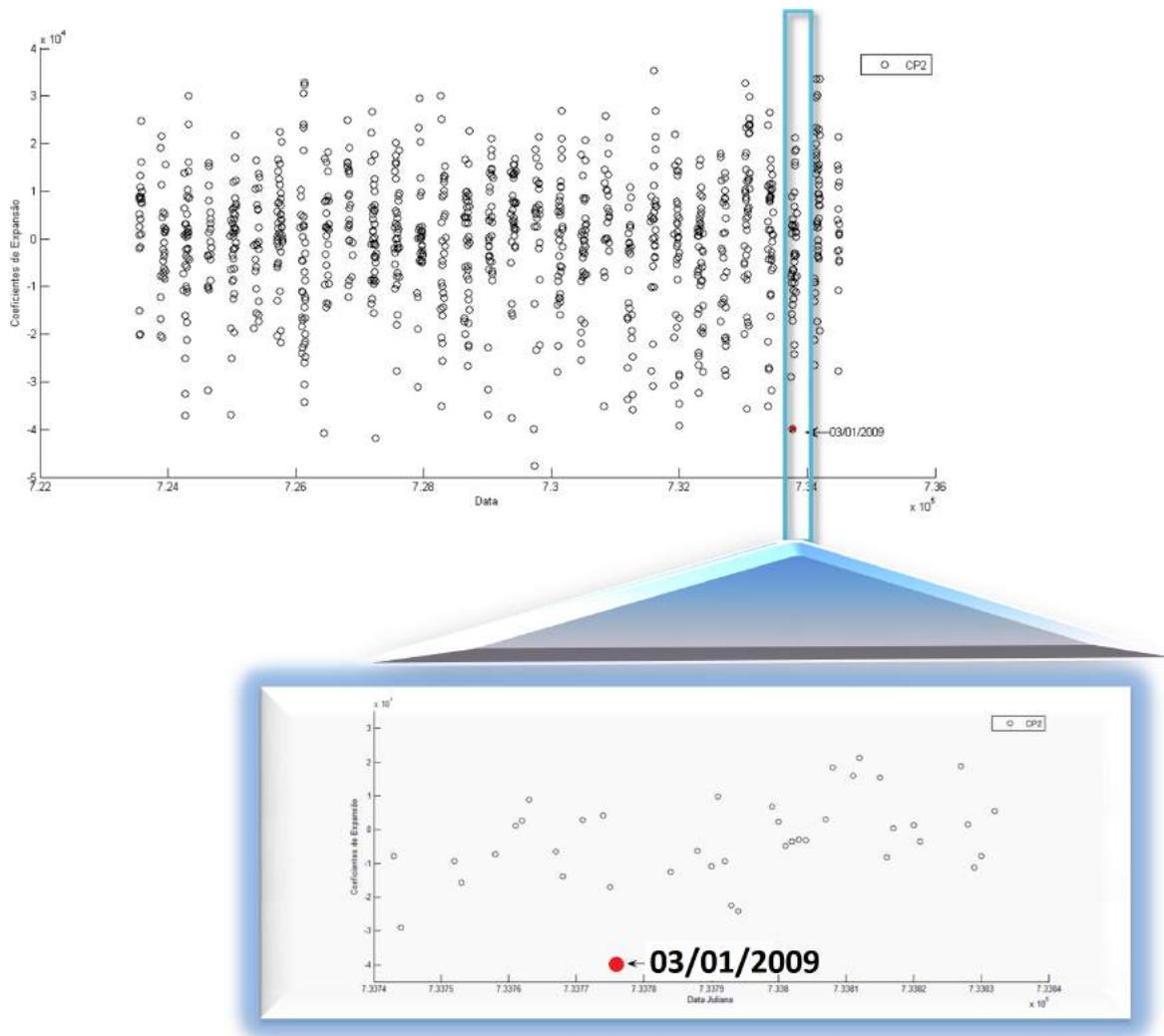


Figura 4.3.9: Coeficientes de expansão associados à segunda componente principal no dia do evento extremo para a análise do estado. O dia 03/01/2009 está marcado em vermelho.

A figura 4.3.10 mostra a anomalia das variáveis analisadas no dia 03/01/2009. Neste caso, o jato subtropical está no Paraná, e fortalece-se nos dias anteriores ao evento. O forte gradiente de geopotencial em 500 hPa, associado a uma redução considerável deste sobre o sul do Brasil no dia do evento é um indício de que a precipitação foi causada pela passagem de um sistema frontal.

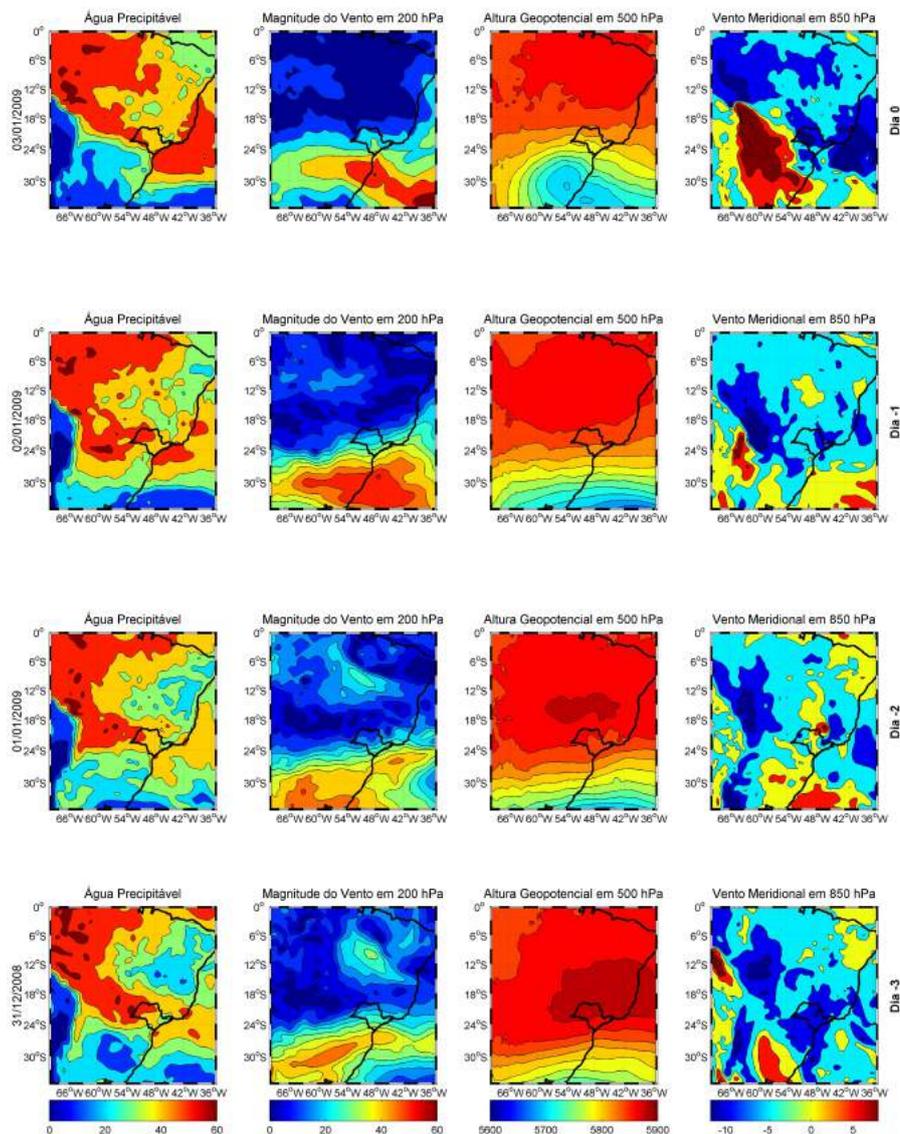


Figura 4.3.10: Condições de água precipitável, vento meridional em 200hPa, altura geopotencial em 500 hPa e vento meridional em 850hPa para o evento do dia 03/01/2009 e nos três dias anteriores. Este evento é representativo da segunda componente principal calculada para o estado.

A figura 4.3.11 mostra as imagens de satélite do dia 03/01/2009 às 1145, 1800 e 2345 UTC no canal do infravermelho. Podemos ver um ciclone sobre o mar, associado a uma frente fria sobre São Paulo, deslocando-se em direção a MG. A precipitação acumulada nesta data é mostrada na figura 4.3.12. Há diversas áreas com máximos de precipitação, desde o sul do estado, na divisa com o Paraná, até o norte, na divisa com MG. Esta situação é coerente com a análise de um sistema frontal passando sobre a

região.

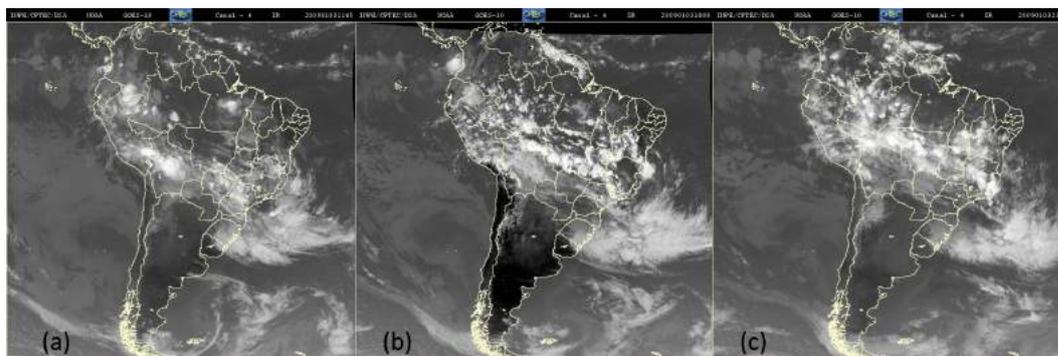


Figura 4.3.11: Imagens de satélite GOES-10 no canal do infravermelho para o dia 03/01/2009 às (a) 1145 UTC, (b) 1800 UTC, (c) 2345 UTC. É possível perceber um sistema frontal passando pelo estado de São Paulo

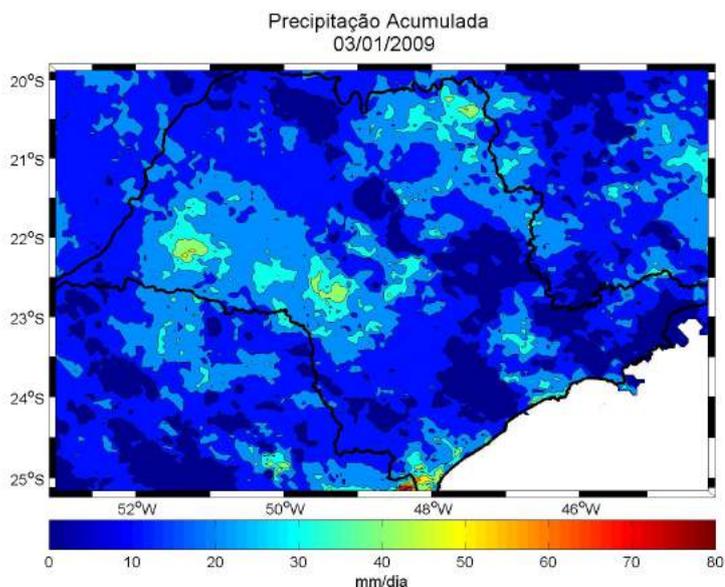


Figura 4.3.12: Acumulado de precipitação registrado em 03/01/2009, data representativa da segunda componente principal para o estado de São Paulo

A figura 4.3.13 mostra as variáveis pressão ao nível médio do mar e altura geopotencial em 850hPa as 12 UTC do dia 03/01/2009. Uma zona de baixa pressão sobre o oceano foi registrada nesta data, próximo à região sul do Brasil. Associada a ela, há uma região com forte gradiente de altura geopotencial, além de uma inflexão das isolinhas, tipicamente observada no encontro entre duas massas de ar.

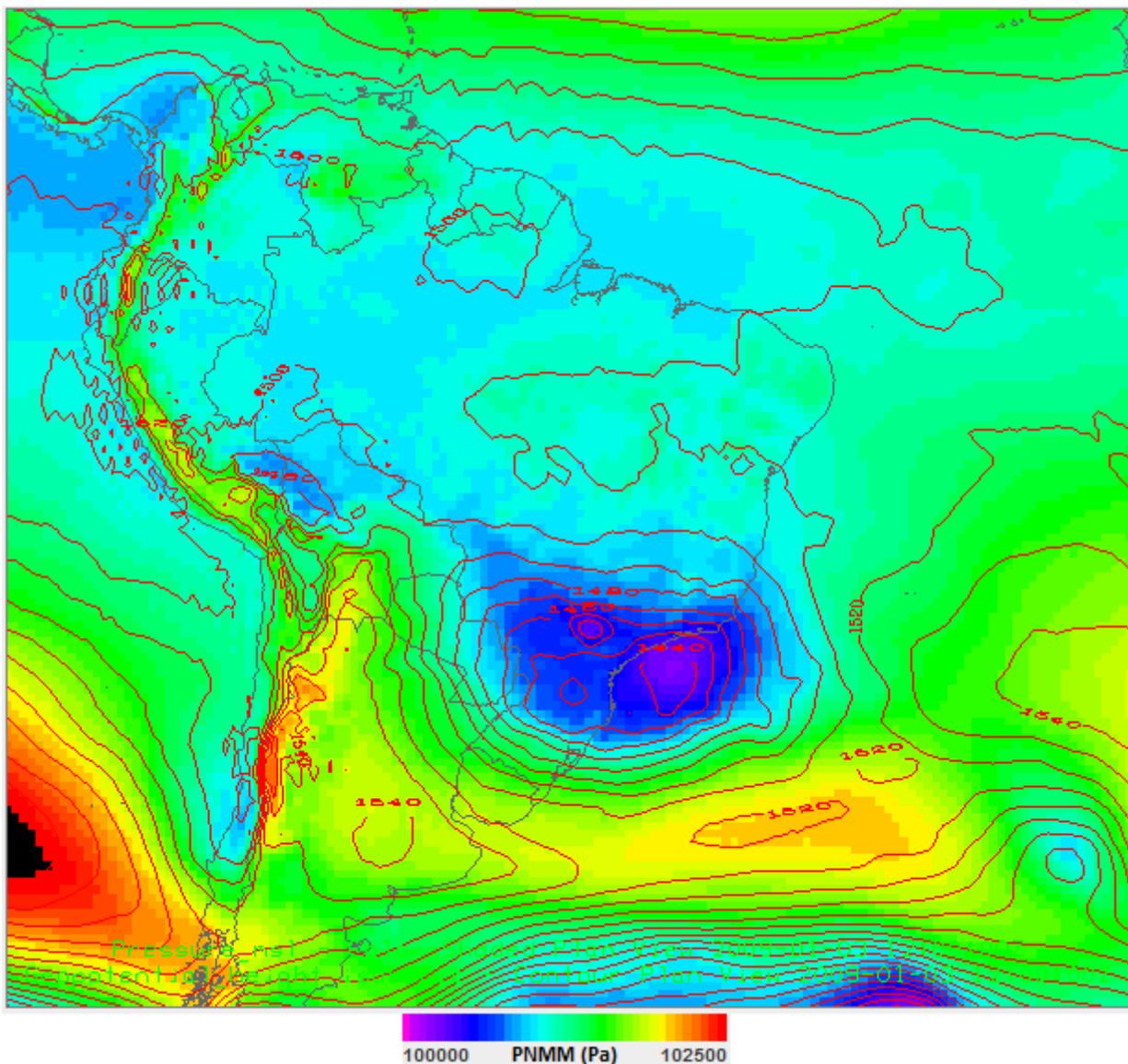


Figura 4.3.13: Pressão ao nível médio do mar e altura geopotencial em 850 hPa (contorno em vermelho, em gpm), às 12 UTC do dia 03/01/2009. É possível perceber uma região de baixa pressão atmosférica no oceano, próximo à região sul do Brasil e fortes gradientes de altura geopotencial associados a este. Essas características estão tipicamente associadas a sistemas frontais.

A figura 4.3.14 mostra as variáveis pressão corrigida à gravidade normal, temperatura e vento em superfície entre os dias 02/01/2009 e 05/01/2009. Estas variáveis foram medidas por uma estação convencional, a estação meteorológica do IAG/USP, localizada na capital de São Paulo (coordenadas $23,65^{\circ}S$, $46,62^{\circ}O$, a uma altitude de 800 m). A pressão corrigida à gravidade normal é uma padronização da leitura do barômetro, calculada a partir da latitude da observação e da temperatura no mo-

mento da medição. No dia 03/01/2009, o vento em superfície, antes majoritariamente de noroeste, torna-se de sudoeste. Após a chegada da frente, a pressão aumenta, e a temperatura diminui, como discutido na seção 2.2.3.

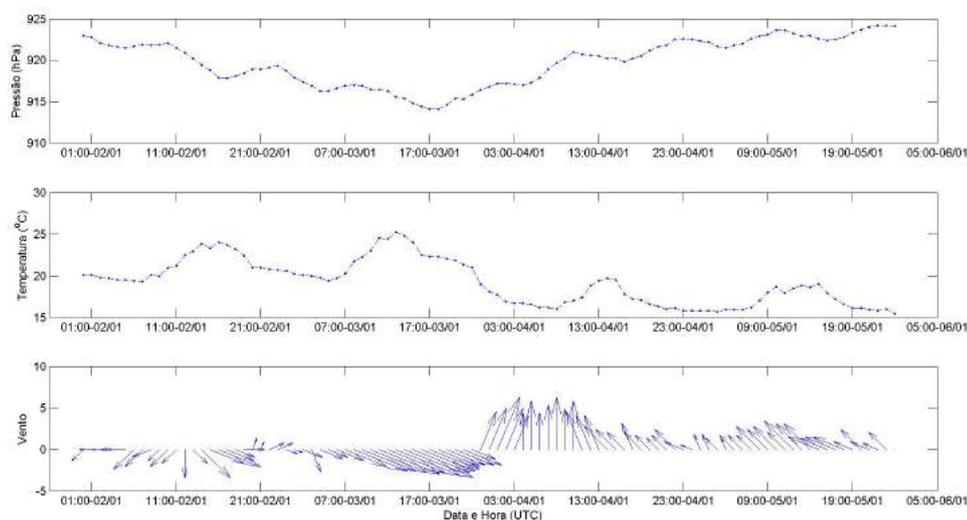


Figura 4.3.14: Variáveis pressão a gravidade normal, temperatura e vento em superfície na estação meteorológica do IAG/USP entre os dias 02/01/2009 e 05/01/2009. É possível perceber o aumento da pressão atmosférica, a queda de temperatura e a virada do vento relacionadas à entrada da frente fria sobre a cidade.

4.3.3 Terceira Componente Principal

A figura 4.3.15 mostra a terceira componente principal calculada para o estado de São Paulo, responsável por aproximadamente 8% da covariabilidade explicada. Esta componente está relacionada a uma anomalia positiva de água precipitável sobre o litoral do estado de São Paulo e uma zona de anomalia positiva de altura geopotencial em 500 hPa, comumente associada a uma alta temperatura em superfície nesta região. A associação de calor e umidade é importante na formação de chuvas convectivas. O jato em altos níveis está anormalmente a sul, com a região de máximo de magnitude do vento em 200 hPa a sul de $30^{\circ}S$. Além disto, o padrão de ventos anormalmente de norte no oceano, próximo a costa da região sul do Brasil e a anomalia negativa de vento meridional em São Paulo sugerem a presença de um cavado em baixos níveis nesta região.

No caso do grupo Litoral, os dois focos de máximo de altura geopotencial, que no caso da análise do estado estão localizados sobre São Paulo e sobre o continente, entre $24^{\circ}S$ e $30^{\circ}S$ estão unidos em uma zona de máxima altura geopotencial até dois dias antes do evento, quando retomam um padrão semelhante ao estado. Os padrões associados à terceira componente principal do grupo Litoral podem ser observados na figura A.4.3, presente no Apêndice A.

Já no caso da Serra do Mar (figura A.3.3, no Apêndice A), o padrão de água precipitável, estacionário no caso do estado, forma-se apenas no dia anterior ao evento e o cavado em baixos níveis observado é intensificado no dia de ocorrência do evento. Por outro lado, o padrão observado de altura geopotencial em 500hPa é próximo à normal climatológica de eventos extremos para esta região.

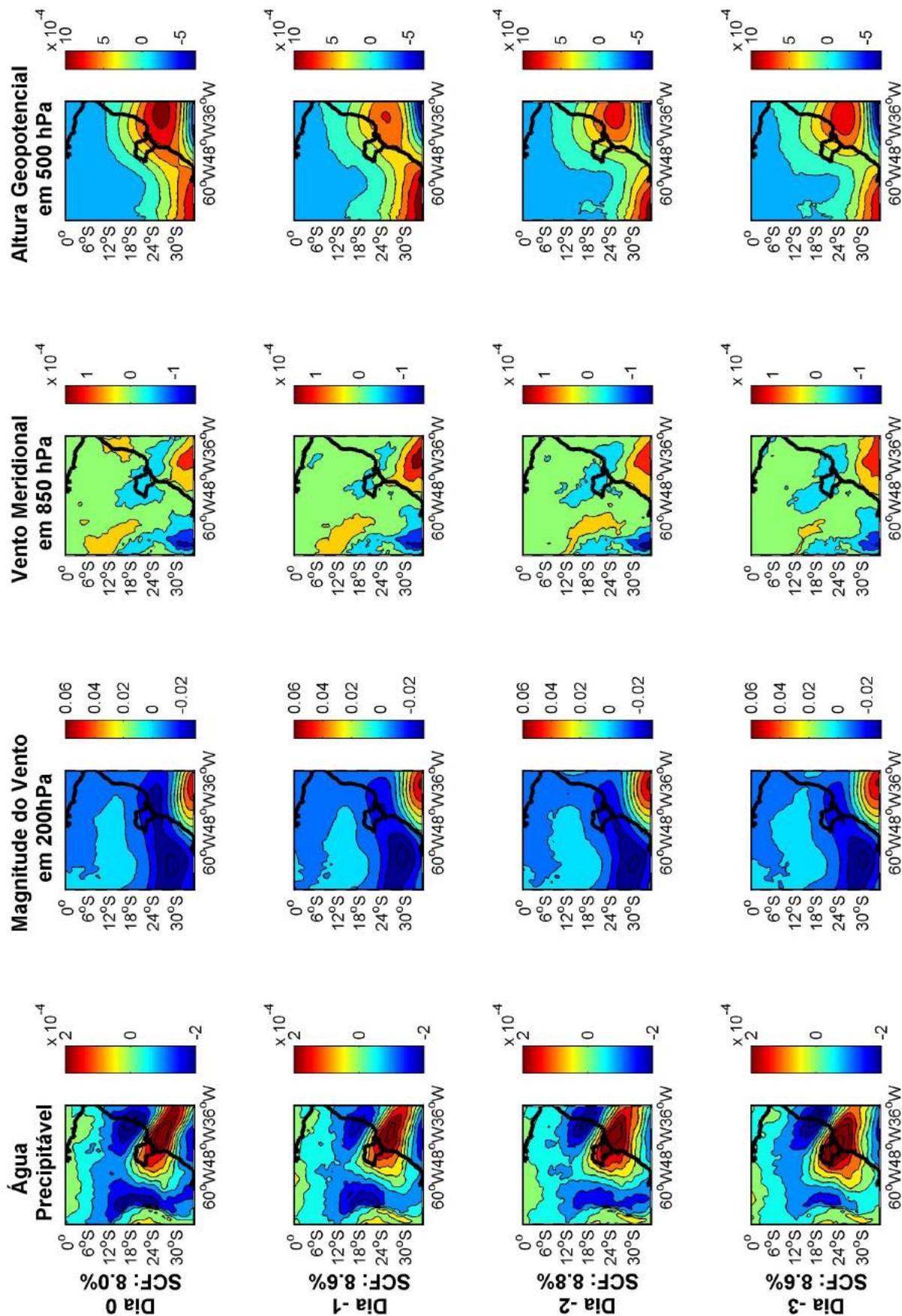


Figura 4.3.15: Terceira componente principal calculada no dia de ocorrência do evento extremo (dia 0) e nos três dias anteriores (dias -1, -2 e -3) para o estado de São Paulo, e a respectiva fração da covariabilidade explicada (SCF).

A figura 4.3.15 mostra os coeficientes de expansão associados à terceira componente principal do estado de São Paulo. A situação atmosférica do dia 25/02/2010, marcado em preto na figura, deve ser bem representada por esta componente principal e é mostrada na figura 4.3.17. Neste caso, temos um vento meridional positivo na costa de São Paulo levando umidade do ar do oceano para o estado que aparece no dia do evento, associado a um elevado índice de água precipitável sobre o estado.

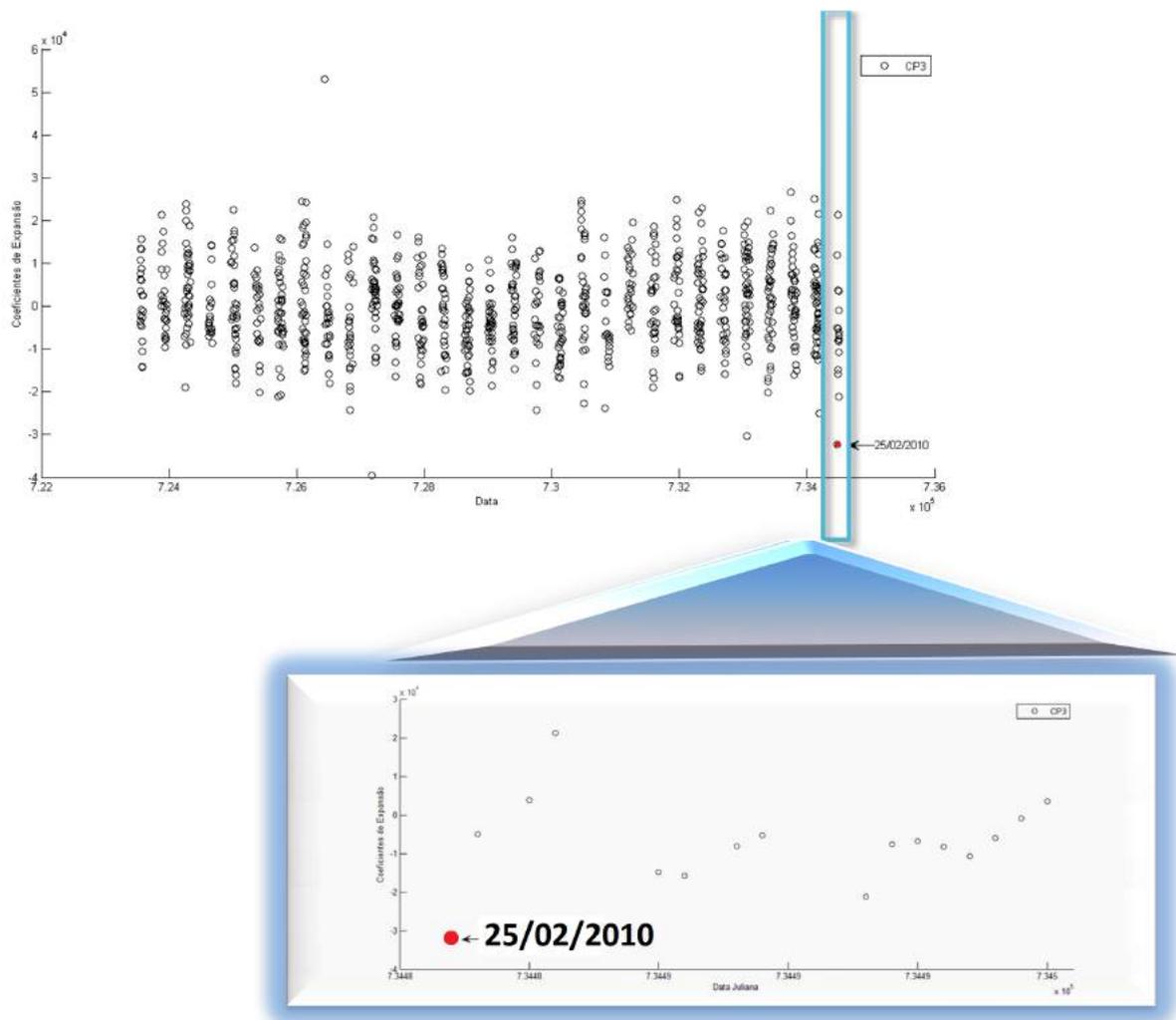


Figura 4.3.16: Coeficientes de expansão associados à terceira componente principal no dia do evento extremo para o estado de São Paulo. O dia 25/02/2010 está marcado em vermelho.

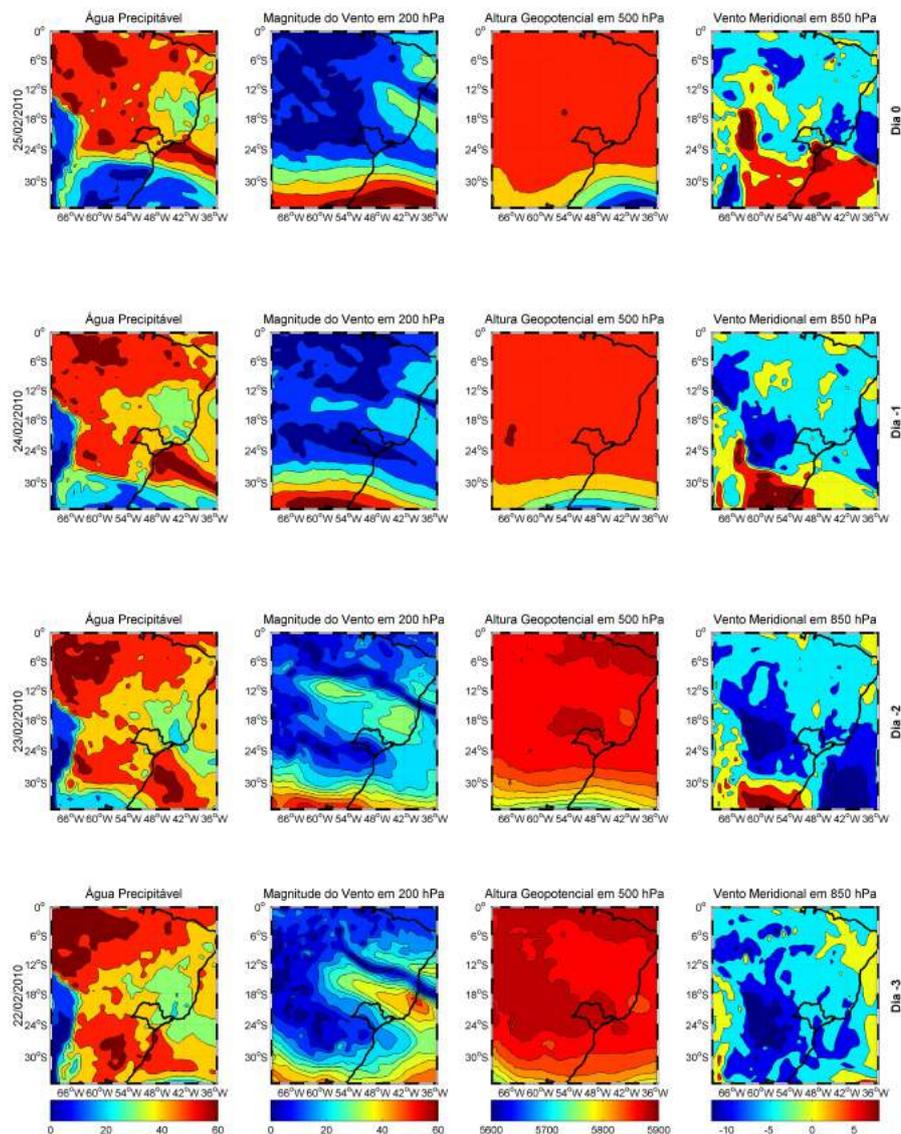


Figura 4.3.17: Padrões das variáveis analisadas para o caso de evento extremo de precipitação ocorrido no dia 25/02/2010 (dia 0) e nos três dias anteriores (dias -1, -2 e -3), de acordo com a reanálise CFSR. Esta data é representativa da terceira componente principal do estado.

O acumulado de precipitação registrado pelo CHIRPS nesta área é mostrado na figura 4.3.18. A precipitação está concentrada no litoral do estado de São Paulo, área onde a atmosfera é úmida devido à proximidade com o mar.

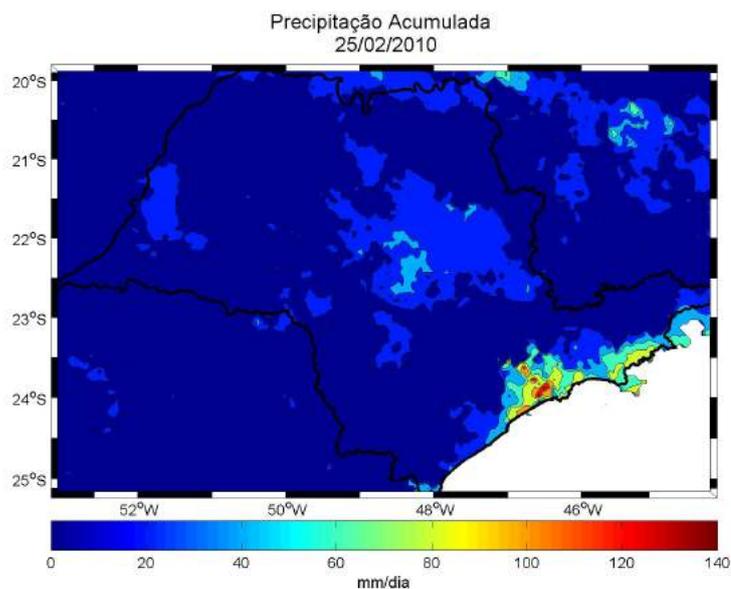
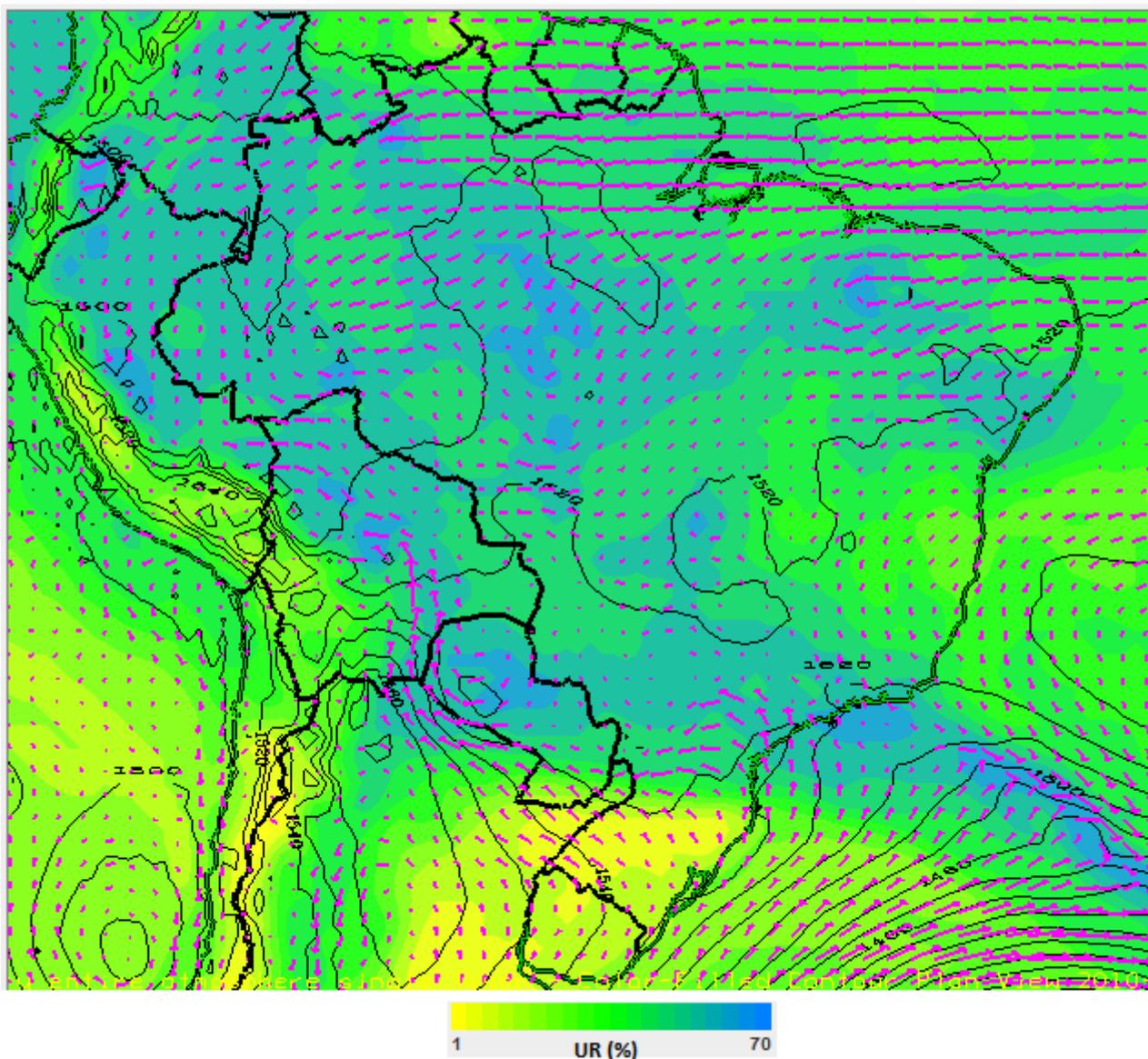


Figura 4.3.18: Acumulado de precipitação registrado em 25/02/2010 de acordo com o CHIRPS. É possível ver um máximo de precipitação localizado no litoral do estado.

A figura 4.3.17 mostra os padrões de umidade relativa em superfície, a altura geopotencial em 850 hPa e o vento em 850 hPa no dia 25/02/2010 as 12 UTC, de acordo com a reanálise do CFSR. Um cavado em baixos níveis é observado sobre o litoral do sudeste brasileiro, assim como um vento de sudoeste sobre o sul do estado de São Paulo, que transporta umidade do oceano para o continente e está associado a um máximo local de umidade relativa.



4.4 Modelos Conceituais Associados aos Eventos Extremos em São Paulo

A partir dos resultados mostrados nas seções 4.2 e 4.3, é possível determinar os modelos conceituais dos sistemas de larga escala associados aos eventos extremos em São Paulo, mostrados na figura 4.4.1.

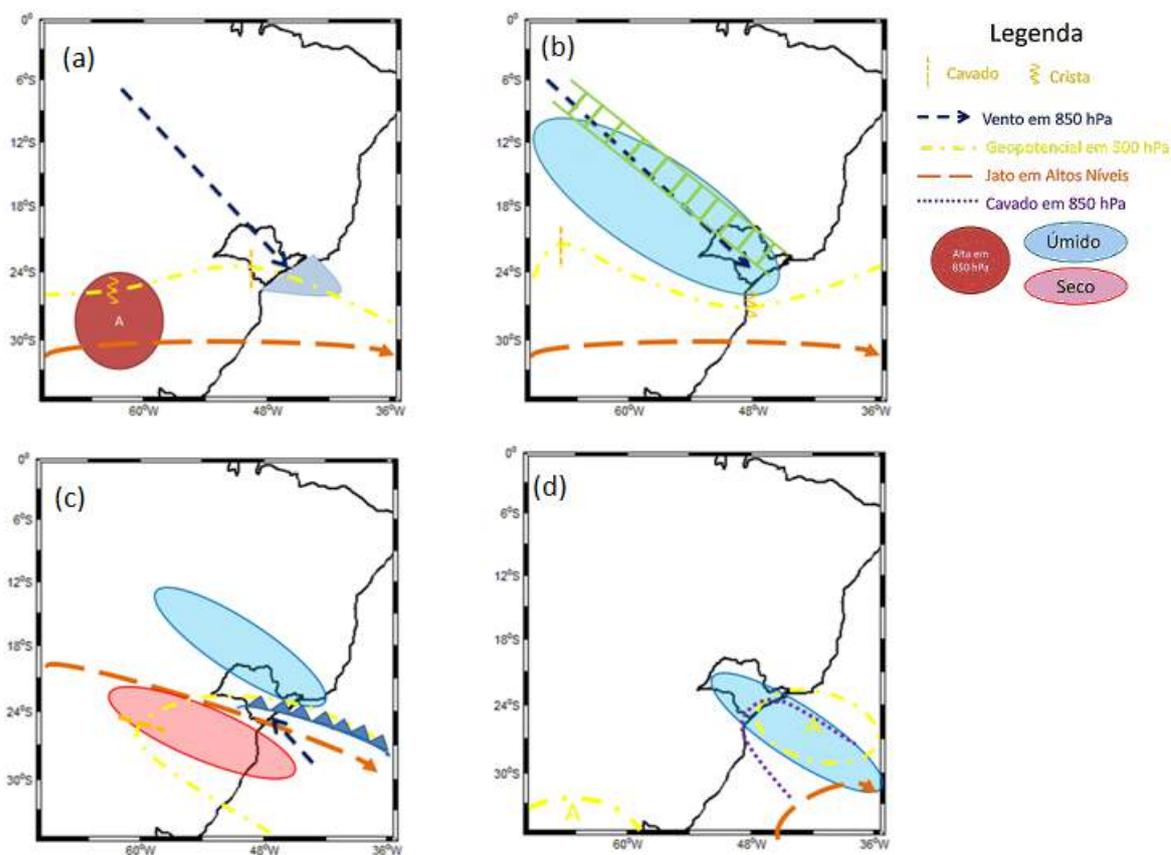


Figura 4.4.1: Modelos conceituais associados aos eventos extremos em São Paulo para: (a) climatologia de eventos extremos; (b) primeira componente principal, responsável por 35% da covariabilidade explicada; (c) segunda componente principal (15% da covariabilidade explicada); (d) terceira componente principal (8% da covariabilidade explicada).

Na climatologia de eventos extremos, temos um jato de baixos níveis proveniente da região norte do Brasil, associado a uma alta em 850 hPa sobre o norte da Argentina, que se desloca para norte conforme o dia do evento extremo se aproxima. O jato de

altos níveis está localizado em torno de $30^{\circ}S$ e há um cavado em 500hPa sobre São Paulo, que tem a curvatura das isolinhas intensificada conforme o dia do evento se aproxima.

A primeira componente principal, responsável por 35% da covariância explicada está associada às ZCAS. Neste modo, há um fluxo de umidade proveniente da região norte do Brasil. O jato em altos níveis está em torno de $30^{\circ}S$, mais intenso do que a média climatológica dos eventos extremos.

A segunda componente principal, responsável por 15% da covariância explicada está associada às frentes frias. O jato em altos níveis está anormalmente a norte, em torno do Paraná. A sul da frente fria, há uma zona seca e a norte desta, há uma zona úmida, geralmente localizada no norte de SP. Há uma incursão de umidade proveniente do oceano e um cavado em 500hPa sobre o estado de São Paulo.

A terceira componente principal é responsável por 8% da covariância explicada. Há um máximo geopotencial em 500 hPa sobre o litoral de São Paulo, associado a um cavado em 850hPa, que gera uma incursão de umidade proveniente do oceano sobre o estado. No sul da América do Sul há um máximo de geopotencial em 500 hPa. O jato de altos níveis está sobre o oceano, a sul de $30^{\circ}S$.

Capítulo 5

Conclusão

A partir da análise da precipitação diária durante o verão, foi possível determinar as condições associadas aos eventos extremos no estado de São Paulo. Foi determinado que há uma maior variedade de eventos extremos durante o verão em todas as regiões do estado, e que nesta estação do ano os limiares de eventos extremos variam entre 118 mm, na Serra do Mar e 57 mm, no interior do estado.

A distribuição do estado em grupos com perfil de precipitação semelhante revelou uma forte influência da topografia no clima da região, com um grupo bem definido associado às barreiras topográficas. Além disto, os locais onde há incursão de umidade devido à brisa marítima mostraram os maiores limiares de eventos extremos. A urbanização não foi determinante na distribuição do estado em grupos, uma vez que seus efeitos são sentidos majoritariamente no microclima da região afetada. Embora tenham regimes de precipitação distintos, os padrões de grande escala associados a precipitação extrema são semelhantes nos grupos, e podemos analisar o estado como um único clima sem perda de generalidade.

A climatologia de eventos extremos no estado mostra que o padrão atmosférico típico de um evento extremo durante o verão inclui a presença de um jato em altos níveis em torno de $30^{\circ}S$. A magnitude do vento associado a este jato é reduzida conforme o dia do evento extremo se aproxima. Há uma incursão de umidade na região do evento, evidenciada pelo aumento de água precipitável nos dias anteriores.

Além disso, há uma redução dos valores de altura geopotencial em 500hPa no estado e um aumento na curvatura das isolinhas desta variável. Os ventos em baixos níveis sobre São Paulo são majoritariamente de noroeste e norte, e pode-se perceber a presença de um giro anticiclônico do vento sobre a Argentina, que se desloca para norte ao longo dos três dias que precedem o evento.

A análise de componentes principais foi realizada para os eventos extremos. As três primeiras componentes principais explicam conjuntamente 55% da covariabilidade explicada. A primeira componente principal, responsável por 35% da covariabilidade explicada é caracterizada por uma anomalia positiva de água precipitável no dia do evento sobre o estado de São Paulo, associada a uma anomalia negativa da componente meridional do vento iniciada na região dos Andes. Esta anomalia se estende até a parte central do Brasil, que pode ser interpretada como a presença do jato de baixos níveis da América do Sul na região. O jato em altos níveis permanece em torno de $30^{\circ}S$ e há uma anomalia positiva de altura geopotencial em níveis médios sobre São Paulo até o dia anterior ao evento. Estas características são esperadas quando a Zona de Convergência do Atlântico Sul se estabelece na região.

A segunda componente principal é responsável por aproximadamente 15% da covariabilidade explicada. Esta componente é caracterizada pela presença do jato em altos níveis anormalmente a norte, e um padrão ciclônico do vento em baixos níveis sobre o sudeste brasileiro. Os gradientes de altura geopotencial se intensificam nos dias anteriores ao evento e há um cavado em 500hPa sobre o sul do Brasil. Podemos associar esta componente ao deslocamento de sistemas frontais em direção ao estado.

A terceira componente principal, responsável por 8% da covariabilidade explicada, tem como características uma anomalia positiva de água precipitável e uma zona de anomalia positiva de altura geopotencial em 500 hPa sobre o estado de São Paulo. O jato em altos níveis se encontra anormalmente a sul, e o vento em baixos níveis indica a presença de um cavado sobre o sudeste do Brasil.

Embora neste trabalho as componentes principais nos grupos sejam similares à análise do estado sem divisão, as variações encontradas na climatologia dos eventos

extremos sugere que a estrutura do terreno influencia o comportamento de sistemas causadores de precipitação. Assim, uma análise futura com uma maior resolução espacial e temporal pode revelar uma maior influência dos sistemas de mesoescala nos eventos extremos de precipitação. Além disto, estudos com uma maior resolução temporal, com análises dos extremos de chuva horária, por exemplo, poderiam revelar outras características atmosféricas relevantes dos extremos de precipitação.

Referências Bibliográficas

BJORNSSON, H.; VENEGAS, S. A manual for eof and svd analyses of climatic data. CCGCR Report, v. 97, n. 1, 1997.

BLUESTEIN, H. B.; JAIN, M. H. Formation of mesoscale lines of precipitation: Severe squall lines in oklahoma during the spring. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 42, n. 16, p. 1711-1732, 1985.

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, 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, 2002.

CARVALHO, L. M.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The south atlantic convergence zone: Intensity, form, persistence, and relationships with intraseasonal to interannual activity and extreme rainfall. *Journal of Climate*, v. 17, n. 1, p. 88-108, 2004.

CAVALCANTI, I. F. A.; KOUSKY, V. E. Frentes frias sobre o brasil. *Tempo e Clima no Brasil*. Sao Paulo: Ocina de Textos, p. 136-147, 2009.

CHANGE, I. P. on C. *Climate Change 2013: The physical science basis: Working group I contribution to the fifth assessment report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2014.

COHEN, J. et al. Linhas de instabilidade na costa n-ne da america do sul. CAVALCANTI, IFA; FERREIRA, NJ; SILVA, MGAJ; SILVA DIAS, MAF *Tempo e clima do Brasil*, v. 1, p. 75-93, 2009.

COHEN, J. C.; DIAS, M. A. S.; NOBRE, C. A. Environmental conditions associated with amazonian squall lines: A case study. *Monthly Weather Review*, v. 123, n. 11, p. 3163-3174, 1995.

COMET Program. University Corporation for Atmospheric Research. Mountain/Valley Breezes. OnLine. Disponível em: <<http://www.meted.ucar.edu/mesoprim/mtnval/print.htm>>.

GRAM, J. M.; PIELKE, R. A.; COTTON, W. R. Numerical simulation and analysis of a prefrontal squall line. part i: Observations and basic simulation results. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 49, n. 3, p. 189208, 1992.

DAVIES, D. L.; BOULDIN, D. W. A cluster separation measure. *Pattern Analysis and Machine Intelligence, IEEE Transactions on, IEEE*, n. 2, p. 224227, 1979.

DIAS, M. A. S. et al. Changes in extreme daily rainfall for são paulo, brazil. *Climatic Change, Springer*, v. 116, n. 3-4, p. 705722, 2013.

DIAS, M. S.; NOBRE, C. Complexos convectivos de mesoescala. *Climanálise Especial*, p. 173182, 1996.

DIAS, M. S. et al. Complexos convectivos de mesoescala na américa do sul. *Tempo e clima no Brasil*, p. 181194, 2009.

DUFEK, A.; AMBRIZZI, T. Precipitation variability in são paulo state, brazil. *Theoretical and Applied Climatology, Springer*, v. 93, n. 3-4, p. 167178, 2008.

ESCOBAR, G. Jatos de altos níveis. *Tempo e Clima no Brasil. Sao Paulo: Ocina de Textos*, p. 127134, 2009.

ESCOBAR, G. C. J. Padrões de circulação em superfície e em 500 hpa na américa do sul e eventos de anomalias positivas de precipitação no estado de minas gerais durante o mês de dezembro de 2011. *Revista Brasileira de Meteorologia, SciELO Brasil*, v. 29, n. 1, p. 105124, 2014.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; DIAS, P. L. D. S. Simulations of the summer circulation over the south american region with an eta coordinate model. *Journal of the atmospheric sciences*, v. 52, n. 10, p. 15731584, 1995.

FREITAS, E. D. et al. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of são paulo, brazil. *Boundary-Layer Meteorology, Springer*, v. 122, n. 1, p. 4365, 2007.

FREITAS, E. D. d. Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. Tese (Tese de Doutorado em Meteorologia) Instituto de Astro-

nomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003. Disponível em: <<http://www.teses.usp.br/teses/disponiveis/14/14133/tde-16032006-160700/>>.

FRITSCH, J.; FORBES, G. Mesoscale convective systems. In: Severe convective storms. [S.l.]: Springer, 2001. p. 323-357.

FUNK, C. C. et al. A quasi-global precipitation time series for drought monitoring. US Geological Survey Data Series, v. 832, n. 4, 2014.

GAN, M.; RODRIGUES, L. R. & RAO, V. B. Monção na América do Sul. Tempo e Clima no Brasil. São Paulo: Oficina de Textos, p. 297-316, 2009.

GOOGLE. Google Earth - Versão 7.1.5.1557. São Paulo: [s.n.], 2016. Acessado em 10/03/2016. Disponível em: <<https://earth.google.com>>.

HIDROWEB - Agência Nacional de Águas. [Http://hidroweb.ana.gov.br/](http://hidroweb.ana.gov.br/).

HOUZE, R. A. Mesoscale convective systems. Reviews of Geophysics, Wiley Online Library, v. 42, n. 4, 2004.

IAG/USP. Boletim Climatológico Anual da Estação Meteorológica do IAG/USP/ Seção Técnica de Serviços Meteorológicos. v17, 2014. São Paulo: IAG/USP, 2014. Disponível em: <<http://www.estacao.iag.usp.br/Boletins/2014.pdf>>.

IBGE, Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Censo Demográfico de 2010. OnLine. Disponível em: <<http://www.sidra.ibge.gov.br/>>

ICHINOSE, T.; SHIMODOZONO, K.; HANAKI, K. Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo. Atmospheric Environment, Elsevier, v. 33, n. 24, p. 3897-3909, 1999.

Ward, J. H. Hierarchical grouping to optimize an objective function. Journal of the American Statistical Association, Taylor & Francis, v. 58, n. 301, p. 236-244, 1963.

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of subtropical precipitation zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). part i: Characteristics of subtropical frontal zones. J. Meteor. Soc. Japan, v. 70, p. 813-836, 1992.

KODAMA, Y.-M. Large-scale common features of subtropical convergence zones (the Baiu frontal zone, the SPCZ, and the SACZ). part ii: Conditions of the circulations

for generating the stczs. *J. Meteor. Soc. Japan*, v. 71, p. 581610, 1993.

KOUSKY, V. E. Pentad outgoing longwave radiation climatology for the south american sector. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 3, n. 1, p. 217231, 1988.

LAING, A. G.; FRITSCH, J. M. The large-scale environments of the global populations of mesoscale convective complexes. *Monthly Weather Review*, v. 128, n. 8, p. 27562776, 2000.

LIEBMANN, B.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. de. Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of sao paulo, brazil. *Journal of Climate*, v. 14, n. 2, p. 208218, 2001.

LIMA, K. C.; SATYAMURTY, P.; FERNÁNDEZ, J. P. R. Large-scale atmospheric conditions associated with heavy rainfall episodes in southeast brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, Springer, v. 101, n. 1-2, p. 121135, 2010.

LUCAS, C.; MAY, P. T.; VINCENT, R. A. An algorithm for the detection of fronts in wind proler data. *Weather and forecasting*, v. 16, n. 2, p. 234247, 2001.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 61, n. 11, p. 13741387, 1980.

MARENGO, J. A.; AMBRIZZI, T.; SOARES, W. R. Jato de baixos níveis ao longo dos andes. *Tempo e Clima no Brasil*. Sao Paulo: Ocina de Textos, p. 169180, 2009.

MARTINELLI, M. Relevô do Estado de São Paulo. 2009. Online. Disponível em: <<http://conns.revues.org/6168>>.

MIYAZATO, K. E. et al. Incidence of leptospirosis infection in the east zone of sao paulo city, brazil. *International archives of medicine*, BioMed Central Ltd, v. 6, n. 1, p. 23, 2013.

NAVARRA, A.; SIMONCINI, V. A guide to empirical orthogonal functions for climate data analysis. [S.l.]: Springer Science & Business Media, 2010.

NORTH, G. R. et al. Sampling errors in the estimation of empirical orthogonal functions. *Monthly Weather Review*, v. 110, n. 7, p. 699706, 1982.

OLIVEIRA, A. d.; DIAS, P. S. Aspectos observacionais da brisa marítima em são paulo. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*. [S.l.: s.n.], 1982. v. 2, p. 129145.

OPERACAO Verao - Defesa Civil do Estado de Sao Paulo. Online. Disponível em <http://www.defesacivil.sp.gov.br/>.

PANEL, I. Managing the risks of extreme events and disasters to advance climate change adaptation. Citeseer, 2012.

QUADRO, M. F. et al. The atmospheric water cycle over south america as seen in the new generation of global reanalyses. In: AIP Conference Proceedings. [S.l.: s.n.], 2013. v. 732, p. 732735.

RAMAGE, C. Monsoon Meteorology. International Geophysical Series, Vol. 15. [S.l.]: Academic Press, 1971.

REBOITA, M. S. et al. Regimes de precipitação na américa do sul: uma revisão bibliográfica. Revista Brasileira de Meteorologia, SciELO Brasil, v. 25, n. 2, 2010.

RODRIGUES, M. L. G.; FRANCO, D.; SUGAHARA, S. Climatologia de frentes frias no litoral de santa catarina. Revista Brasileira de Geofísica, SciELO Brasil, v. 22, n. 2, p. 135151, 2004.

SAHA, S. et al. The ncep climate forecast system reanalysis. Bulletin of the American Meteorological Society, American Meteorological Society, v. 91, n. 8, p. 10151057, 2010.

SEGALIN, B. Características dos Sistemas Convectivos de Mesoescala nas simulações climáticas do RegCM4. Dissertação (Dissertação de Mestrado) Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2012.

SHEPHERD, J. M.; PIERCE, H.; NEGRI, A. J. Rainfall modication by major urban areas: Observations from spaceborne rain radar on the trmm satellite. Journal of Applied Meteorology, v. 41, n. 7, p. 689701, 2002.

SLINGO, J. Encyclopedia of atmospheric sciences. In: . [S.l.]: Academic Press, 2003. cap. Monsoon - Overview, p. 13651370.

TEIXEIRA, M. d. S.; SATYAMURTY, P. Trends in the frequency of intense precipitation events in southern and southeastern brazil during 1960-2004. Journal of Climate, v. 24, n. 7, p. 19131921, 2011.

TEIXEIRA, M. S.; SATYAMURTY, P. Dynamical and synoptic characteristics of heavy rainfall episodes in southern brazil. *Monthly weather review*, v. 135, n. 2, p. 598617, 2007.

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the americas. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, Wiley Online Library, v. 92, n. D8, p. 95919613, 1987.

VEMADO, F. Análise da circulação de brisa marítima e seus impactos sobre a precipitação na Região Metropolitana de São Paulo por meio do modelo ARPS. Tese (Dissertação de Mestrado) Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.

WALLACE, J. M.; HOBBS, P. V. *Atmospheric science: an introductory survey*. [S.l.]: Academic press, 2006. v. 92.

WEATHER World 2010. University of Illinois. Sea Breeze Development. On Line. 2010. Disponível em <<http://ww2010.atmos.uiuc.edu>>

WILKS, D. S. *Statistical methods in the atmospheric sciences*. [S.l.]: Academic press, 2011. v. 100.

ZHOU, J.; LAU, K. Does a monsoon climate exist over south america? *Journal of Climate*, v. 11, n. 5, p. 10201040, 1998.

Apêndice A

Componentes Principais Relacionados aos eventos extremos nos grupos

A.1 Grupo Divisa MG

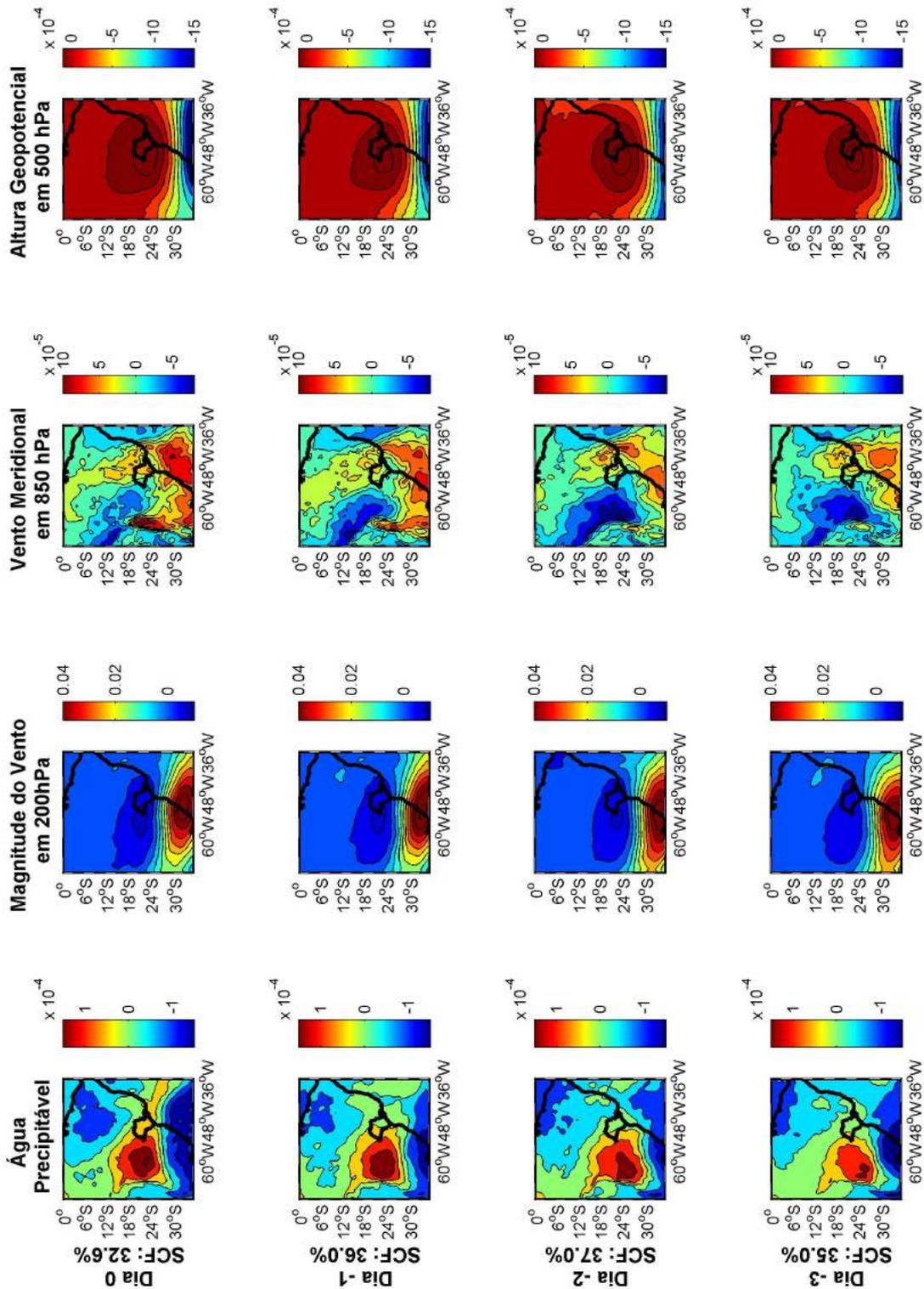


Figura A.1.1: Primeira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Divisa MG no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

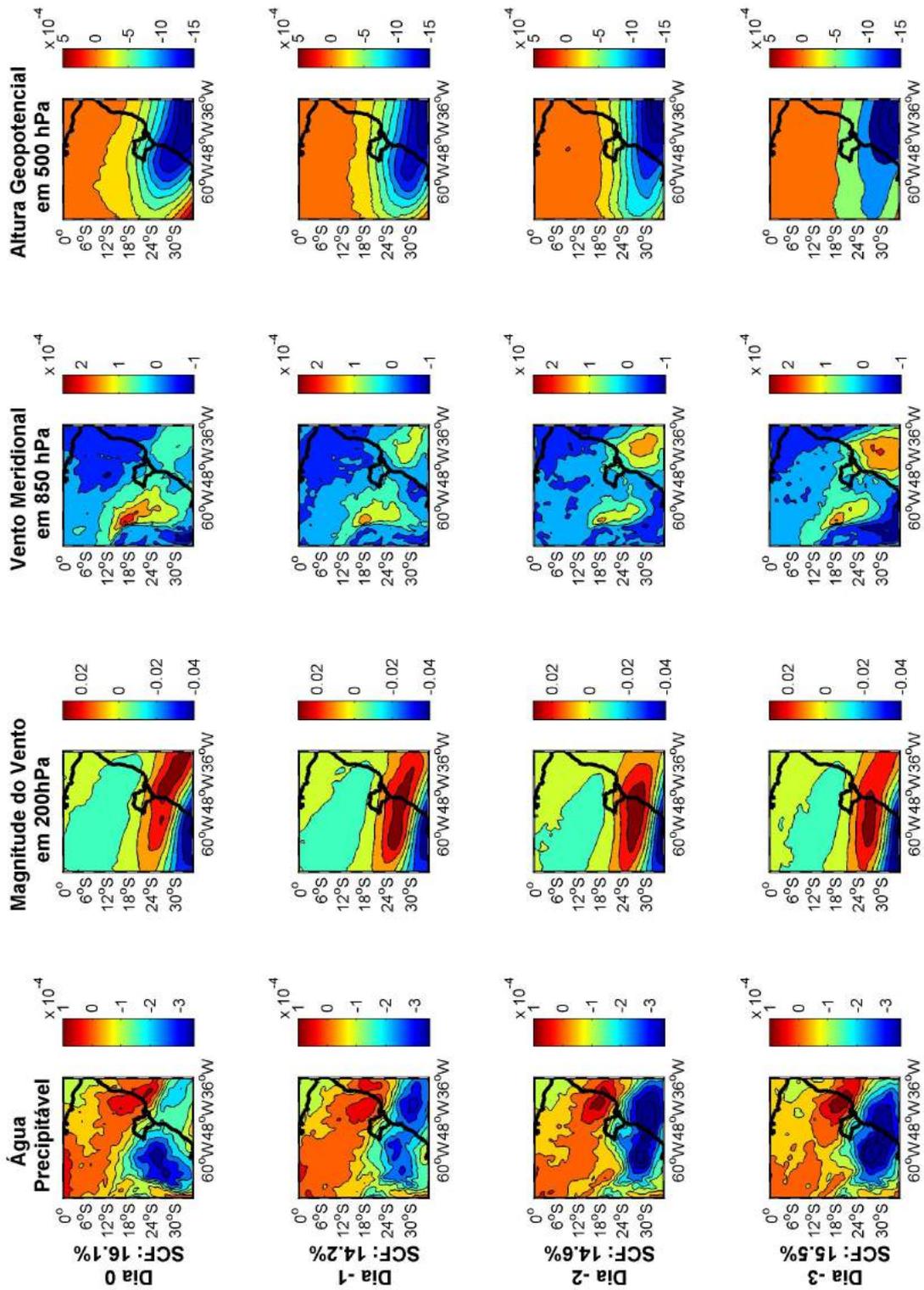


Figura A.1.2: Segunda Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Divisa MG no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

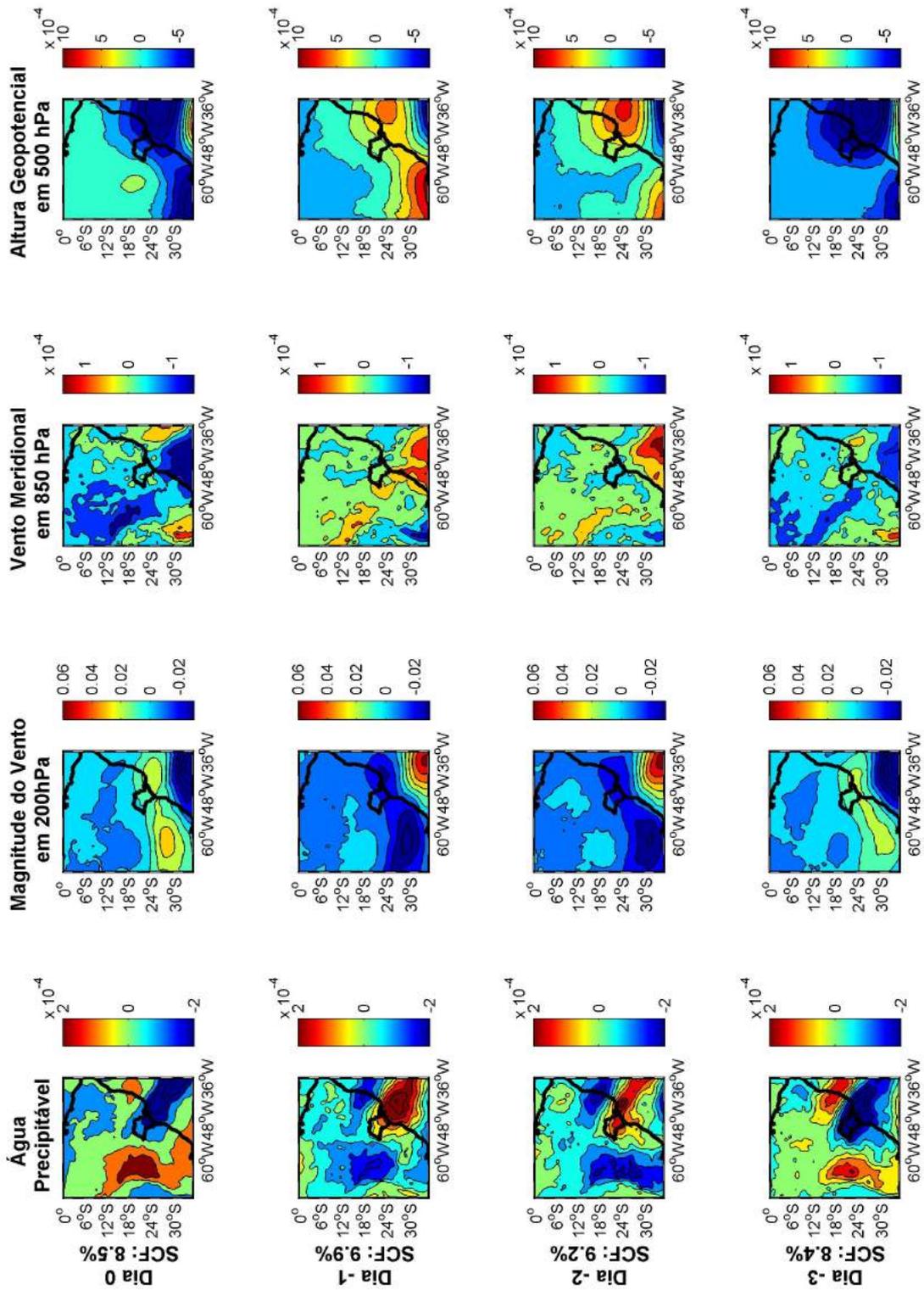


Figura A.1.3: Terceira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Divisa MG no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

A.2 Grupo Interior 2

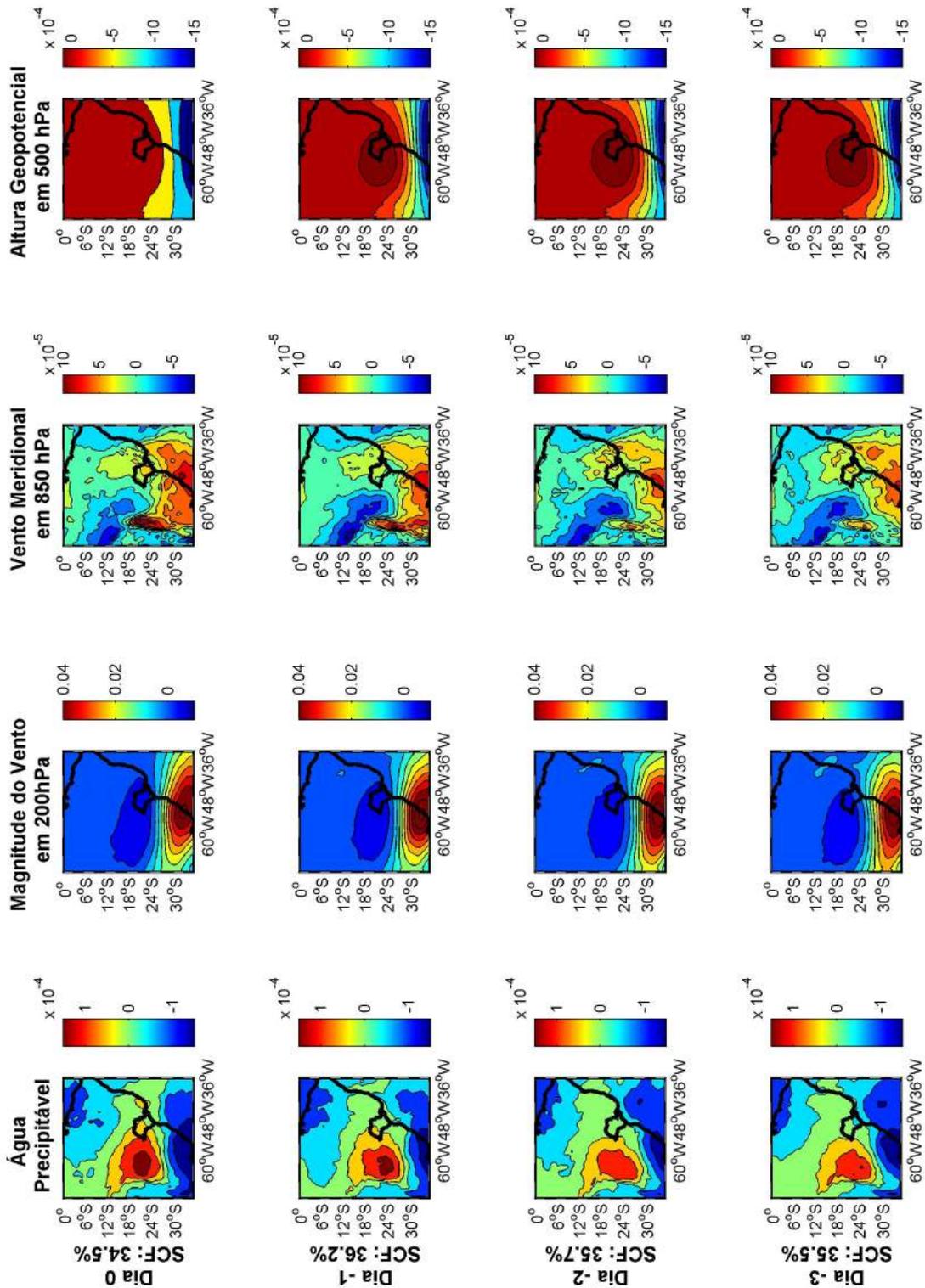


Figura A.2.1: Primeira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 2 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

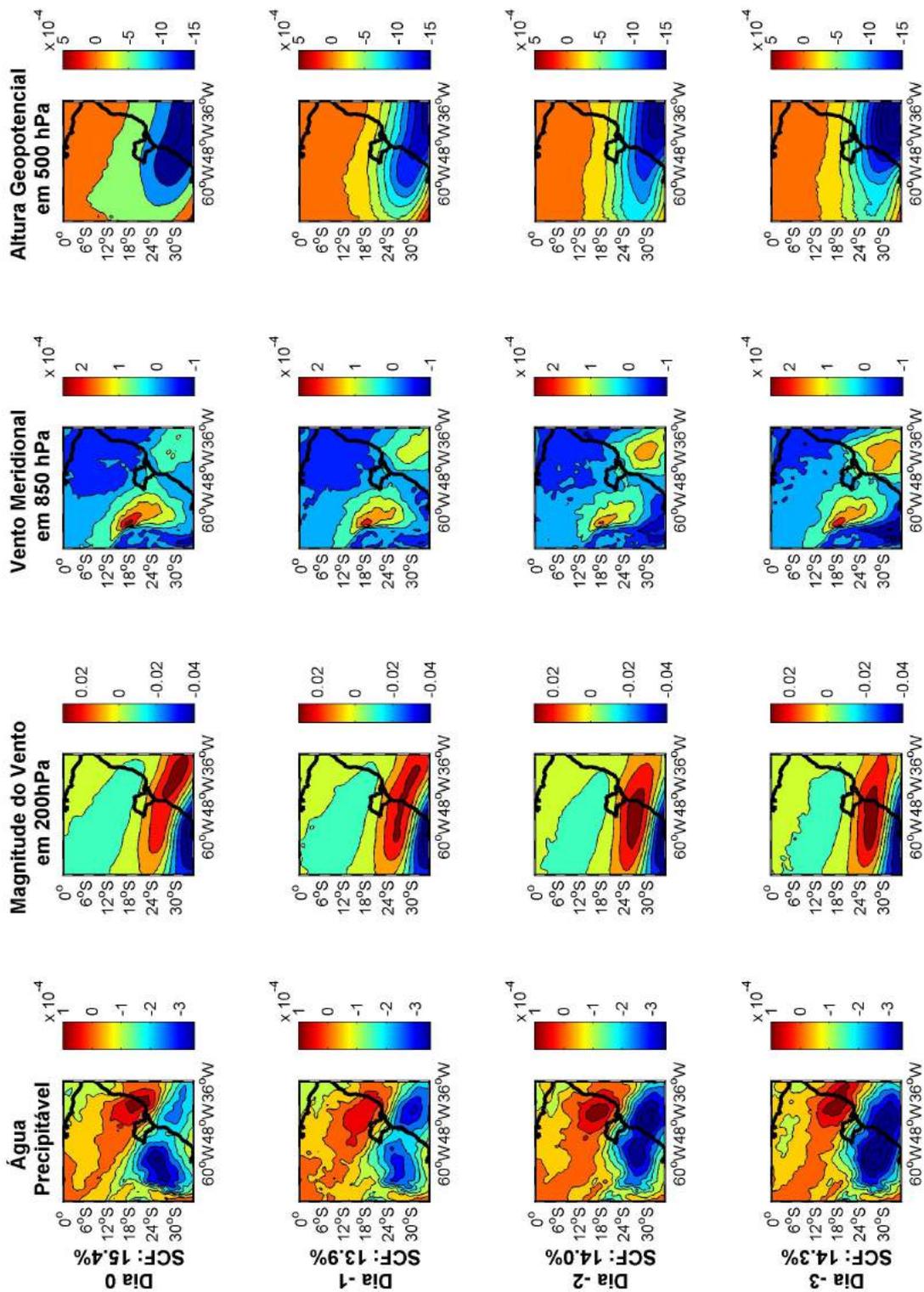


Figura A.2.2: Segunda Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 2 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

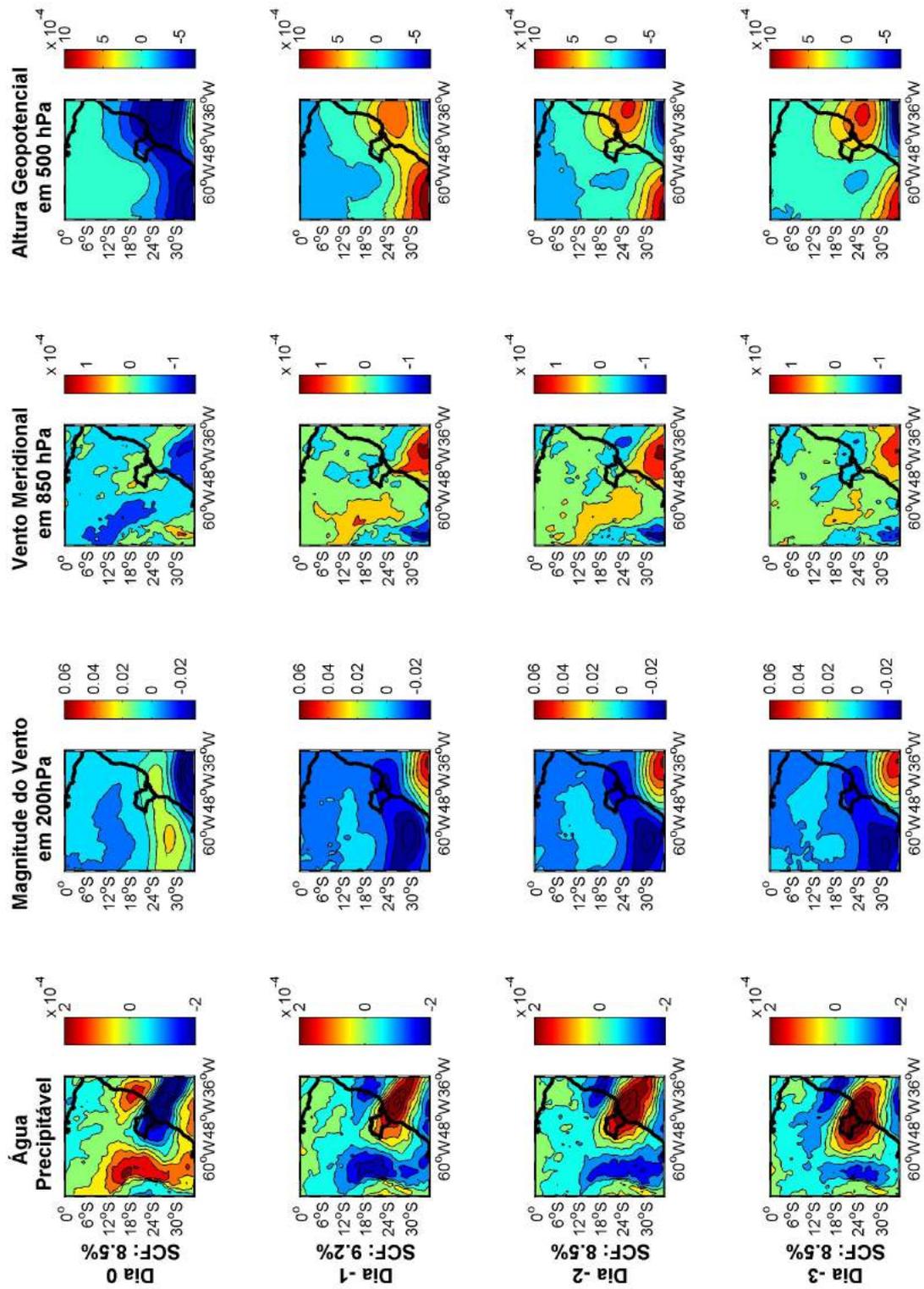


Figura A.2.3: Terceira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 2 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

A.3 Grupo Serra do Mar

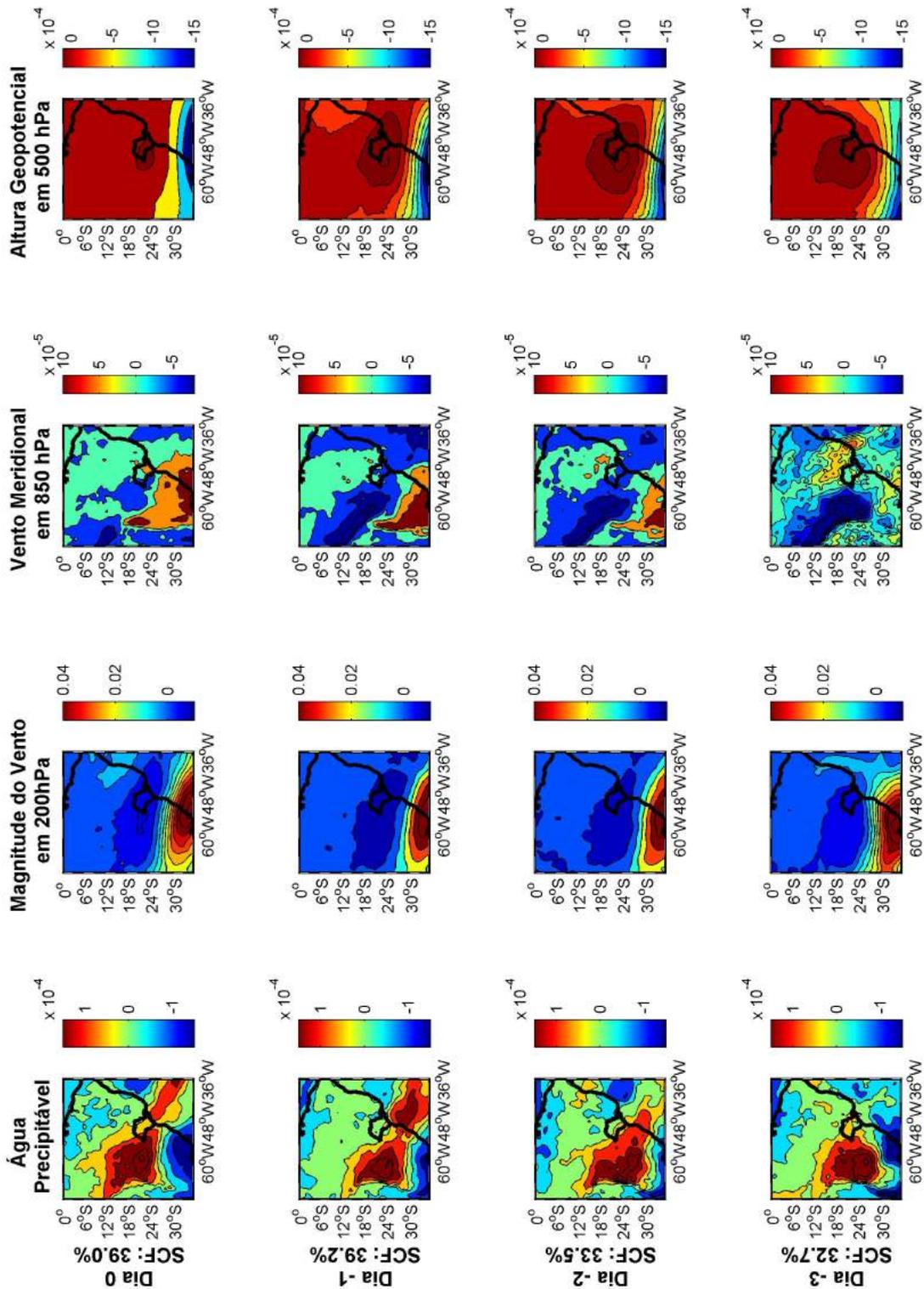


Figura A.3.1: Primeira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Serra do Mar no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

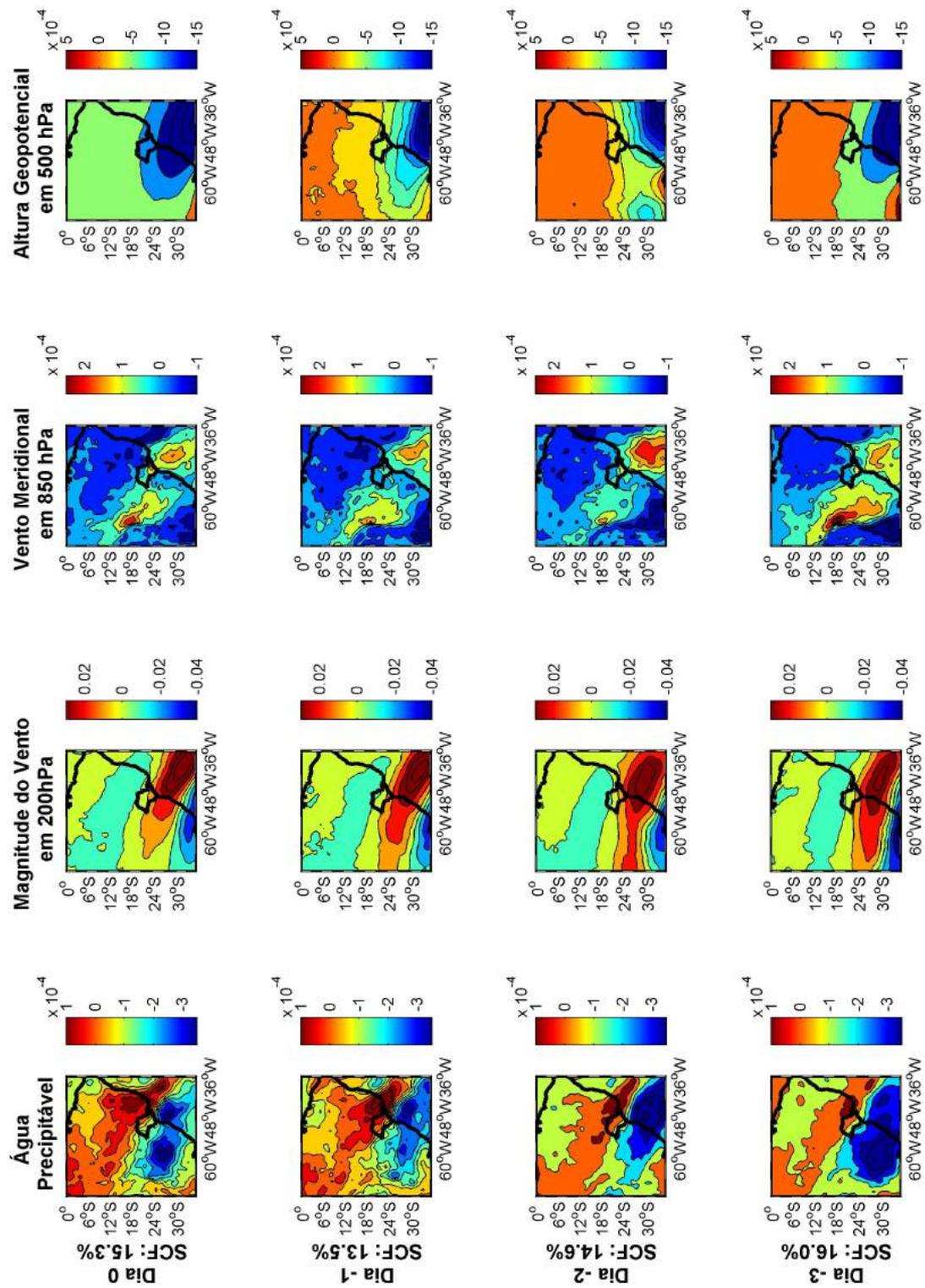


Figura A.3.2: Segunda Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Serra do Mar no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

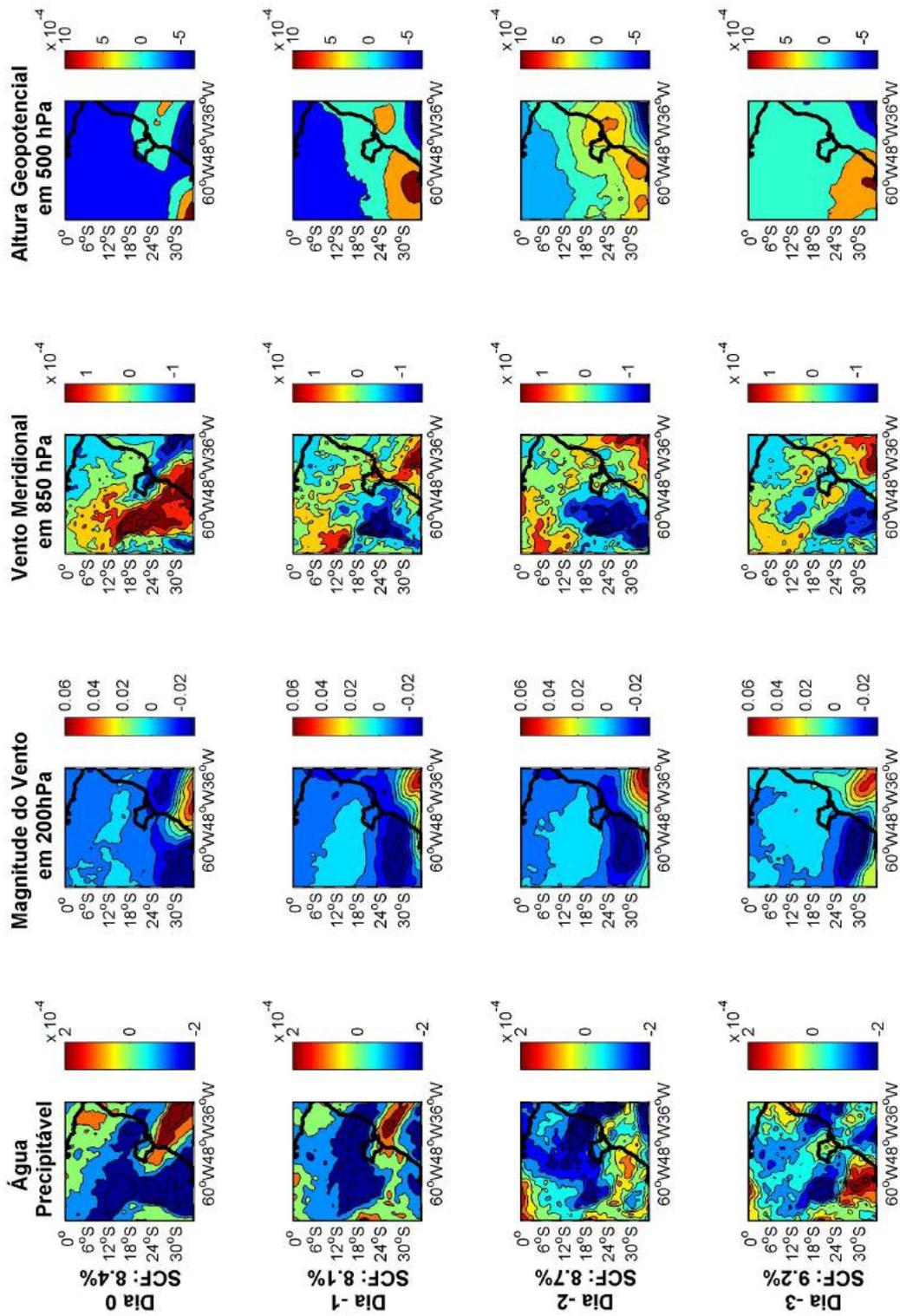


Figura A.3.3: Terceira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Serra do Mar no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

A.4 Grupo Litoral

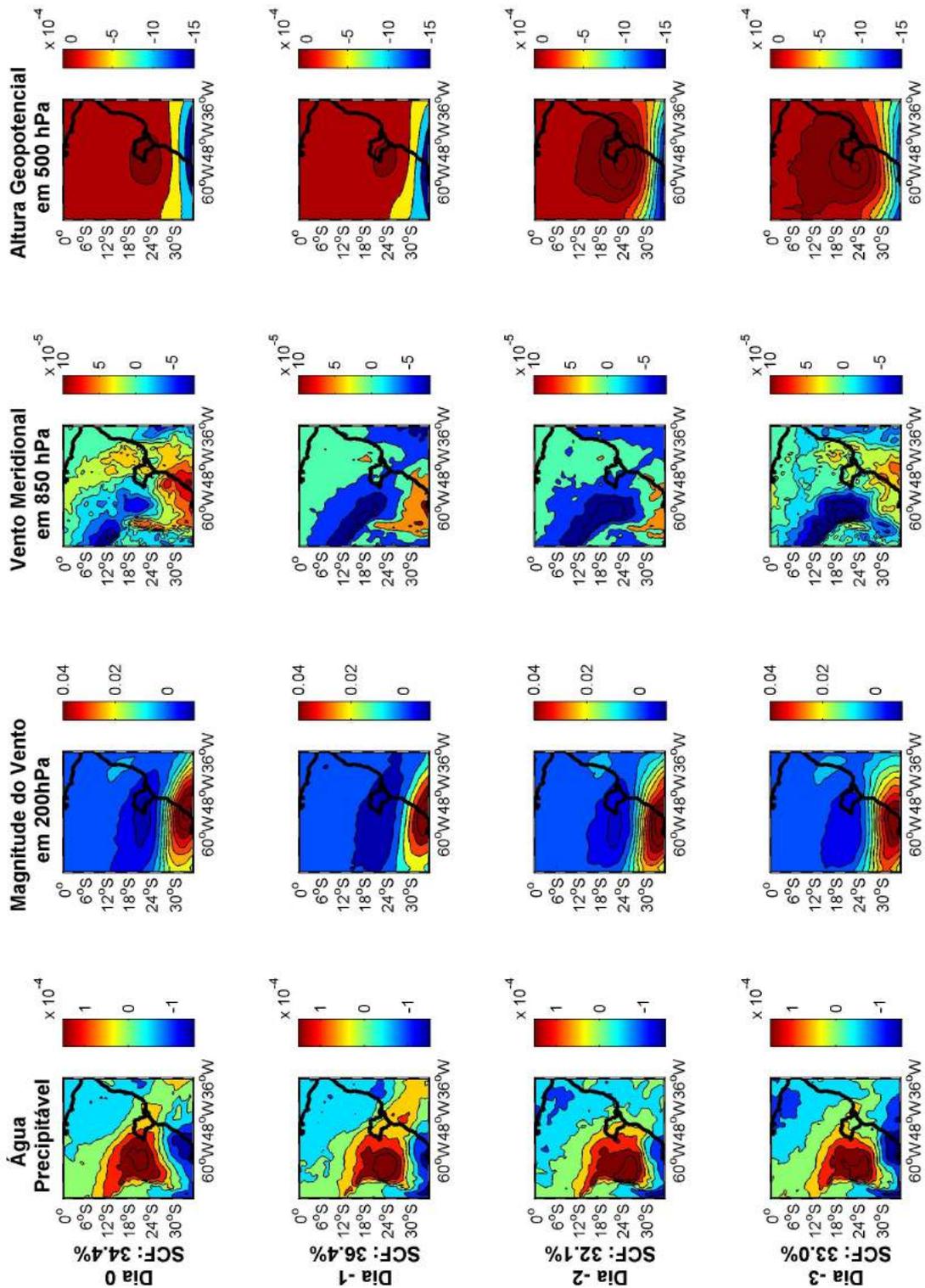


Figura A.4.1: Primeira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Litoral no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

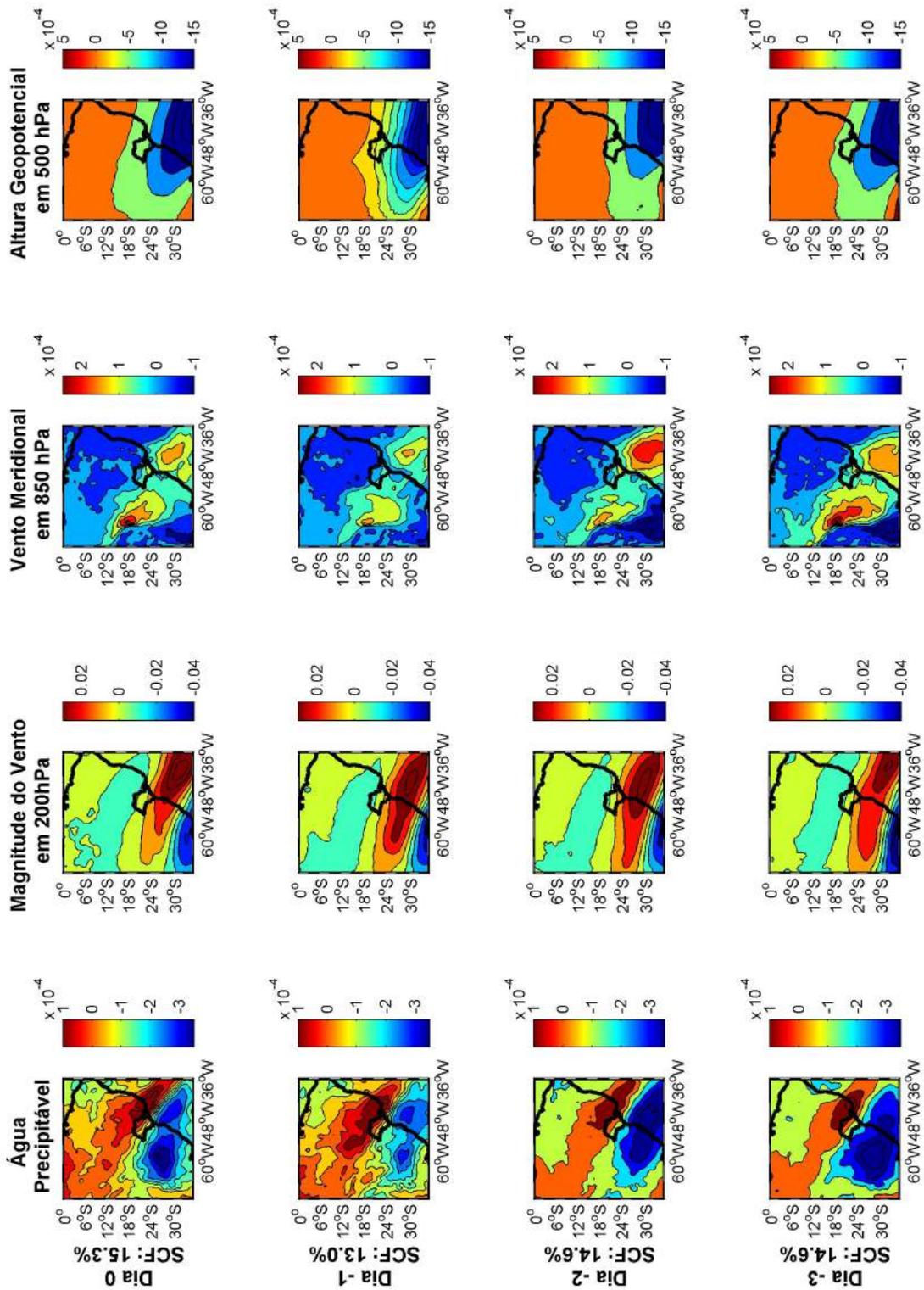


Figura A.4.2: Segunda Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Litoral no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

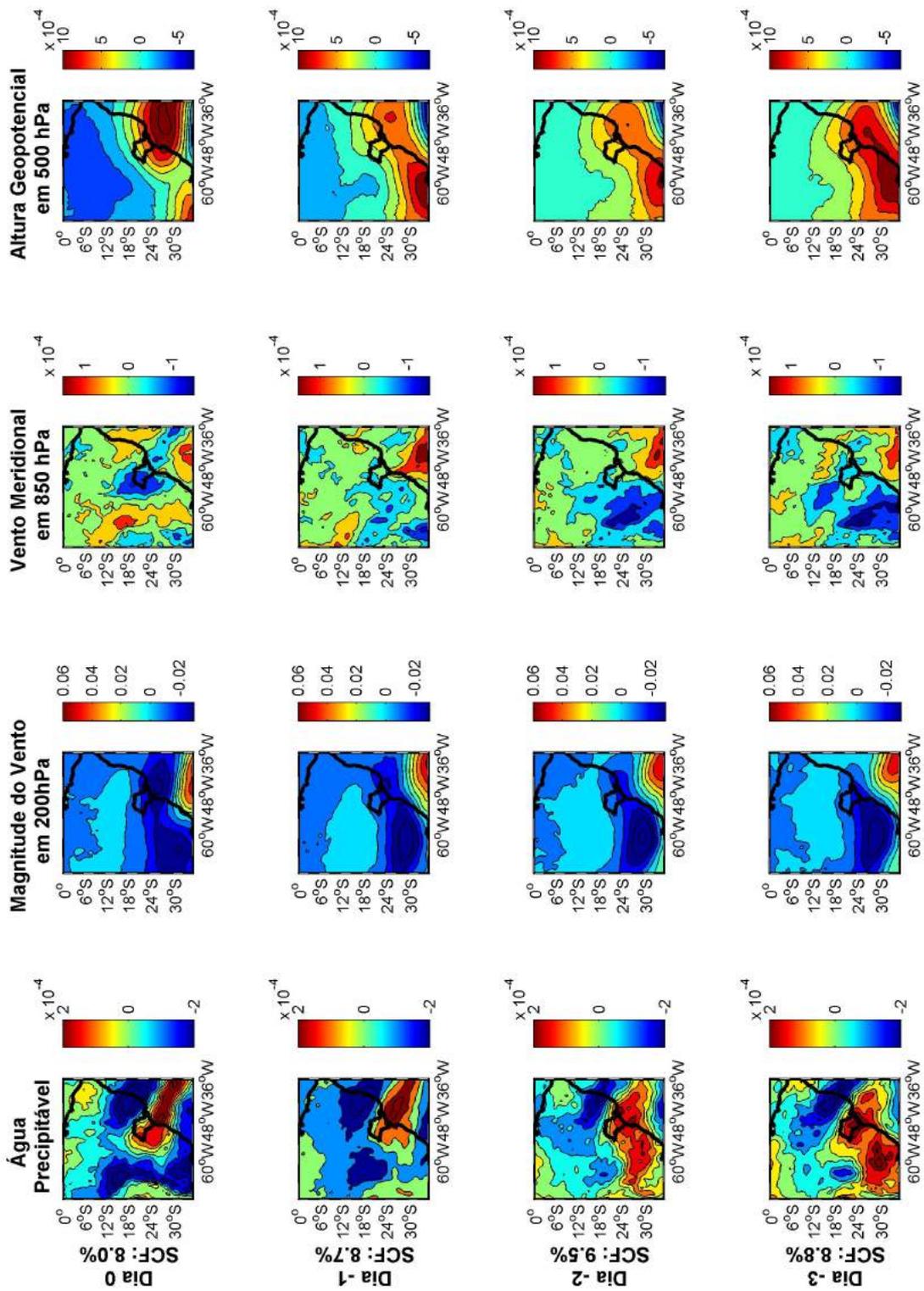


Figura A.4.3: Terceira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Litoral no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

A.5 Grupo Interior 1

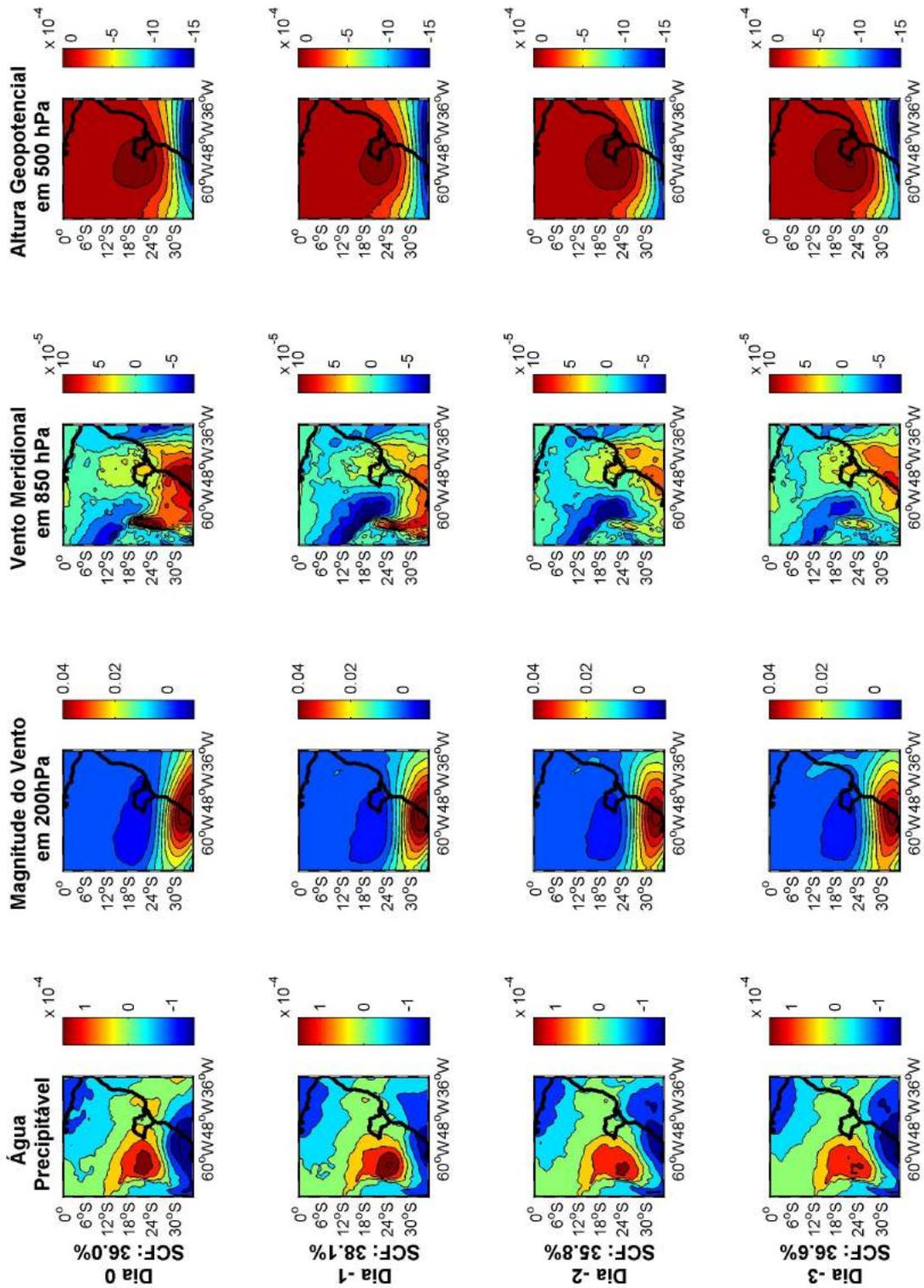


Figura A.5.1: Primeira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 1 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

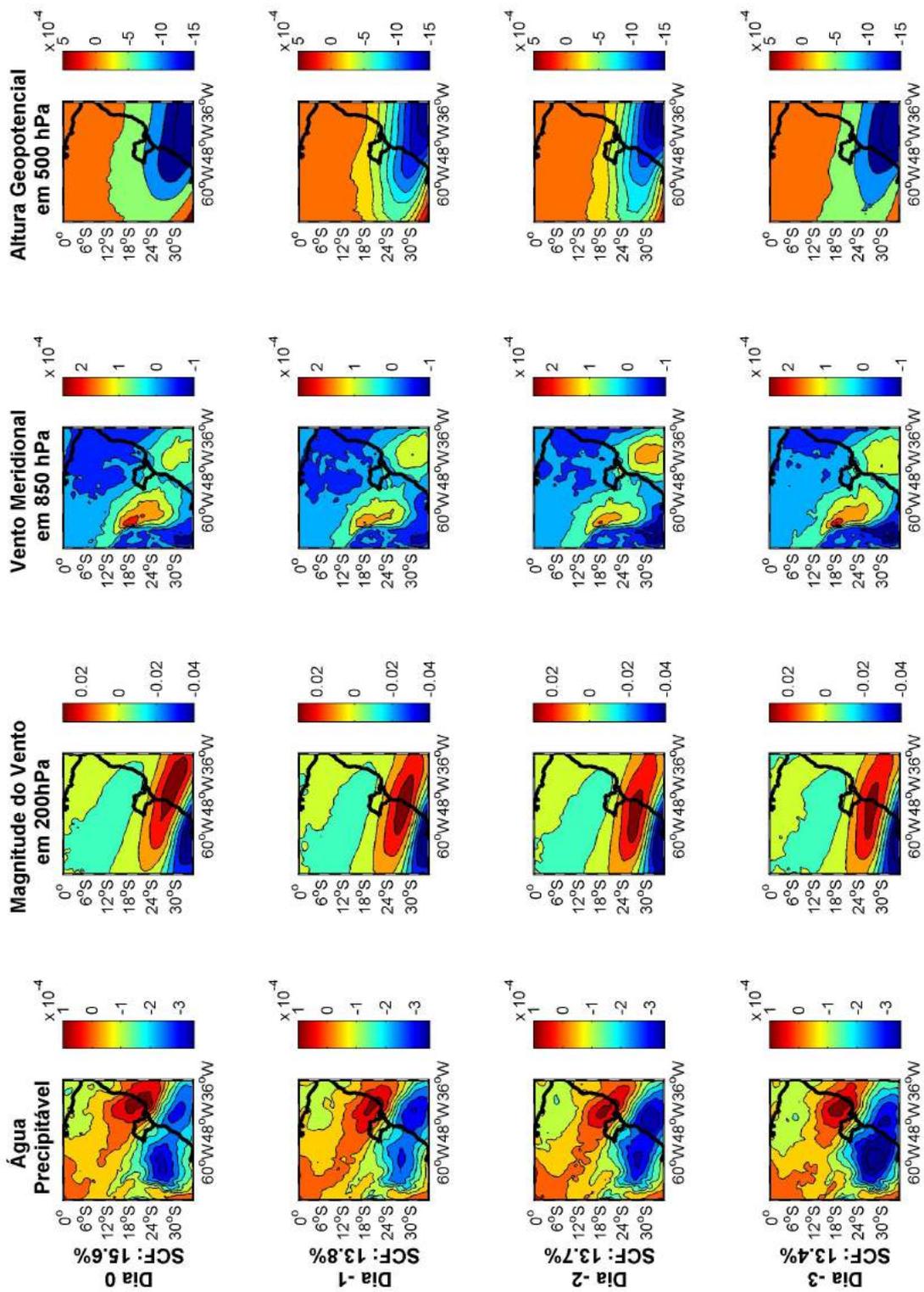


Figura A.5.2: Segunda Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 1 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.

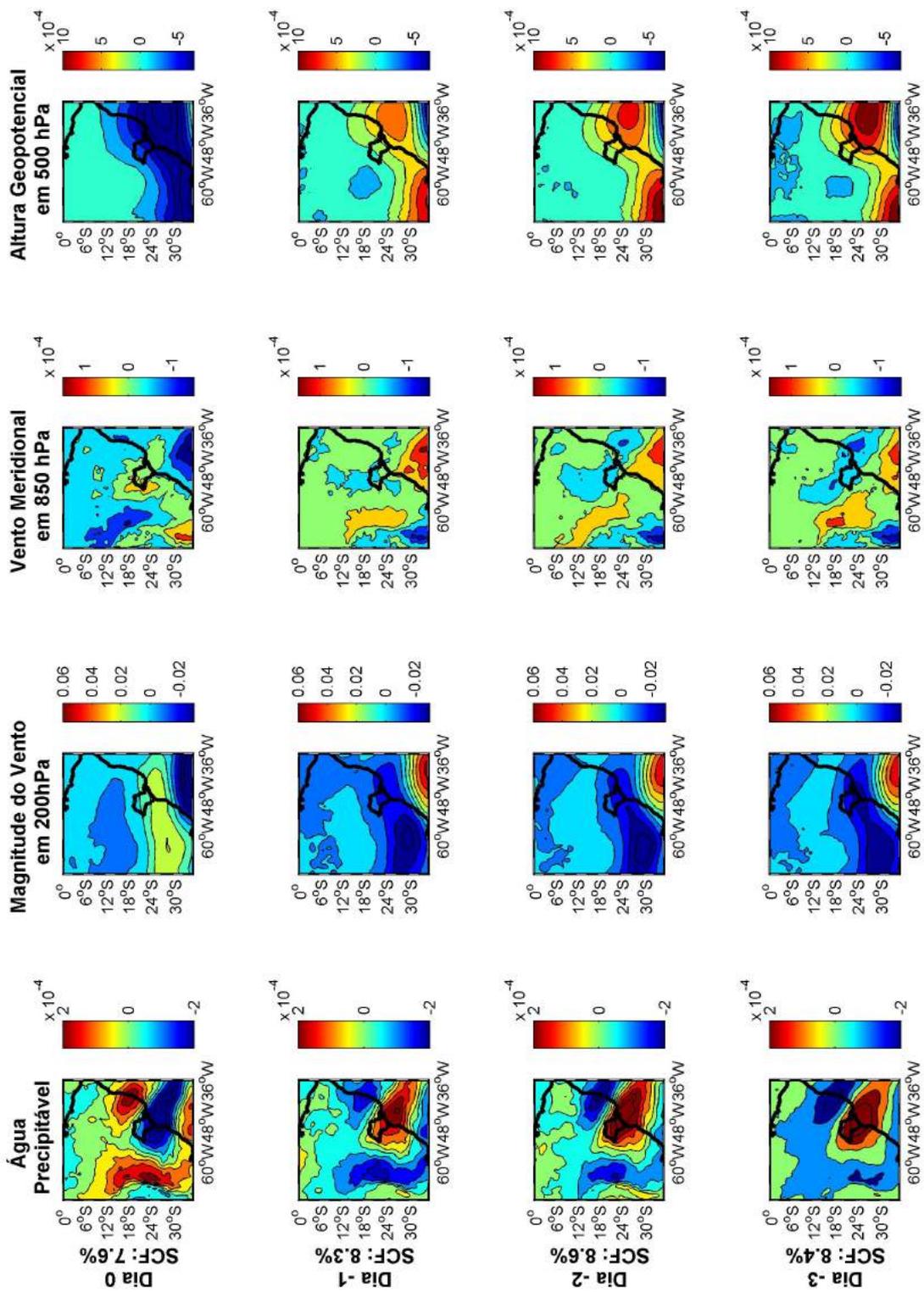


Figura A.5.3: Terceira Componente Principal relacionada aos eventos extremos ocorridos no grupo Interior 1 no dia de ocorrência do evento e nos três dias anteriores.