

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA**

**AMBIENTES PRÉ-CONVECTIVOS EM SITUAÇÕES DE
ESCOAMENTO DE NORTE-NOROESTE EM BAIXOS
NÍVEIS SOBRE O RIO GRANDE DO SUL**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Maurício Ilha de Oliveira

Santa Maria, RS, Brasil

2015

PPGMET/UFSM, RS

Oliveira, Maurício Ilha de

Mestre

2015

AMBIENTES PRÉ-CONVECTIVOS EM SITUAÇÕES DE ESCOAMENTO DE NORTE-NOROESTE EM BAIXOS NÍVEIS SOBRE O RIO GRANDE DO SUL

Maurício Ilha de Oliveira

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, Área de Concentração em Meteorologia, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de **Mestre em Meteorologia.**

Orientador: Prof. Ernani de Lima Nascimento

Santa Maria, RS, Brasil

2015

Ficha catalográfica elaborada através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Central da UFSM, com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Ilha de Oliveira, Maurício
Ambientes pré-convectivos em situações de escoamento de Norte-Noroeste em baixos níveis sobre o Rio Grande do Sul / Maurício Ilha de Oliveira.-2015.
77 p. ; 30cm

Orientador: Ernani de Lima Nascimento
Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa Maria, Centro de Ciências Naturais e Exatas, Programa de Pós-Graduação em Meteorologia, RS, 2015

1. Meteorologia Sinótica 2. Meteorologia de Mesoescala
3. Tempestades convectivas I. de Lima Nascimento, Ernani
II. Título.

©2015

Todos os direitos autorais reservados a Maurício Ilha de Oliveira. A reprodução de partes ou do todo deste trabalho só poderá ser feita mediante a citação da fonte.

End. Eletr.: mauricio.meteorologia@gmail.com

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**AMBIENTES PRÉ-CONVECTIVOS EM SITUAÇÕES DE ESCOAMENTO
DE NORTE-NOROESTE EM BAIXOS NÍVEIS SOBRE O RIO GRANDE
DO SUL**

elaborada por
Maurício Ilha de Oliveira

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Meteorologia

COMISSÃO EXAMINADORA:

Ernani de Lima Nascimento, Dr.
(Presidente/orientador)

Wallace Figueiredo Menezes, Dr. (UFRJ)

Vagner Anabor, Dr. (UFSM)

Santa Maria, 30 de março de 2015.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus em primeiro lugar, por me dar a força e a coragem necessária para seguir em frente perante a todos os desafios.

Agradeço aos meus pais, Antônio Carlos e Carmen Regina pelo amor, por me concederem uma educação exemplar e pelo constante incentivo. Ao meu irmão Lucas pelo companheirismo e pela disposição em ajudar, em qualquer situação. Agradeço a todos os meus tios e tias, em especial, às minhas tias Elsa, Letícia e Verônica que sempre me apoiaram incondicionalmente e nunca permitiram que me faltasse nada. Sem seu apoio, eu não teria chegado aqui! Agradeço também à minha namorada Luciane Reis pelo amor, carinho e pela força que compartilha comigo e que torna minha jornada mais especial.

Agradeço especialmente ao meu orientador, Prof. Dr. Ernani de Lima Nascimento pelo imenso apoio, incentivo, paciência e amizade ao longo destes anos. Agradeço também pelas conversas e histórias sobre tornados e tempestades severas que sempre serviram para me inspirar. Você é um grande exemplo a ser seguido!

Agradeço aos meus grandes amigos e colegas do curso de Meteorologia, Fernando Rossato, Felipe Espindola, Lincon Carabagialle (*in memoriam*), Diogo Custódio, Stefanía Dalmolin, Natália Crespo e Vanessa Ferreira pela amizade e companheirismo ao longo da jornada acadêmica, todos sempre dispostos a ajudar. Agradeço especialmente aos meus grandes amigos, Daiane Brondani e Evandro Righi por nossa imensa amizade, por estarem sempre dispostos a ajudar o próximo, independente do desafio, e pelo carinho. Admiro muito vocês!

Agradeço, em geral, a todos os meus amigos, que contribuíram para minhas conquistas, de alguma forma.

Agradeço aos membros das Comissão Examinadora, Prof. Dr. Wallace Menezes e Prof. Dr. Vagner Anabor por sua disponibilidade, paciência e pelos comentários que serviram para melhorar este trabalho. Agradeço em especial ao Prof. Dr. Vagner por fornecer as imagens de satélite utilizadas neste trabalho.

Agradeço a todos os professores do curso de Graduação e Pós-Graduação em Meteorologia pelo conhecimento e paciência durante minha formação acadêmica.

Agradeço à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Pesquisa e Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pelo financiamento, à Universidade Federal de Santa Maria (UFSM), ao curso de Pós-Graduação em Meteorologia e ao Centro Regional Sul de Pesquisas Espaciais (CRS/INPE) e pela estrutura cedida.

RESUMO

Dissertação de Mestrado
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

AMBIENTES PRÉ-CONVECTIVOS EM SITUAÇÕES DE ESCOAMENTO DE NORTE-NOROESTE EM BAIXOS NÍVEIS SOBRE O RIO GRANDE DO SUL

AUTOR: MAURÍCIO ILHA DE OLIVEIRA

ORIENTADOR: ERNANI DE LIMA NASCIMENTO

Data e Local da Defesa: Santa Maria, 30 de março de 2015.

Uma avaliação climatológica e sinótica dos ambientes atmosféricos conducentes à ocorrência de tempestades severas em situações de vento de N-NO em baixos níveis sobre o Rio Grande do Sul (RS) é realizada neste trabalho. Perfis atmosféricos das 00Z, 06Z, 12Z e 18Z foram calculados utilizando-se dados de Reanálise para duas regiões geograficamente distintas do estado: a Serra Gaúcha (SG) e a Campanha Gaúcha (CG). Foram calculados diversos parâmetros convectivos utilizados na identificação dos ingredientes atmosféricos necessários para o desenvolvimento de tempestades severas, que são: instabilidade condicional, oferta de umidade e cisalhamento vertical do vento (CVV). Para verificar a ocorrência de nebulosidade convectiva durante, ou até 6 horas após os eventos de escoamento de N-NO em baixos níveis, topos frios de nuvem foram identificados utilizando-se imagens dos satélites GOES 10 e 12, associando cada evento a uma classe de temperatura de brilho. A climatologia sazonal, anual e a distribuição dos parâmetros como função da profundidade da atividade convectiva é feita com base em uma análise de quantis. O espaço de parâmetros entre instabilidade condicional e CVV é também investigado. Os ambientes sinóticos em que as tempestades se desenvolvem no RS foram analisadas através de composições e anomalias médias dos campos meteorológicos relevantes para a previsão convectiva. A climatologia mostrou que as diferenças entre os ambientes em grande escala favoráveis ao desenvolvimento de tempestades na SG e CG são pequenas. O comportamento sazonal esperado da instabilidade condicional e do CVV foi bem representado nesta climatologia. A estações de transição são aquelas que apresentam simultaneamente as condições de alta instabilidade e CVV e também registram mais tempestades neste regime. A análise das composições médias ressalta a ausência de *Lapse Rates* acentuados nos ambientes pré-convectivos no RS. A queda de pressão induzida por um cavado em níveis médios acelera o escoamento de N-NO que assume a forma de um jato de baixos níveis, responsável por aumentar a oferta de calor, umidade e CVV em baixos níveis. As tempestades mais profundas destacam-se das demais por se desenvolverem em ambientes com acentuada anomalia de umidade e instabilidade condicional.

Palavras-chave: Tempestades Severas. Parâmetros Convectivos. Campanha Gaúcha. Serra Gaúcha.

ABSTRACT

Master Thesis
Programa de Pós-Graduação em Meteorologia
Universidade Federal de Santa Maria

PRE-CONVECTIVE ENVIRONMENTS IN NORTH-NORTHWEST FLOW EVENTS AT LOW LEVELS OVER RIO GRANDE DO SUL

AUTHOR: MAURÍCIO ILHA DE OLIVEIRA

ADVISOR: ERNANI DE LIMA NASCIMENTO

Local and date: Santa Maria, March 30, 2015.

A climatological and synoptic evaluation of the atmospheric environments prone to severe weather under N-NW low-level flow over Rio Grande do Sul (RS) State is conducted. Atmospheric profiles from 00Z, 06Z, 12Z and 18Z were calculated using Reanalysis data for two geographically distinct regions of the state: the Serra Gaúcha (SG) and the Campanha Gaúcha (CG). Several convective parameters were calculated to identify the atmospheric ingredients useful to severe storm forecasting, which are: conditional instability, moisture availability and Vertical Wind Shear (VWS). To verify the occurrence of convective storms during, or up to 6 hours the low-level N-NW flow events, cold cloud tops were identified using images from GOES 10 and 12 satellites, associating each event with a brightness temperature category. The seasonal, annual and the distribution of the parameters as a function of depth of the convective activity is based on a quantile analysis. The parameter space between conditional instability and VWS is also investigated. The synoptic environments in which the storms develop across RS were analyzed by using mean and anomaly mean composite patterns of the relevant meteorological fields for convective weather forecasting. The climatology showed that the differences between the large-scale environments favorable to the development of storms in SG and CG are small. The expected seasonal behavior of conditional instability and VWS was well represented in this climatology. The transitional seasons are those which present both conditions of high instability and VWS and also record more storms in this regime. The analysis of the mean composites fields highlights the lack of pronounced Lapse Rates in pre-convective environments in RS. The pressure fall induced by a mid-level trough accelerates the N-NW flow which assumes a low-level jet character, responsible for increasing the supply of heat, moisture and low-level VWS. The deeper storms stand out from the others because they develop in environments with enhanced moisture and conditional instability anomalies.

Keywords: Severe Storms. Convective Parameters. Campanha Gaúcha. Serra Gaúcha.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1 – Frequência de ocorrência de tempestades de granizo estimadas pelo AMSR-E 36-GHz PCT (*Polarization-Corrected Temperature*) para o período entre 2003–2010. As áreas sombreadas estão em unidades de tempestades por 500 km² por ano (CECIL; BLANKENSHIP, 2012). 15
- Figura 2 – Diagrama esquemático ilustrando o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS). A seta azul [verde] representa o transporte de umidade proveniente do Oceano Atlântico Tropical e da Bacia Amazônica [Atlântico Sul] em direção à Bacia do Prata (Extraído de Vera et al. (2006)). . 16
- Figura 1.1 – Campo de vento associado ao JBNAS a 1500 m a partir de simulações numéricas utilizando um modelo hidrostático. As setas representam a magnitude do vetor vento e o sombreado é a magnitude da componente meridional do vento. A figura (a) representa o padrão de circulação típico do inverno e (b) refere-se ao verão. (Extraído de Campetella e Vera (2002)). 21
- Figura 1.2 – Fluxo vertical de umidade integrado (vetores), com regiões acima de 100 m⁻¹ s⁻¹ sombreados. A Figura (a) representa o padrão de circulação típico de inverno e (b) refere-se ao verão. (Extraído de Salio, Nicolini e Saulo (2002)). 23
- Figura 1.3 – Diagramas termodinâmicos Skew-T mostrando duas sondagens com valores similares de CAPE para uma parcela de superfície. A seta branca destaca a área sombreada proporcional à magnitude da CAPE e a elipse branca tracejada destaca a taxa de queda da temperatura do ambiente na camada entre 850 hPa e 700 hPa. A sondagem A é mais favorável a acelerações ascendentes mais intensas que a sondagem B devido à área mais larga entre a temperatura do ambiente e a temperatura da parcela ascendente. (Extraído de Nascimento (2006)). 28
- Figura 1.4 – Exemplo de uma hodógrafa hipotética representando o perfil de vento entre a superfície e 10 km de altura. Os números destacadas na figura representam a altura em km, sendo que *sup* representa o vento em superfície (10 m). A seta azul [vermelha] representa a diferença vetorial (cisalhamento vertical) entre o vento médio nos primeiros 500 m e o vento a 6 km [1 km]. 30
- Figura 1.5 – Esquema mostrando um escoamento helicoidal. O vetor \vec{V}_h representa o escoamento horizontal em escala sinótica e o vetor $\vec{\omega}_h$ representa o campo de vorticidade horizontal. (Extraído de Doswell (1991)). 31
- Figura 2.1 – Mapas de elevação da América do Sul mostrando as regiões abordadas nesta pesquisa. (a) Setor central da América do Sul; a caixa maior é ampliada em (b). (b) O estado do Rio Grande do Sul (RS): a caixa situada no nordeste do estado é o domínio que representa a Serra Gaúcha e a caixa na região sudoeste do RS e noroeste do Uruguai delimita a Campanha Gaúcha. 36
- Figura 2.2 – Comparação entre imagens do satélite meteorológico GOES (12, neste caso) em diferentes formatos, para 13/10/2008 as 20:45 UTC. (a) Imagem no formato TIFF exibida em uma projeção estéereográfica e (b) imagem em formato binário em projeção de Mercator. Em ambas as figuras,

	a região sombreada em azul mostra topos de nuvem com Temperatura de Brilho (T_B) igual ou inferior a $-55\text{ }^\circ\text{C}$	37
Figura 2.3	– Exemplo genérico de um gráfico do tipo <i>boxplot</i> exibindo os principais quantis empregados neste estudo. (Adaptado de Wilks (2011)).	39
Figura 3.1	– Distribuição sazonal de episódios de escoamento de N-NO em 850 hPa sobre a Serra Gaúcha (SG) e a Campanha Gaúcha (CG).	42
Figura 3.2	– Distribuição quantílica sazonal e anual em situações de escoamento de N-NO em 850 hPa, para: (a) – (b) T2m ($^\circ\text{C}$), e (c) – (d) Quint (mm). Os gráficos (a) e (c) referem-se à SG, e os gráficos (b) e (d) à CG. O tamanho da amostra de cada trimestre/ano está indicado entre parênteses em cada <i>boxplot</i> . DJF: verão; MAM: outono; JJA: inverno; SON: primavera.	43
Figura 3.3	– Como na Fig. 3.2, mas para CAPE (J kg^{-1}): (a) SG, (b) CG. Note que o tamanho da amostra do parâmetro CAPE é inferior ao das demais variáveis.	44
Figura 3.4	– Como na Fig. 3.2, mas para o parâmetro LR entre 700-500 hPa ($^\circ\text{C km}^{-1}$). a) SG e b) CG.	45
Figura 3.5	– Como na Fig. 3.2, mas para V850 (m s^{-1}). a) SG e b) CG.	46
Figura 3.6	– Como na Fig. 3.2, mas para o parâmetro CVV 0-6 km (m s^{-1}). a) SG e b) CG.	46
Figura 3.7	– Como na Fig. 3.2, mas para HRT 0-3 km (m^2s^{-2}). (a) SG, (b) CG.	47
Figura 3.8	– Distribuição quantílica (em situações de escoamento de N-NO em 850 hPa) de parâmetros termodinâmicos como função da temperatura de brilho (T_B) do topo da nebulosidade: (a) – (b) Temperatura a 2m ($^\circ\text{C}$), (c) – (d) Quint (mm), e (e) – (f) CAPE da parcela de superfície (J kg^{-1}), para as regiões SG (Figs. a, c, e) e a CG (Figs. b, d, f). O tamanho da amostra de cada classe de T_B está indicado próximo ao seu respectivo <i>boxplot</i>	50
Figura 3.9	– Igual à Figura 3.8, mas para o parâmetro LR entre 700-500 hPa ($^\circ\text{C km}^{-1}$), para (a) SG e a (b) CG.	51
Figura 3.10	– Igual à Figura 3.8, mas para a magnitude do V850 (m s^{-1}), para a SG e a CG.	52
Figura 3.11	– Igual à Figura 3.8, mas para os parâmetros: (a) – (b) CVV 0-6 km (m s^{-1}), (c) – (d) HRT 0-3 km (m^2s^{-2}), para: a) SG e b) CG.	53
Figura 3.12	– Gráficos de dispersão para CAPE da parcela de superfície [J kg^{-1}] versus CVV 0-6 km [m s^{-1}] referente à SG para as quatro estações do ano no período entre 2004-2010: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA, (d) SON. As cruces azuis representam o intervalo T_{B0} , os quadrados vermelhos representam as tempestades no intervalo de T_{B1} e os triângulos pretos invertidos representam tempestades no intervalo de T_{B2} . O tamanho de cada amostra é indicado no canto superior esquerdo de cada painel. A escala da abscissa (CAPE) é logarítmica. A linha horizontal representa um limiar de referência de CVV 0-6 km (20 m s^{-1}) e a linha vertical indica CAPE = 1000 J kg^{-1}	55
Figura 3.13	– Idem à Figura 3.12, porém para a CG.	56
Figura 3.14	– Composição média dos campos meteorológicos para a AT. (a) PNMM [isobaras a cada 2 hPa], vento a 10 m [m s^{-1}] e temperatura do ar a 2m [$^\circ\text{C}$] (sombreado acima de $18\text{ }^\circ\text{C}$); (b) 850 hPa: altura geopoten-	

- cial [isoípsas a cada 30 mgp] e magnitude do vento [$m s^{-1}$] (sombreado acima de $5 m s^{-1}$); (c) 500 hPa: altura geopotencial [isoípsas a cada 20 mgp], vento [$m s^{-1}$] e vorticidade relativa [$\times 10^{-5} s^{-1}$] (apenas valores negativos são sombreados); (d) 200 hPa: magnitude do vento [$m s^{-1}$] (sombreado acima de $30 m s^{-1}$) e divergência [$\times 10^{-5} s^{-1}$] (apenas valores positivos em isolinhas vermelhas). Em todos os painéis a meia barbelas representa $5 m s^{-1}$. A caixa preta na região central da figura representa a CG. Fonte dos dados: Reanálise do CFSR. 58
- Figura 3.15 – Composição média das variáveis relevantes para tempo severo para a AT. (a) CAPE (sombreado) e LI [$^{\circ}C$] para uma parcela de superfície [Jkg^{-1}]; (b) Qint [mm] (sombreado) e vento em 850 hPa [$m s^{-1}$]; (c) LR entre 700-500 hPa [$^{\circ}C km^{-1}$] (sombreado); (d) magnitude do CVV 0-6 km (contorno e barbelas) e CVV 0-1 km em [$m s^{-1}$] (sombreado). Em todos os painéis a meia barbelas velocidade de $5 m s^{-1}$. A caixa preta na região central da figura representa a CG. Fonte dos dados: Reanálise do CFSR. 60
- Figura 3.16 – Composição média das anomalias médias das variáveis relevantes para tempo severo para os subconjuntos de T_B . As figuras (a) e (c) referem-se ao subconjunto T_{B1} e as figuras (b) e (d) referem-se ao subconjunto T_{B2} . É mostrado em (a) e (b): PNMM [isobaras a cada -2 hPa], vento a 10 m [$m s^{-1}$] e temperatura do ar a 2 m [$^{\circ}C$] (sombreado acima de $1 ^{\circ}C$). Em (c) e (d): altura geopotencial [isoípisa em mgp] e magnitude do vento [$m s^{-1}$] (sombreado acima de $2 m s^{-1}$) em 850 hPa. A caixa preta na região central da figura representa a CG. Fonte dos dados: Reanálise do CFSR. 62
- Figura 3.17 – Semelhante a 3.16, porém é mostrado em (a) e (b): altura geopotencial [isoípsas em mgp], vento [$m s^{-1}$] e vorticidade relativa [$\times 10^{-5} s^{-1}$] (apenas valores negativos são sombreados) em 500 hPa. Em (c) e (d) magnitude do vento [$m s^{-1}$] (sombreado acima de $6 m s^{-1}$) e divergência [$\times 10^{-5} s^{-1}$] (apenas valores positivos em isolinhas vermelhas) em 200 hPa. 63
- Figura 3.18 – Composição média das anomalias médias dos parâmetros relevantes para tempo severo para os subconjuntos de T_B . As figuras (a) e (c) referem-se ao subconjunto T_{B1} e as figuras (b) e (d) referem-se ao subconjunto T_{B2} . É mostrado em (a) e (b): CAPE (sombreado) e LI [$^{\circ}C$] para uma parcela de superfície [$J kg^{-1}$]. Em (c) e (d): Qint [mm] (sombreado) e vento em 850 hPa [$m s^{-1}$]; (c) LR entre 700-500 hPa [$^{\circ}C km^{-1}$] (sombreado). A caixa preta na região central da figura representa a CG. Fonte dos dados: Reanálise do CFSR. 65
- Figura 3.19 – Semelhante a 3.18, porém é mostrado em (a) e (b): CVV 0-1 km em [$m s^{-1}$] (sombreado). 66

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 – Número de eventos de escoamento de N-NO em 850 hPa como função do horário.	41
Tabela 3.2 – Número de eventos de escoamento de N-NO em 850 hPa em função dos limiares de T_B (°C). Os números entre parênteses representam o percentual (%) em relação à amostra total.	48

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

<i>AMSR</i>	– <i>E</i>	<i>Advanced Scanning Microwave Radiometer for Earth Observing System</i>
<i>ARPS</i>		<i>Atmospheric Regional Prediction System</i>
<i>AT</i>		Amostra Total
<i>BNA</i>		Baixa do Noroeste da Argentina
<i>CAPE</i>		<i>Convective Available Potential Energy</i>
<i>CAPS</i>		<i>Center for Analysis and Prediction of Storms</i>
<i>CFSR</i>		<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
<i>CG</i>		Campanha Gaúcha
<i>CPTEC</i>		Centro de Previsão de Tempo E Estudos Climáticos
<i>CVV</i>		Cisalhamento Vertical do Vento
<i>DSA</i>		Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais
<i>GOES</i>		<i>Geostationary Operational Environmental Satellite</i>
<i>HRT</i>		Helicidade Relativa à Tempestade
<i>HRT3</i>		Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3km
<i>IV</i>		Inclinação de vórtices horizontais
<i>JAN</i>		Trimestre do verão: dezembro, janeiro e fevereiro
<i>JBN</i>		Jato de Baixos Níveis
<i>JBNAS</i>		Jato de Baixos Níveis da América do Sul
<i>JC</i>		Jato do Chaco
<i>JJA</i>		Trimestre do inverno: junho, julho e agosto
<i>LR</i>		<i>Lapse Rate</i> de médios níveis
<i>MAM</i>		Trimestre do outono: março, abril e maio
<i>NAL</i>		<i>Northwestern Argentinean Low</i>

<i>NCAR</i>	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
<i>NCEP</i>	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
<i>PCT</i>	<i>Polarization-Corrected Temperature</i>
<i>Q_{int}</i>	Umidade específica integrada nos primeiros 3km
<i>q₀₅</i>	Primeiro quantil: refere-se ao percentil 10% das estatísticas quantílicas
<i>q₂₅</i>	Segundo quantil: refere-se ao percentil 25% das estatísticas quantílicas
<i>q₇₅</i>	Terceiro quantil: refere-se ao percentil 75% das estatísticas quantílicas
<i>q₉₅</i>	Quarto quantil: refere-se ao percentil 95% das estatísticas quantílicas
<i>RS</i>	Rio Grande do Sul
<i>SALLJ</i>	<i>South American Low-Level Jet</i>
<i>SCM</i>	Sistema Convectivos de Mesoescala
<i>SG</i>	Serra Gaúcha
<i>SON</i>	Trimestre da primavera: setembro, outubro e novembro
<i>T_B</i>	Temperatura de Brilho de topo de nuvem
<i>TIFF</i>	<i>Tagged Image File Format</i>
<i>T_{B0}</i>	Situações com Temperatura de Brilho superior a -55 °C
<i>T_{B1}</i>	Situações com Temperatura de Brilho entre -55 °C e -75 °C
<i>T_{B2}</i>	Situações com Temperatura de Brilho igual ou inferior a -75 °C
<i>TRMM</i>	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
<i>V850</i>	Velocidade do vento em 850 hPa
<i>VWS</i>	<i>Vertical Wind Shear</i>

SUMÁRIO

RESUMO	4
ABSTRACT	5
INTRODUÇÃO	14
1 TEORIA FUNDAMENTAL E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	19
1.1 Correntes de Jato de Baixos Níveis (JBN)	19
1.2 O Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS)	20
1.2.1 A relação entre o JBNAS e convecção organizada nos subtropicais da América do Sul	22
1.2.2 JBNAS e tempo severo na Bacia do Prata.....	23
1.3 Teoria da convecção	24
1.4 Previsão de tempestades severas baseada na análise de “ingredientes atmosféricos”	26
1.4.1 Parâmetros convectivos associados à forçante termodinâmica (flutuabilidade)	27
1.4.1.1 Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE)	27
1.4.1.2 Taxa de queda da temperatura com a altura (<i>Lapse Rate</i> ; LR).....	28
1.4.1.3 Índice de instabilidade por levantamento (<i>Lifted Index</i> ; LI).....	29
1.4.2 Parâmetros associados à forçante dinâmica	29
1.4.2.1 Cisalhamento Vertical do Vento na camada profunda (CVV 0-6 km)	29
1.4.2.2 Cisalhamento Vertical do Vento na camada rasa (CVV 0-1 km).....	30
1.4.2.3 Helicidade Relativa à Tempestade integrada nos primeiros 3 km (HRT 0-3 km)	31
1.5 Principais características das regiões sob estudo	32
1.5.1 Serra Gaúcha	32
1.5.2 Campanha Gaúcha e Pampas.....	32
2 METODOLOGIA	34
2.1 Climatologia dos ingredientes atmosféricos e a identificação de tempestades	34
2.1.1 Extração dos dados e o critério para seleção de eventos.....	34
2.1.2 Verificação da ocorrência de tempestades e “proxies” para a intensidade da convecção	36
2.2 Métodos estatísticos empregados na análise das amostras	38
2.3 Identificação de padrões sinóticos conducentes ao desenvolvimento de tempestades severas	39
3 RESULTADOS E DISCUSSÕES	41
3.1 Inspeção geral das amostras regionais de escoamentos de N-NO em baixos níveis	41
3.2 Climatologia dos parâmetros atmosféricos em escoamentos de N-NO. Parte 1: amostragem geral	42
3.2.1 Parâmetros termodinâmicos (T2m, Qint, CAPE e LR)	42
3.2.2 Parâmetros cinemáticos (V850, CVV 0-6 km e HRT 0-3 km)	45
3.3 Climatologia dos parâmetros atmosféricos em escoamentos de N-NO. Parte 2: amostragem com nebulosidade convectiva	47
3.3.1 Tamanho das amostras como função de T_B	48
3.3.2 Distribuição das variáveis ambientais por intervalo de T_B	49
3.3.3 O espaço de parâmetros entre instabilidade condicional e CVV	54

3.4	Padrões de circulação em escala sinótica associados às tempestades	57
3.4.1	Padrões sinóticos médios em situações de escoamento em 850 hPa de N- NO na CG	57
3.4.2	Anomalias médias dos padrões sinóticos associados às tempestades	61
4	CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	68
4.1	Principais conclusões	68
4.2	Recomendações para trabalhos futuros	71
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73

INTRODUÇÃO

A região subtropical da América do Sul a leste da Cordilheira dos Andes é reconhecida como uma das regiões do planeta onde a ocorrência de tempestades convectivas severas é mais frequente (FUJITA, 1973; SCHWARZKOPF; ROSSO, 1982; VELASCO; FRITSCH, 1987; BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003; BROOKS, 2006; ZIPSER et al., 2006; ANABOR; STENSRUD; MORAES, 2008; CECIL, 2011; RASMUSSEN; HOUZE, 2011; MATSUDO; SALIO, 2011; CECIL; BLANKENSHIP, 2012; NASCIMENTO et al., 2014). Alguns dos sistemas meteorológicos de grande escala observados nesta região favorecem a ocorrência combinada de forçantes consideradas necessárias para a formação de convecção severa (DOSWELL; BOSART, 2001; NASCIMENTO, 2005; NASCIMENTO; FOSS, 2010). Estas tempestades severas são capazes de gerar fenômenos meteorológicos de alto impacto social e econômico, como vendavais destrutivos, altas taxas de precipitação¹, granizos grandes e tornados. Com quase a totalidade de seu território integrando a Bacia do Prata, o estado do Rio Grande do Sul registra um grande número de fenômenos convectivos severos (RECKZIEGEL, 2007), de modo que estudar as tempestades severas nesta região é de fundamental importância para a previsão de tempo deste estado brasileiro.

A literatura abordando, direta ou indiretamente, a questão das tempestades severas na América do Sul tem se expandido nos últimos dez/quinze anos. Brooks, Lee e Craven (2003) avaliaram a distribuição de ambientes favoráveis à ocorrência de tempestades severas e tornados ao redor do mundo com base em uma pequena climatologia (de 1997 a 1999) de perfis atmosféricos e parâmetros convectivos extraídos dos dados do projeto Reanálise do *National Centers for Environmental Prediction e National Center for Atmospheric Research* (NCEP/NCAR) (KALNAY et al., 1996). Dentre as regiões apontadas como mais favoráveis à ocorrência de tempestades severas e tornados, o setor que engloba o centro-norte da Argentina, Paraguai, Uruguai e os setores sul e sudeste do Brasil se destaca em um contexto global.

Zipser et al. (2006), utilizando dados do satélite meteorológico *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM) para o período entre 1998 e 2004 destacaram os subtrópicos da América do Sul, corrente abaixo dos Andes, como uma das regiões onde intensas tempestades são observadas. Também com base em sensoriamento remoto, Cecil e Blankenship (2012) elaboraram uma climatologia global, de 2003 a 2010, de tempestades de granizo utilizando como "*proxy*" (para a ocorrência de granizo) parâmetros extraídos de imageadores passivos na faixa de microondas do *Advanced Scanning Microwave Ra-*

¹Neste trabalho, altas taxas de precipitação convectiva são consideradas como tempo severo, de forma semelhante à definição oferecida pelo *Australian Bureau of Meteorology* de tempestade convectiva severa (MILLS; COLQUHOUN, 1998).

diometer for Earth Observing System (AMSR-E) do satélite meteorológico *Aqua*. Aquele estudo encontrou que a região sudeste da América do Sul é a que apresenta a maior frequência de tempestades de granizo no mundo (Figura 1). Em particular, Cecil e Blankenship (2012) concluíram que entre o início da primavera e o início do verão, a região de tempestades de granizo é ampla e cobre o sul/sudoeste da Bolívia, Paraguai, Centro-Norte da Argentina, Uruguai, o sul e o sudeste do Brasil.

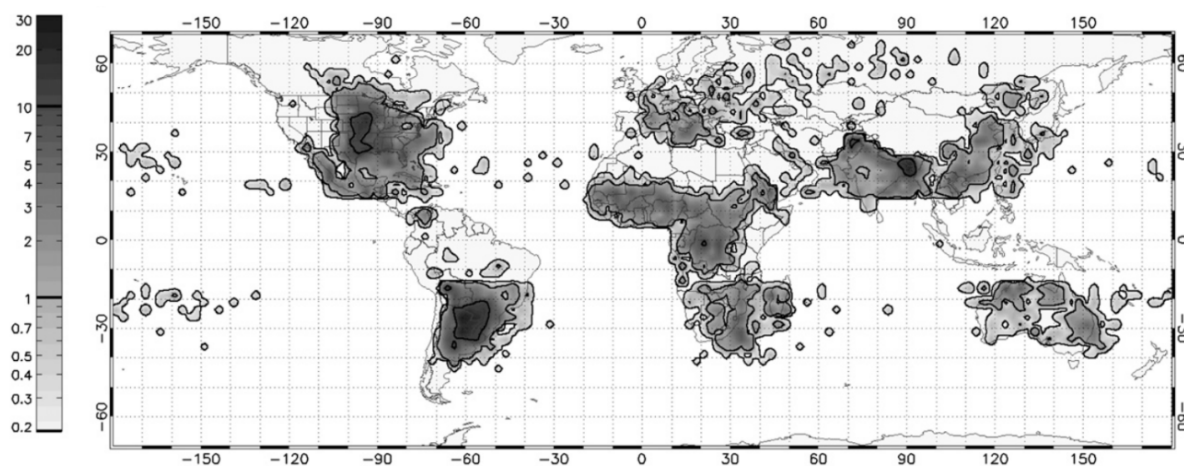


Figura 1: Frequência de ocorrência de tempestades de granizo estimadas pelo AMSR-E 36-GHz PCT (*Polarization-Corrected Temperature*) para o período entre 2003–2010. As áreas sombreadas estão em unidades de tempestades por 500 km² por ano (CECIL; BLANKENSHIP, 2012).

Por sua vez, Foss (2011) utilizou dados da rede de observação de ar superior da região da Bacia do Prata para o período entre Janeiro de 1998 e Dezembro de 2009 para produzir uma climatologia de parâmetros convectivos relevantes para a previsão de tempo severo. Através de uma investigação estatística destes parâmetros ela encontrou que a primavera austral é a estação do ano com a combinação mais frequente entre valores moderados de instabilidade condicional e cisalhamento vertical do vento, ambos considerados necessários à ocorrência de tempo severo (p.ex., Brooks, Lee e Craven (2003)).

Um importante fator para as condições favoráveis à formação de tempestades convectivas é o estabelecimento de um escoamento de baixos níveis a leste dos Andes, que transporta ar quente e úmido da Bacia Amazônica em direção às regiões subtropicais e extratropicais da América do Sul (BERBERY; COLLINI, 2000) (Figura 2). Este escoamento comumente assume a forma de um Jato de Baixos Níveis (JBN) (BONNER, 1968; STENSRUD, 1996; SALIO; NICOLINI; SAULO, 2002) e foi extensamente abordado nos trabalhos de Marengo, Douglas e Dias (2002), Marengo et al. (2004); Saulo, Seluchi e Nicolini (2004); Vera et al. (2006); Salio, Nicolini e Zipser (2007); entre outros (usualmente denominado SALLJ, *South American Low-Level Jet*). De uma maneira geral, estes estudos abordaram o papel desempenhado pelo JBN no ciclo hidrológico da Bacia do Prata.

Salio, Nicolini e Zipser (2007) mostraram a importância do JBN na formação e

manutenção de grandes Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) na região sudeste da América do Sul. Naquele trabalho, grandes SCMs foram observados na região em 41% das ocasiões em que um JBN foi identificado, com este número caindo para 12% nas situações de ausência de JBN. Os autores também discutiram que na região de saída do JBN a convergência em grande escala é acentuada, favorecendo o disparo convectivo. Adicionalmente, (SAULO; RUIZ; SKABAR, 2007) documentaram que a persistência de SCMs na região da Bacia do Prata pode acelerar o escoamento de norte através da queda de pressão em superfície induzida pela prolongada liberação de calor latente, acentuando a convergência em baixos níveis. Em altos níveis, o ramo sul da corrente de jato se intensifica e mantém a região de convecção intensa sob a entrada equatorial do jato, estabelecendo uma circulação termicamente direta (UCCELLINI; JOHNSON, 1979); este *feedback* pode manter os SCMs por um período de várias horas.

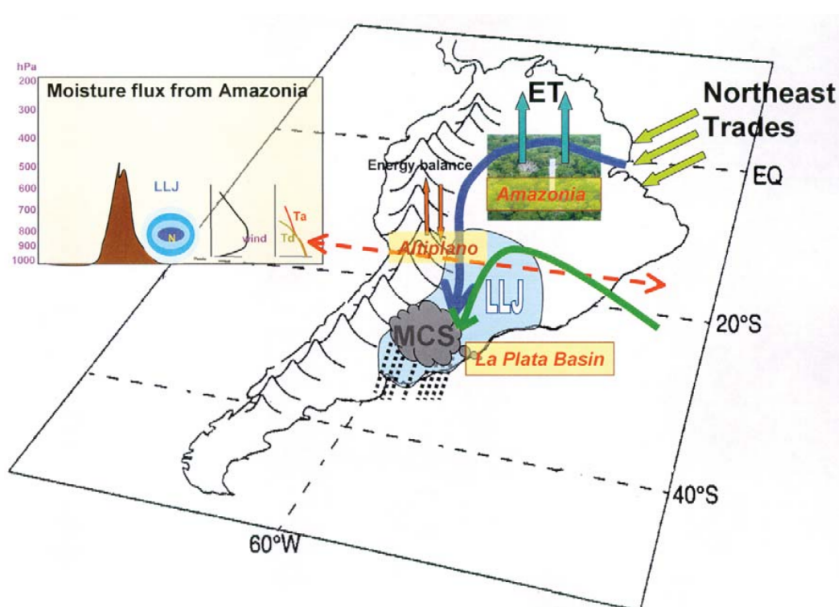


Figura 2: Diagrama esquemático ilustrando o Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS). A seta azul [verde] representa o transporte de umidade proveniente do Oceano Atlântico Tropical e da Bacia Amazônica [Atlântico Sul] em direção à Bacia do Prata (Extraído de Vera et al. (2006)).

Outro aspecto envolvendo o JBN, menos explorado na América do Sul, é o fato de que sua presença deforma a hodógrafa ambiental, aumentando a curvatura da mesma em baixos níveis como decorrência do acentuando cisalhamento direcional do vento próximo à superfície (DOSWELL, 1991; NASCIMENTO, 2005). Este fator é relevante na previsão de tempestades capazes de gerar tornados (BLUESTEIN, 2007).

Na América do Sul um dos desafios no estudo de ambientes conducentes à ocorrência de tempestades severas é a ausência de um procedimento sistemático de documentação de fenômenos associados à atividade convectiva (NASCIMENTO; DOSWELL, 2006). A ausência da confirmação de fenômenos destrutivos de origem convectiva prejudica um estudo amplo dos padrões atmosféricos que levam ao desenvolvimento de tem-

pestades convectivas neste continente. Nesse sentido, a severidade das tempestades geralmente é avaliada com o auxílio de plataformas de sensoriamento remoto como os radares e satélites meteorológicos (como, por exemplo, em Cecil e Blankenship (2012)).

Outro fator limitante no estudo de ambientes de convecção severa na América do Sul é a esparsa rede de estações de ar superior. Considerando o estado do Rio Grande do Sul (RS), existem apenas duas estações que realizam radiossondagens diariamente, como um espaçamento de 252 km. Esse espaçamento, combinado com os dois horários de realização das sondagens (“distantes” dos horários de maior atividade convectiva), dificultam a utilização do conceito de sondagem de proximidade na amostragem do ambiente pré-convectivo (p.ex., Rasmussen e Blanchard (1998)).

Nesse contexto, a utilização de ferramentas numéricas se torna particularmente relevante. Seu emprego tem como vantagem a disponibilidade de dados atmosféricos distribuídos com maior resolução espacial e temporal. A resolução espaço-temporal mais alta das análises e prognósticos numéricos permite, por exemplo, a criação de inúmeras pseudo-sondagens-de-proximidade regularmente espaçadas das quais pode-se investigar o ambiente pré-convectivo que deu origem a uma tempestade ou SCM. É importante salientar que, diversos trabalhos utilizando saídas de modelos numéricos, mais especificamente dados de Reanálise, obtiveram êxito na elaboração de estudos climatológicos de ambientes conducentes à ocorrência de tempestades severas (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003).

Dado o que foi exposto acima, este trabalho tem como objetivo descrever melhor as condições atmosféricas favoráveis à ocorrência de tempestades convectivas sobre o estado do Rio Grande do Sul (RS). O alvo deste estudo são as condições de tempestades sob escoamento de N-NO em baixos níveis, representando um padrão geral dentro do qual situações de JBN são observadas. Mais especificamente, tem-se como objetivo elaborar, a partir de dados numéricos, uma pequena climatologia de parâmetros convectivos que ressaltam os ambientes atmosféricos precursores à ocorrência de tempestades convectivas no estado do RS (em situações em que o escoamento em baixos níveis é de N-NO). O intuito desta abordagem é responder as seguintes questões: “Dada a identificação de um escoamento de N-NO em baixos níveis, tempestades convectivas se formarão dentro de um período típico de previsão de tempo a curtíssimo prazo (*nowcasting*) no RS? Se sim, com que intensidade? E qual é a distribuição de parâmetros e os padrões de grande escala que deram origem a este evento?”. Duas regiões geograficamente distintas do estado são estudadas; a Serra Gaúcha (SG) (região de maior elevação e topografia acidentada) e a Campanha Gaúcha (CG) (menor elevação, e região de Pampas). Estas duas regiões foram escolhidas não só por suas características geográficas distintas, mas também porque existem alguns indícios de que o regime da convecção no nordeste do RS difere daquele da CG (RASMUSSEN; HOUZE, 2011).

Através deste estudo, busca-se um melhor entendimento qualitativo e quantitativo

dos ambientes atmosféricos em que as tempestades se desenvolvem no RS, incluindo-se as possíveis diferenças (de relevância para a previsão de tempo convectivo) entre as duas sub-regiões selecionadas para estudo.

1 TEORIA FUNDAMENTAL E REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O ambiente em escala sinótica associado à ocorrência de tempestades convectivas severas na região Sudeste da América do Sul muitas vezes é caracterizado pela presença de um escoamento quente e úmido de Norte-Noroeste em baixos níveis (Nascimento (2005), Nascimento et al. (2014)). O estabelecimento desta circulação, por vezes na forma de um jato de baixos níveis, é comumente responsável por combinar diversos dos ingredientes necessários para a formação de tempo severo, como a oferta de umidade e o cisalhamento vertical do vento em baixos níveis (JOHNSON; MAPES, 2001).

Dentro deste contexto, abaixo segue uma revisão bibliográfica de alguns conceitos fundamentais relevantes para este estudo.

1.1 Correntes de Jato de Baixos Níveis (JBN)

As correntes de Jato de Baixos Níveis (JBN) são uma importante componente da circulação atmosférica em grande escala (STENSRUD, 1996)¹. Um JBN é um escoamento horizontal confinado em uma faixa estreita, de escala meso (ordem de $\approx 10^2$ m) na dimensão transversal, e escala sinótica ao longo de seu eixo (ordem de $\approx 10^3$ m) (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010), e é definido como um máximo de velocidade no perfil vertical do vento observado nos primeiros quilômetros da troposfera. Bonner (1968) foi o pioneiro em propor critérios quantitativos para a identificação de JBNs em perfis de vento. Dos três conjuntos de critérios propostos naquele trabalho, o que se tornou mais empregado foi aquele que estabelece como condições para a identificação de um JBN que, a magnitude do vento no nível onde se encontra o seu máximo seja igual a ou maior que 12 ms^{-1} , e que a velocidade decresça em pelo menos 6 ms^{-1} até o primeiro mínimo de velocidade localizado acima ou até atingir os 3 km de altura (o que acontecer primeiro). Versões modificadas destes critérios também já foram empregadas devido às limitações impostas pela resolução vertical de sistemas de observação de ar superior ou saída de modelos numéricos de escala global ou regional (MARENGO et al., 2004).

Os JBNs geralmente se estabelecem a leste de uma grande cadeia de montanhas (p.ex., Stensrud (1996)) e são responsáveis por efetuar o transporte de massas de ar de origem tropical, ricas em vapor d'água, até regiões subtropicais e extratropicais nos

¹É importante fazer aqui uma distinção entre a corrente de JBN, com forçante de escalas meso e sinótica, e o jato de baixos níveis como fenômeno que surge do processo de desacoplamento noturno da camada superficial (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Neste trabalho o interesse reside especificamente no JBN de escala sinótica/mesoescala, apesar da intensidade deste também responder ao ciclo diurno de acoplamento e desacoplamento da camada superficial.

continentes (BERBERY; COLLINI, 2000; SALIO; NICOLINI; SAULO, 2002; JOHNSON; MAPES, 2001; MARENGO; DOUGLAS; DIAS, 2002; MARENGO et al., 2004).

Diversos estudos que abordam a variabilidade sazonal dos JBNs apontam para uma ocorrência “preferencial” do fenômeno durante a estação quente (p. ex., Cavalcanti (2009)). Contudo, em algumas regiões a existência de uma dependência sazonal não é tão evidente (MARENGO et al., 2004). Em relação ao ciclo diurno típico, JBNs são mais comumente observados durante a noite e início do período matinal, normalmente exibindo um mínimo de frequência de ocorrência (e intensidade) durante a tarde. Esta característica resulta da oscilação inercial (BLACKADAR, 1957), relacionada ao ciclo de acoplamento e desacoplamento da camada superficial e explica o ciclo diurno do JBN que é mais evidente quando a forçante sinótica é fraca. No entanto, em situações de forçante sinótica intensa (durante o processo de ciclogênese, aprofundamento de um cavado corrente abaixo de uma montanha, aproximação de um núcleo de jato migratório no escoamento de oeste, entre outros), a rápida queda de altura geopotencial em baixos níveis estabelece intensos gradientes horizontais de pressão que podem induzir a formação/intensificação de um JBN em qualquer período do dia. Dessa forma, em regiões onde a atuação de sistemas baroclínicos é frequente, o JBN pode não apresentar características médias de um ciclo diurno bem definido (MARENGO et al., 2004).

1.2 O Jato de Baixos Níveis da América do Sul (JBNAS)

Na América do Sul o JBN, chamado daqui em diante de “JBN da América do Sul” (JBNAS; (VERA et al., 2006)) é parte do sistema de monção deste continente (MARENGO et al., 2004). Os ventos alísios provenientes do Atlântico Norte tropical penetram no continente, onde são abastecidos de umidade pela intensa evapotranspiração presente na Bacia da Amazônia e adquirem uma componente meridional de norte ao serem defletidos pela Cordilheira dos Andes (GANDU; GEISLER, 1991; MARENGO; DOUGLAS; DIAS, 2002; VERA et al., 2006). Ao longo do seu percurso, esta corrente de N-NO interage com o escoamento de nordeste associado à Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) (Figura 1.1; Campetella e Vera (2002)), finalmente impingindo sobre a região norte da Argentina, Paraguai, Uruguai e sul do Brasil (MARENGO et al., 2004).

Assim, o JBNAS é responsável por abastecer de umidade a segunda maior bacia hidrográfica da América do Sul, a Bacia do Prata, a qual engloba o sudeste da Bolívia, o Centro-Norte da Argentina, Paraguai, Uruguai e as regiões Sul, Sudeste e Centro-Oeste do Brasil. Devido à sua influência sobre a formação e desenvolvimento de sistemas precipitantes que, por sua vez, têm impacto importante nas atividades sócio-econômicas da região (Defesa Civil, agricultura, comércio, transportes), o JBNAS tem sido abordado

extensivamente na literatura, nas últimas décadas (NICOLINI et al., 2002; SALIO; NICOLINI; SAULO, 2002; MARENGO; DOUGLAS; DIAS, 2002; MARENGO et al., 2004; VERA et al., 2006). Estes estudos, em sua maioria, abordam as características climatológicas e geográficas do JBNAS, assim como sua interação com sistemas precipitantes que atuam na região.

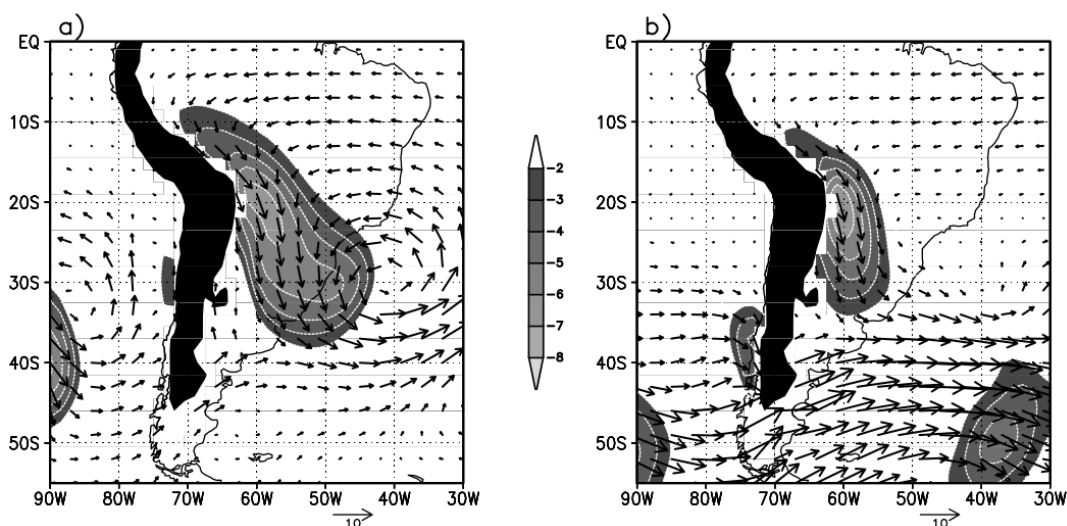


Figura 1.1: Campo de vento associado ao JBNAS a 1500 m a partir de simulações numéricas utilizando um modelo hidrostático. As setas representam a magnitude do vetor vento e o sombreado é a magnitude da componente meridional do vento. A figura (a) representa o padrão de circulação típico do inverno e (b) refere-se ao verão. (Extraído de Campetella e Vera (2002)).

A variabilidade sazonal do JBNAS apresenta dependência latitudinal. Radiossondagens próximas aos Andes (realizadas no setor tropical que inclui a Bolívia e o norte do Paraguai) indicam que o JBNAS é característico de verão nesta região, enquanto que ao sul de 20° S ocorre durante o ano inteiro, porém sendo mais frequente e mais intenso durante a estação fria (MARENGO et al., 2004). Isto mostra que os mecanismos responsáveis pela formação do JBNAS são diferentes ao longo do continente sul-americano. A persistência anual do JBNAS é uma diferença marcante em relação ao JBN das Grandes Planícies da América do Norte, pois o segundo é um fenômeno característico da estação quente (BERBERY; BARROS, 2002; SAULO; RUIZ; SKABAR, 2007).

A influência de diferentes mecanismos no comportamento do JBNAS também fica clara ao longo de seu ciclo diurno. O trabalho de Marengo et al. (2004) mostrou que durante o verão, principalmente na Bolívia e norte do Paraguai, o JBNAS ocorre mais frequentemente durante a madrugada e logo após o nascer do sol (entre as 06Z e 12Z). Um comportamento semelhante a este também é observado ao sul de 20°S durante a estação quente. Entretanto, os autores mostram que nesta região, a qual inclui o setor subtropical da América do Sul, os eventos de JBNAS observados durante a estação fria possuem, comparativamente, um ciclo diurno menos caracterizado. Esta distinção é condizente com o predomínio do mecanismo de oscilação inercial sobre o comportamento

dos JBNAS no setor tropical do continente, enquanto aqueles que ocorrem mais ao sul são mais influenciados por uma forçante sinótica. Em outras palavras, a passagem de distúrbios baroclínicos também modula a frequência e a intensidade do JBNAS na região subtropical e de latitudes médias da América do Sul (Figura 1.1a).

1.2.1 A relação entre o JBNAS e convecção organizada nos subtropicais da América do Sul

A relação entre o JBNAS e o regime de precipitação convectiva na Bacia do Prata é bem documentada (SALIO; NICOLINI; SAULO, 2002; NICOLINI et al., 2002; ANGELIS; MACHADO; SALIO, 2006). Um tipo particular de JBNAS definido por sua penetração ao sul de 25°S, conhecido como Jato do Chaco (JC; ou *Chaco Jet Event*; CJE; (SALIO; NICOLINI; SAULO, 2002)) é responsável pela incursão de massas de ar tropicais ricas em umidade que alimentam os SCMs na região. No verão, 45% da precipitação nesta área advém de Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs) sustentados pelo intenso fluxo meridional de umidade associado aos JCs (Salio, Nicolini e Saulo (2002); Figura 1.2). A interação entre os JCs e SCMs ocorre em situações de uma forçante sinótica bem definida. Inicialmente, uma corrente de N-NO em baixos níveis se estabelece em associação com a Baixa do Noroeste da Argentina (BNA; ou *Northwestern Argentinean Low*, NAL; (SELUCHI et al., 2003)), se estendendo até as áreas subtropicais. Este escoamento persistente advectando ar quente e úmido em baixos níveis desestabiliza a atmosfera. Geralmente, convecção profunda é iniciada quando o escoamento de N-NO, desenvolvido em um JC, incide sobre uma região montanhosa no centro-oeste da Argentina, conhecida como *Sierra de Córdoba* (RASMUSSEN; HOUZE, 2011), ou quando o JC interage com uma zona frontal estabelecida na região, aumentando localmente a convergência de massa. Os SCMs assim iniciados atingem grandes dimensões espaciais à medida que se deslocam para leste, atingindo a maturidade durante a noite no território Argentino e durante a manhã no Uruguai e sul brasileiro. Em médios níveis, a presença de um cavado migratório aprofunda a BNA e conseqüentemente o JC que se acopla à circulação transversa de uma corrente de jato nos altos níveis da troposfera (SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007; ANABOR; STENSRUD; MORAES, 2008). Por fim, o influxo de ar quente e úmido fornecido pelo JBN é cortado devido ao deslocamento do sistema frontal para nordeste e os SCMs se dissipam à medida que se deslocam para leste/ nordeste.

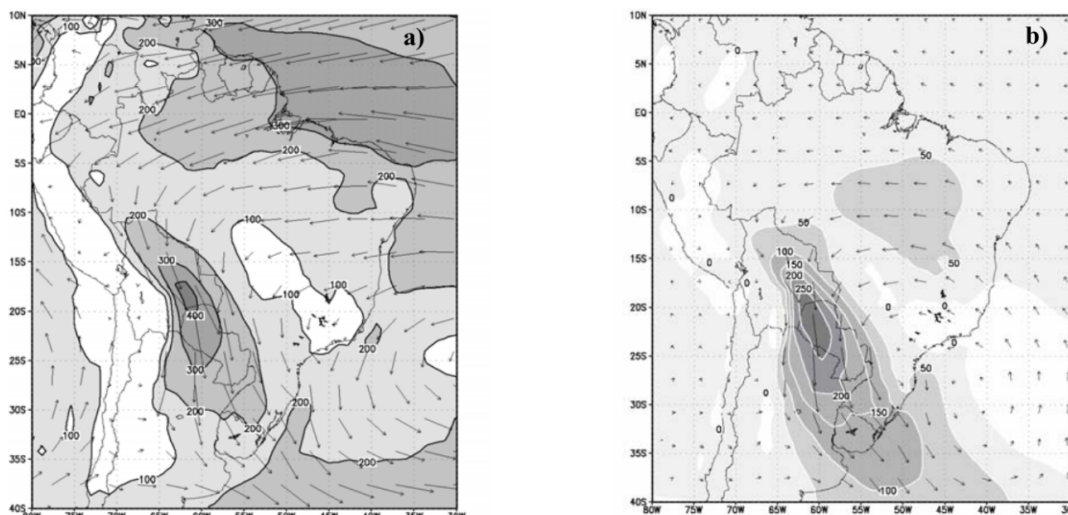


Figura 1.2: Fluxo vertical de umidade integrado (vetores), com regiões acima de $100 \text{ m}^{-1} \text{ s}^{-1}$ sombreados. A Figura (a) representa o padrão de circulação típico de inverno e (b) refere-se ao verão. (Extraído de Salio, Nicolini e Saulo (2002)).

1.2.2 JBNAS e tempo severo na Bacia do Prata

Apesar da interação entre o JBNAS e a convecção organizada na região da Bacia do Prata ter sido extensivamente abordada na literatura, investigações sobre a relação entre o JBNAS e tempo severo nesta região são mais escassas. Nascimento (2005) ressalta a semelhança existente entre um padrão sinótico observado nos subtropicais da América do Sul e aquele registrado nas Planícies Centrais da América do Norte que é favorável à formação de tempestades severas. Este ambiente consiste da presença de um escoamento meridional quente e úmido (como é o caso do JBNAS) corrente abaixo de uma grande cadeia de montanhas tendo sobreposto a ele uma massa de ar mais frio e seco, o que promove forte desestabilização (CARLSON et al., 1983). Além de contribuir para a desestabilização da atmosfera, o JBN aumenta o comprimento e a curvatura das hodógrafas ambientais, fator importante no desenvolvimento de tempestades do tipo supercélula e tornados (DOSWELL, 1991). De acordo com o estudo de Rasmussen e Houze (2011) para a América do Sul, tempestades com amplas regiões convectivas apresentam hodógrafas longas e curvadas devido à presença do JBNAS, estando estas associadas ao registro de tempo severo em superfície. Por sua vez, Nascimento, Held e Gomes (2014) documentam a ocorrência de uma tempestade tornádica imersa no JBNAS no estado de São Paulo, Brasil. Da mesma forma, alguns estudos de caso documentam a presença do JBNAS durante ocorrência tempestade severas (FOSS; NASCIMENTO, 2009; ANABOR; NASCIMENTO; PIVA, 2010; NASCIMENTO et al., 2014).

Dessa forma, estudos que abordem a contribuição dos escoamentos úmidos de norte em baixos níveis para a ocorrência de tempo convectivo severo nesta região do mundo se fazem importantes.

1.3 Teoria da convecção

Em contraste com os fenômenos meteorológicos que ocorrem em grande escala, nos fenômenos de natureza convectiva as acelerações na componente vertical da equação do momento são significativas, ou seja, a convecção é um fenômeno não-hidrostático. Uma inspeção das forçantes atmosféricas que influenciam as acelerações verticais (que, por sua vez, modulam a intensidade da convecção) é fundamental no contexto de previsão de tempestades convectivas severas.

Para compreender a aplicação da teoria da convecção na análise e previsão de tempestades é útil partirmos da forma linearizada das equações do movimento em um sistema Boussinesq (EMANUEL, 1994) aplicadas a um escoamento invíscido:

$$\frac{Du}{Dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial x} \quad (1.1)$$

$$\frac{Dv}{Dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial y} \quad (1.2)$$

$$\frac{Dw}{Dt} = -\frac{1}{\bar{\rho}} \frac{\partial p'}{\partial z} - \frac{\rho'}{\bar{\rho}} g \quad (1.3)$$

, onde u , v e w são as componentes zonal, meridional e vertical do vento, respectivamente, a derivada material ($\frac{D}{Dt}$) aplicada a estas componentes representa as acelerações acompanhando a parcela de ar, p é a pressão atmosférica, ρ é a densidade do ar e g é a aceleração da gravidade. A barra representa o estado básico (hidrostático) e o apóstrofo representa uma perturbação em torno deste estado básico. O segundo termo do lado direito de 1.3 é a flutuabilidade (B) que representa a atuação da força de empuxo sobre uma parcela de ar:

$$B = -\frac{\rho'}{\bar{\rho}} g \quad (1.4)$$

Pode-se notar a partir da inspeção de 1.4 que perturbações negativas de densidade (isto é, a densidade da parcela de ar sendo menor que a densidade do ar no estado básico hidrostático) induzem acelerações ascendentes ($\frac{Dw}{Dt} > 0$) dentro de uma célula convectiva. Por outro lado, parcelas de ar que apresentam perturbações positivas de densidade geram acelerações descendentes ($\frac{Dw}{Dt} < 0$) na célula convectiva. Naturalmente, quanto maior for esta diferença de densidade (seja positiva ou negativa), mais intensa será a aceleração vertical resultante, e portanto mais vigorosas serão as correntes verticais na célula convectiva.

Esta é uma visão puramente “Arquimediana” da convecção porque não leva em consideração a contribuição do primeiro termo do lado direito de (1.3) para a acele-

ração vertical, que é a força devido ao gradiente vertical (da perturbação) de pressão. Neste contexto, perturbações de pressão não hidrostáticas, ou dinamicamente induzidas, tornam-se importantes em tempestades que se desenvolvem em ambientes com cisalhamento vertical do vento.

Para entender isto, partimos da forma vetorial das equações 1.1- 1.3:

$$\frac{D\vec{V}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla p' + B\hat{K} \quad (1.5)$$

, onde \vec{V} é o vetor velocidade tridimensional e \hat{K} é o vetor unitário na direção vertical.

Aplicando o operador $(\nabla \times)$ em 1.5, obtemos a equação da vorticidade vertical (ζ):

$$\frac{D\zeta}{Dt} = \vec{\omega}_h \cdot \nabla_h w + \zeta \frac{\partial w}{\partial z} \quad (1.6)$$

, onde $\vec{\omega}_h$ é a componente horizontal da vorticidade $\left[\left(\frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \right) \hat{i} + \left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \right) \hat{j} \right]$.

O primeiro termo do lado direito de 1.6 representa a inclinação de vórtices horizontais, sendo este o termo de geração de vorticidade vertical. O segundo termo do lado direito representa o estiramento de vórtices verticais pré-existent e é responsável pela intensificação [enfraquecimento] de ζ através do efeito de convergência [divergência] horizontal sobre o vórtice. Este mecanismo é particularmente importante para o processo de tornadogênese (BLUESTEIN, 2007; DAVIES-JONES, 2014; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2014). No entanto, neste momento estamos interessados somente no termo de inclinação de vórtices (IV). Seguindo o mesmo procedimento realizado por Foss (2011) obtemos:

$$\left[\frac{D\zeta'}{Dt} \right]_{IV} \approx \frac{\partial w'}{\partial y} \frac{d\bar{u}}{dz} \quad (1.7)$$

A equação acima (1.7) mostra que a inclinação de vórtices horizontais (em escala sinótica) ocorre através da interação entre as correntes verticas convectivas (w') e o cisalhamento vertical do vento. Dessa forma, a corrente ascendente de uma tempestade se desenvolvendo em um ambiente com significativo CVV inclina os vórtices horizontais gerando um par de vórtices nos médios níveis da tempestade; um ciclônico (mesociclone) e um anticiclônico (mesoanticiclone) (KLEMP, 1987). No centro do mesociclone/mesoanticiclone uma perturbação de pressão negativa é induzida (BLUESTEIN, 2007), gerando um gradiente vertical de perturbação de pressão $(-\frac{1}{\rho} \frac{\partial p'}{\partial z})$ que aponta para cima. Esta forçante dinâmica, quando combinada com os efeitos de flutuabilidade, induz acelerações verticais mais intensas do que quando a convecção é forçada somente pela forçante puramente termodinâmica. Esta é a razão pela qual tempestades convectivas que desenvolvem-se em ambientes sinóticos com acentuado CVV tendem a se tornar

severas ². Isto evidencia a importância em identificar os ambientes sinóticos com CVV e a utilização de parâmetros indicativos da intensidade do CVV no contexto da previsão convectiva.

1.4 Previsão de tempestades severas baseada na análise de “ingredientes atmosféricos”

Como discutido em Nascimento (2005), a equação (1.3) fornece a base teórica fundamental para a previsão operacional de tempestades severas. Apesar de ainda ser uma percepção pouco difundida no âmbito operacional, o fato é que quando um previsor de tempo busca prever a ocorrência de tempestades convectivas e seu grau de severidade, ele quer na verdade estimar (indiretamente) a magnitude de $\frac{Dw}{Dt}$ caso a convecção ocorra. Como a velocidade vertical w não é uma variável observada diretamente (na meteorologia operacional), na prática é a estimativa da magnitude dos termos do lado direito de (1.3) que se torna crucial na previsão de tempestades. Assim, partindo deste conceito teórico geral, surgiram diversos parâmetros atmosféricos que determinam/estimam a instabilidade condicional (associada à flutuabilidade) e o cisalhamento vertical do vento (associada à geração de perturbações dinâmicas de pressão que influenciarão o gradiente vertical de pressão) presentes no ambiente sinótico pré-convectivo.

Em outras palavras, o desenvolvimento de tempestades severas depende da existência simultânea de determinados fatores atmosféricos que suportam a formação e manutenção de correntes verticais intensas. Estes fatores são geralmente referidos como “ingredientes atmosféricos”, e são extremamente úteis na previsão convectiva em curto prazo (DOSWELL; BOSART, 2001). São eles: presença de instabilidade condicional, ampla oferta de umidade na baixa troposfera, algum mecanismo de disparo convectivo, e moderado ou intenso cisalhamento vertical do vento. (Contudo, é importante mencionar que este último “ingrediente” não é necessário para a formação de tempestades geradoras de enchentes repentinas). Além da presença de uma camada de ar úmido em baixos níveis, deve ser mencionado que a existência de camadas de ar seco na média troposfera é importante para a geração de correntes descendentes intensas através do processo de entranhamento lateral na nuvem e associado resfriamento evaporativo (ver, p. ex., Markowski e Richardson (2010).

Enquanto medidas de umidade são facilmente obtidas, as medidas referentes à presença de instabilidade condicional e cisalhamento vertical do vento são derivadas de

²É importante mencionar que a presença de intenso CVV também tende a aumentar o entranhamento de ar seco e sub-saturado na tempestade, diminuindo a flutuabilidade da corrente ascendente (WEISMAN; KLEMP, 1982). Este fator é nocivo para o desenvolvimento convectivo, de forma que para que tempestades se desenvolvam em ambientes com alto CVV deve haver um balanço entre a flutuabilidade e o CVV.

perfis atmosféricos e traduzidas na forma de parâmetros. Estes parâmetros podem ser obtidos utilizando-se perfis verticais obtidos a partir de sondagens de ar superior, saídas de modelos numéricos ou rotinas de análise objetiva.

A seguir, são apresentados alguns parâmetros de convectivos utilizados como parte da análise de “ingredientes atmosféricos” empregada neste estudo. Uma revisão mais completa pode ser encontrada em Nascimento (2005) e Foss (2011).

1.4.1 Parâmetros convectivos associados à forçante termodinâmica (flutuabilidade)

1.4.1.1 Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE)

A Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE do inglês *Convective Available Potential Energy*; p. ex., Emanuel (1994)) é uma medida integrada da flutuabilidade de uma parcela de ar na coluna atmosférica. No cálculo da flutuabilidade como definida pela equação (1.4), a densidade da parcela pode ser substituída pela sua temperatura potencial virtual. Assim, com um bom grau de aproximação, temos:

$$B \approx \frac{\theta'_v}{\bar{\theta}_v} g \quad (1.8)$$

Dessa forma, lembrando que a perturbação em torno do estado básico pode ser escrita como $\theta'_v = \theta_v - \bar{\theta}_v$, o parâmetro CAPE é definido por:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{\theta_v(z) - \bar{\theta}_v(z)}{\bar{\theta}_v(z)} dz \quad (1.9)$$

, onde o limite inferior na integral, NCE, corresponde ao Nível de Convecção Espontânea e o limite superior é o Nível de Equilíbrio (NE) da parcela de ar, $\bar{\theta}_v$ é a temperatura potencial virtual do ambiente externo à parcela de ar e θ'_v é a perturbação em relação ao ambiente. A unidade de CAPE é $J \text{ kg}^{-1}$. A CAPE pode ser compreendida graficamente como sendo proporcional à “área positiva” entre a curva de temperatura do ambiente e a curva referente à parcela de ar na camada entre o NCE e o NE (Figura 1.3). O valor de CAPE depende essencialmente do teor de vapor d’água em baixos níveis, da temperatura e sua distribuição vertical no ambiente.

Um ponto importante a respeito da utilização da CAPE que é este parâmetro é extremamente sensível à escolha da parcela de ar a ser levantada. Diferentes parcelas podem possuir valores extremamente diferentes de CAPE. Em situações em que é esperado que o disparo convectivo ocorra durante o período diurno, geralmente utiliza-se a CAPE das parcelas de ar de superfície ou a CAPE com características médias de uma

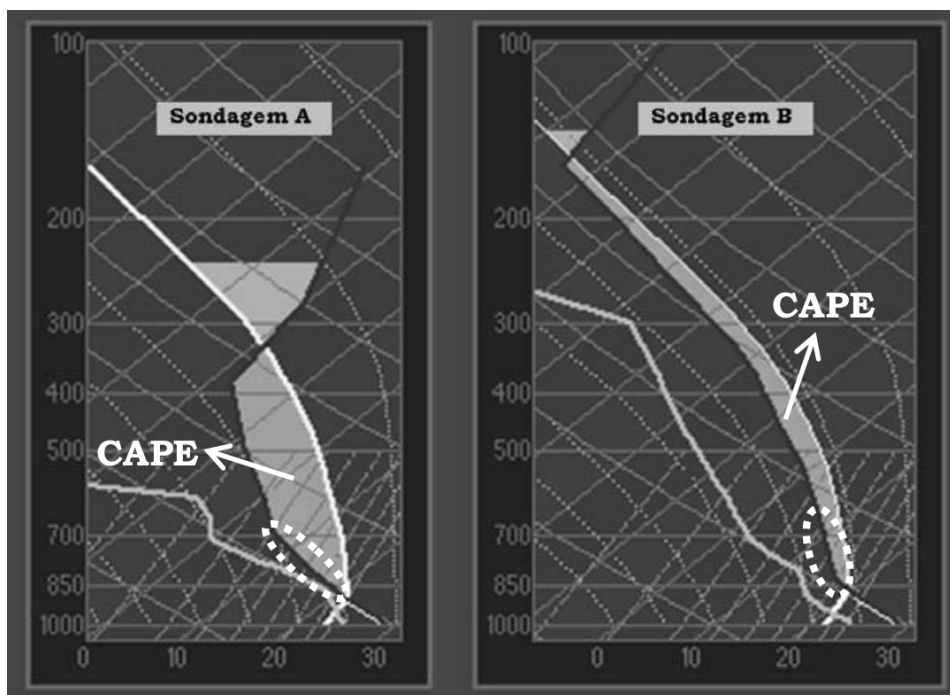


Figura 1.3: Diagramas termodinâmicos Skew-T mostrando duas sondagens com valores similares de CAPE para uma parcela de superfície. A seta branca destaca a área sombreada proporcional à magnitude da CAPE e a elipse branca tracejada destaca a taxa de queda da temperatura do ambiente na camada entre 850 hPa e 700 hPa. A sondagem A é mais favorável a acelerações ascendentes mais intensas que a sondagem B devido à área mais larga entre a temperatura do ambiente e a temperatura da parcela ascendente. (Extraído de Nascimento (2006)).

camada próxima à superfície, por exemplo, nos primeiros 100 hPa. Por outro lado, quando é prevista atividade convectiva durante o período noturno, geralmente opta-se por utilizar a CAPE com características da parcela mais instável nos primeiros 300 hPa.

1.4.1.2 Taxa de queda da temperatura com a altura (*Lapse Rate*; LR)

Uma prática importante no diagnóstico ou prognóstico da condição de estabilidade condicional da atmosfera é analisar a taxa com que a temperatura do ar diminui com a altura (no inglês, *Lapse Rate*, LR). Quanto maior for o LR para uma determinada camada atmosférica, mais instável ela será (repare as elipses tracejadas na Figura 1.3). O LR de níveis médios $LR_{700-500}$ é geralmente empregado, sendo calculado na camada entre os níveis de 700 hPa e 500 hPa (ou ainda entre 850 hPa e 500 hPa). Valores de $LR_{700-500}$ moderados ou altos, por exemplo, aqueles entre 6,5 °C e 9,5 °C são observados em cenários atmosféricos tipicamente associados à formação de tempestades severas.

A presença de LRs significativos acarretará em áreas positivas mais “largas” no diagrama termodinâmico que representam valores substanciais de flutuabilidade positiva. Dessa forma, a combinação de CAPE alto e LRs moderados/altos indica o potencial para

geração/manutenção de correntes ascendentes intensas.

1.4.1.3 Índice de instabilidade por levantamento (*Lifted Index*; LI)

O índice de instabilidade por levantamento (LI, do inglês *Lifted Index*) é definido como (GALWAY, 1956):

$$LI = T_{500} - T_{parcela-500} \quad (1.10)$$

, onde T_{500} é a temperatura do ambiente em 500 hPa (em °C) e $T_{parcela-500}$ é a temperatura da parcela de ar após ser levantada a partir de um determinado nível da baixa troposfera até o nível de 500 hPa (em °C). Valores negativos de LI indicam que uma parcela de ar em ascensão é flutuante em níveis médios, o que se traduz em uma atmosfera instável. De maneira geral, enquanto mais negativo for o LI, maior será o grau de instabilidade na atmosfera.

É comum em um contexto operacional, a utilização do LI em conjunto com a CAPE, pois uma combinação de alto CAPE e LI muito negativo indica que a parcela de ar ascendente é muito flutuante, e assim, as acelerações ascendentes são mais intensas.

1.4.2 Parâmetros associados à forçante dinâmica

1.4.2.1 Cisalhamento Vertical do Vento na camada profunda (CVV 0-6 km)

A magnitude da diferença vetorial entre o vento médio nos primeiros 500 m da atmosfera e o vento a 6000 m acima da superfície é usualmente referida como Cisalhamento Vertical do Vento na camada profunda (CVV 0-6 km) (Figura 1.4). O CVV na camada profunda tem implicação direta no grau de organização e severidade da convecção úmida profunda.

Em primeira instância, o CVV 0-6 km pode favorecer o desenvolvimento de tempestades mais duradouras ao afetar a distribuição de hidrometeoros nelas. Em ambientes com baixo CVV 0-6 km, à medida que uma tempestade entra no estágio maduro do seu ciclo de vida, ela produz grandes quantidades de precipitação que caem em sobre a própria corrente ascendente, produzindo uma corrente descendente e uma piscina de ar frio e denso que corta o influxo de ar quente e úmido que alimenta a célula convectiva. A tempestade enfraquece e entra na fase de dissipação. Porém, nas situações com moderado ou acentuado CVV 0-6 km, o escoamento mais intenso na média troposfera transportará

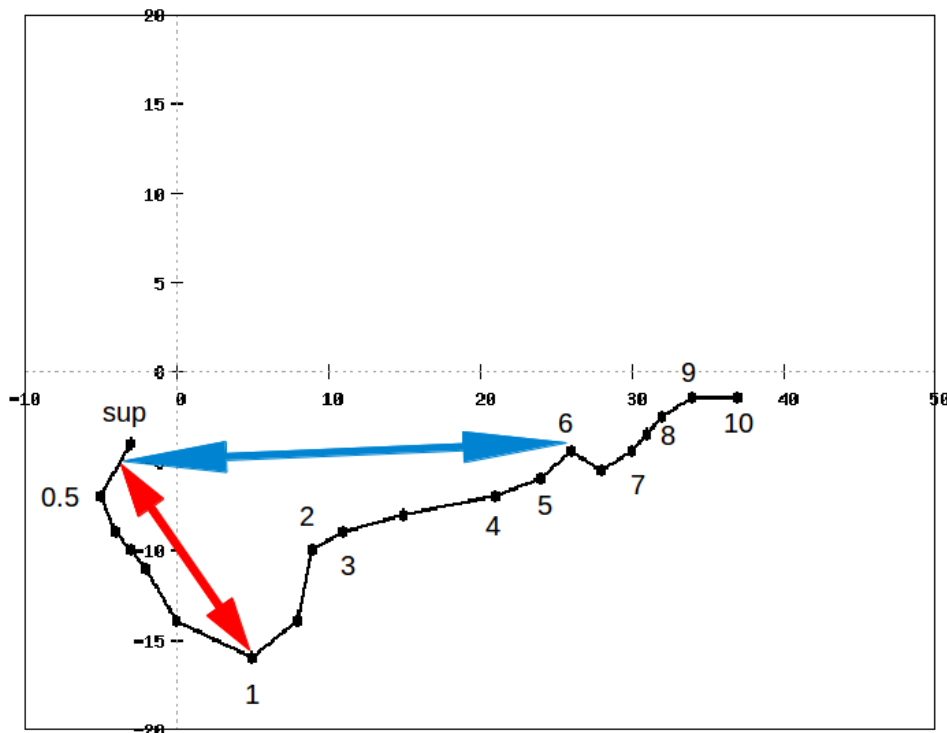


Figura 1.4: Exemplo de uma hodógrafa hipotética representando o perfil de vento entre a superfície e 10 km de altura. Os números destacadas na figura representam a altura em km, sendo que *sup* representa o vento em superfície (10 m). A seta azul [vermelha] representa a diferença vetorial (cisalhamento vertical) entre o vento médio nos primeiros 500 m e o vento a 6 km [1 km].

os hidrometeoros adiante da região da corrente ascendente, impedindo que a precipitação caia sobre ela. Nesta configuração, as correntes ascendentes e descendentes podem co-existir simultaneamente, pois a piscina de ar frio não cortará o abastecimento de ar quente e úmido da tempestade.

A segunda maneira pela qual o CVV 0-6 km pode afetar o desenvolvimento convectivo é através da produção de gradientes verticais de perturbação de pressão dinâmica, a partir da interação com as correntes ascendentes (KLEMP, 1987; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010, 2014).

1.4.2.2 Cisalhamento Vertical do Vento na camada rasa (CVV 0-1 km)

O Cisalhamento Vertical do Vento na camada rasa, ou CVV 0-1 km, é definido de forma similar ao CVV 0-6 km, porém substituindo o limite superior da diferença vetorial pelos primeiros 1000 m acima do nível do solo (Figura 1.4). Este parâmetro é utilizado especialmente na previsão do potencial tornádico da atmosfera. Resultados recentes obtidos através de modelagem numérica (p.ex., Markowski e Richardson, 2014), indicam que o papel dinâmico do CVV raso na tempestade é baixar efetivamente a base do mesociclone de médios níveis e o associado levantamento dinâmico causado pelo gradiente

vertical de perturbação de pressão. Dessa forma, a tempestade é capaz de elevar mecanicamente parcelas de ar mesmo que sejam negativamente flutuantes estirando-as e concentrando vorticidade vertical de forma abrupta próximo a superfície, condição necessária para a formação de tornados.

1.4.2.3 Helicidade Relativa à Tempestade integrada nos primeiros 3 km (HRT 0-3 km)

A helicidade relativa à tempestade é definida como:

$$HRT = \int_{h_0}^h \hat{K} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz \quad (1.11)$$

, onde \hat{K} é o vetor unitário na direção vertical, \vec{V} representa o vetor velocidade tridimensional, \vec{c} é o deslocamento esperado das tempestades e, portanto, $(\vec{V} - \vec{c})$ é o deslocamento relativo à tempestade, h_0 e h representam, respectivamente, os limites inferior e superior da camada utilizada. A unidade da HRT é m^2s^{-2} .

A camada geralmente empregada no cálculo de HRT é aquela entre a superfície e os primeiros 3000 m e é considerada como uma boa aproximação para a camada de influxo da tempestade, definindo a HRT entre a superfície e 3 km (HRT 0-3 km). Valores de HRT 0-3 km são considerados altos (em módulo) a partir de $150 m^2s^{-2}$.

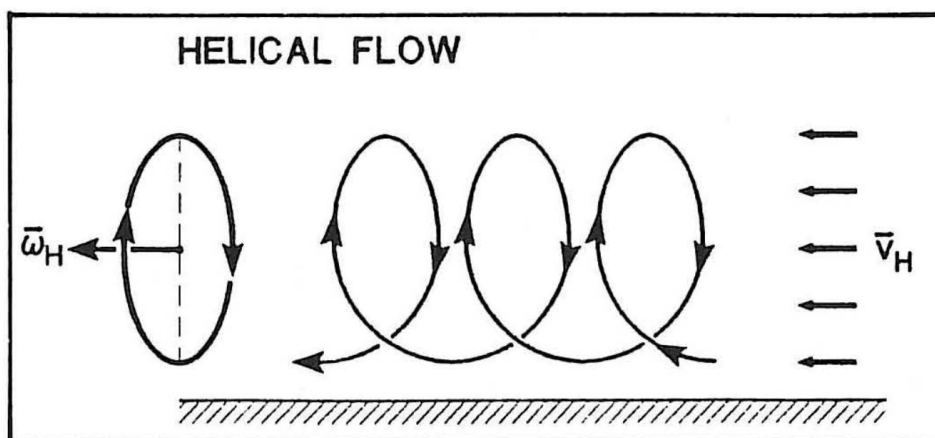


Figura 1.5: Esquema mostrando um escoamento helicoidal. O vetor \vec{V}_h representa o escoamento horizontal em escala sinótica e o vetor $\vec{\omega}_h$ representa o campo de vorticidade horizontal. (Extraído de Doswell (1991)).

O parâmetro HRT tem valor operacional no prognóstico de tempestades severas. Ambientes que contém significativo CVV nas camadas mais rasas da atmosfera e em que o vetor cisalhamento gira com a altura (no sentido anti-horário no Hemisfério Sul), possuem altos valores (em módulo) de HRT (Figura 1.5). Nestas situações, a corrente ascendente da tempestade pode interagir com o campo de vorticidade horizontal na camada de influxo, gerando vorticidade vertical nos médios e baixos níveis através da inclinação dos

vórtices horizontais. Davies-Jones (1984) utilizou o conceito de helicidade para explicar a origem da rotação em médios níveis das correntes ascendentes em tempestade severas.

1.5 Principais características das regiões sob estudo

A seguir é apresentada uma breve descrição das regiões abordadas neste estudo: a Serra Gaúcha (SG) e a Campanha Gaúcha (CG).

1.5.1 Serra Gaúcha

A Serra Gaúcha, situada no nordeste do RS, é uma das regiões mais importantes devido à sua participação efetiva no sistema econômico do estado. A região possui importantes cidades tais como Caxias do Sul, Garibaldi, Nova Petrópolis, Gramado, Canela, São Francisco de Paula, Antônio Prado, Veranópolis, entre outras. De acordo com o Censo Demográfico de 2010 (IBGE, 2010), a população da Região Metropolitana da SG já era superior a 735.276 habitantes, com uma densidade de 163,2 habitantes/km². Os setores que mais contribuem para o Produto Interno Bruto da SG são o comércio e a indústria.

A região se destaca pela tradicional produção vinícola e o turismo. Região de destaque na vitivinicultura brasileira, atualmente possui 47 municípios que participam efetivamente do sistema de cultivo da uva. As características diferenciadas de relevo e as condições meteorológicas propícias ao cultivo da uva estão intimamente associadas à prática do turismo na região. Além da produção vitivinícola, outros atrativos tais como a paisagem, cultura (herança da imigração européia) e especialmente, o clima frio durante o inverno mantém a atividade turística forte na SG.

A SG faz parte da Serra Geral, uma componente do Planalto Brasileiro e possui elevações superiores a 700 m em diversos pontos, com algumas localidades atingindo uma altura média superior a 1200 m. O relevo acidentado da região é caracterizado pela presença de diversos vales, escarpas, morros e cânions. Climatologicamente, a incursão de frentes frias e ciclones extratropicais (mais frequentes no inverno) e a atuação de SCMs (especialmente durante a estação quente) no RS mantém um regime de precipitação anual com valores médios elevados, entre 1000 e 1750 mm por ano (REBOITA et al., 2010).

1.5.2 Campanha Gaúcha e Pampas

A região da Campanha Gaúcha faz parte da Mesorregião do Sudoeste do Rio Grande do Sul e faz fronteira com o Uruguai e a Argentina. A topografia da região é composta essencialmente pelos Pampas, extensas áreas de planície e pequenas ondulações (conhecidas como coxilhas) que cobrem uma vasta área que se estende por todo território uruguaio e pelo centro-leste argentino. Alguns importantes centros urbanos que compõem a CG são Uruguaiana, Alegrete, Santana do Livramento, Bagé, Dom Pedrito, São Gabriel, entre outras.

A economia da CG é fortemente baseada na pecuária, além da agricultura. A prática da pecuária é tradicional na região e uma das mais importantes no Brasil, sendo favorecida pelas vastas áreas de pastagem. Ademais, CG apresenta grande potencial para a produção vinícola, a qual tem atraído investimentos e novas indústrias para a região produção de vinhos.

A Campanha é composta essencialmente pelos Pampas, caracterizados por extensas planícies que apresentam em alguns setores pequenas ondulações (conhecidas como coxilhas), e uma vegetação rasteira, composta basicamente por gramíneas e árvores de pequeno porte. A altitude média na região varia entre 100 e 300 metros, com alguns picos isolados atingindo altitudes ligeiramente maiores. O regime médio anual de precipitação é, de modo geral, semelhante àquele da SG, visto que os principais sistemas meteorológicos de grande escala que atuam nestas regiões são semelhantes (REBOITA et al., 2010).

2 METODOLOGIA

2.1 Climatologia dos ingredientes atmosféricos e a identificação de tempestades

A abordagem empregada neste trabalho baseia-se na construção de uma climatologia anual e sazonal de ingredientes atmosféricos e ambientes sinóticos associados à ocorrência de tempestades convectivas severas na Serra Gaúcha e na Campanha Gaúcha sob escoamento de N-NO nos baixos níveis da atmosfera. Para alcançar esta meta, é necessária a elaboração de um procedimento que identifique as situações sinóticas específicas para este estudo e permita a elaboração de amostras distintas (referentes a cada região) dos parâmetros convectivos e a verificação da ocorrência de tempestades para estas ocasiões.

Este procedimento pode ser dividido em duas etapas consecutivas. Primeiramente, utilizando-se dados de Reanálise, são selecionadas as ocasiões em que o escoamento nos baixos níveis da atmosfera é predominantemente de N-NO. Nestas ocasiões, os parâmetros convectivos são extraídos a partir de pseudo-sondagens (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003) para cada uma das regiões estudadas. A segunda etapa refere-se à investigação da ocorrência de tempestades convectivas nas regiões estudadas utilizando-se imagens de satélite meteorológico para cada ocasião selecionada de acordo com a metodologia descrita na primeira etapa. Com isso, é possível verificar quais são os espaços de parâmetros e os regimes de grande escala que favorecem o desenvolvimento desta atividade convectiva.

2.1.1 Extração dos dados e o critério para seleção de eventos

Os parâmetros convectivos empregados neste trabalho foram extraídos a partir de perfis verticais de temperatura (T), umidade (q) e vento (V) para o setor da América do Sul entre 15 °S e 45 °S e 80 °O e 45 °O, utilizando-se dados diários das 00Z, 06Z, 12Z e 18Z do projeto Reanálise *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) (SAHA et al., 2010) do NCEP. O período empregado se estende de dezembro de 2004 a novembro de 2010 e foi escolhido devido à disponibilidade de imagens de satélite meteorológico.

Os dados do projeto CFSR possuem uma resolução mais alta comparados às demais reanálises anteriores do NCEP (p.ex., Kalnay et al. (1996)), com espaçamento de grade de 0,5 grau de latitude e longitude (38 km) e 37 níveis verticais (superfície + 36 níveis de pressão). O CFSR possui um sistema de assimilação que ingere da-

dos de diversas plataformas, acoplando observações atmosféricas, oceânicas e da criosfera. Em particular, a assimilação de dados brutos observados de radiação é uma das melhorias mais notáveis neste conjunto de dados. O período de dados do projeto CFSR originalmente se estendia desde janeiro de 1979 até dezembro de 2009. No entanto, a fonte dos dados utilizados nesta pesquisa é uma versão ampliada dos dados CFSR que se estende até março de 2011 e pode ser encontrada no endereço eletrônico: <http://nomads.ncdc.noaa.gov.data.phpCFSR-data>. Uma descrição completa dos dados do CFSR é apresentada por Saha et al. (2010).

Neste estudo, as variáveis meteorológicas utilizadas para identificar a presença dos ingredientes atmosféricos necessários para o desenvolvimento de tempestades severas foram: magnitude do escoamento em 850 hPa (V850), temperatura a 2 m (T2m), Energia Potencial Disponível para Convecção (CAPE) para a parcela de superfície, *Lapse Rate* entre 700 hPa e 500 hPa ($LR_{700-500}$), Cisalhamento Vertical do Vento em uma camada profunda (CVV 0-6 km), Cisalhamento Vertical do Vento em uma camada rasa (CVV 0-1 km) e Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3000 m (HRT 0-3 km). Além destas variáveis foi calculada a umidade específica integrada nos primeiros 3 km da atmosfera (Qint) com o intuito de oferecer uma medida integrada do conteúdo de umidade absoluta na baixa troposfera.

O cálculo das variáveis atmosféricas foi efetuado utilizando uma rotina escrita em linguagem FORTRAN90 desenvolvida pelo *Center for Analysis and Prediction of Storms* (CAPS) da Universidade de Oklahoma, originalmente concebida para pós-processar saídas do modelo numérico *Atmospheric Regional Prediction System* (ARPS). Esta rotina foi modificada por Nascimento (2004), Foss (2011) e no presente trabalho para efetuar o cálculo da variável Qint. No seu cálculo, foi empregado o método numérico de integração de Simpson, dividindo o intervalo de integração em dez camadas com espaçamento entre si de 300 m.

O passo seguinte foi delimitar as duas regiões de interesse neste estudo: a Serra Gaúcha (SG), compreendida entre as latitudes 28°S e 30°S e as longitudes 50°O e 53°O e a Campanha Gaúcha (CG), situada entre 30°S e 32°S e 55°O e 58°O (Figura 2.1(b)). A motivação por trás da escolha destas regiões foi uma possível existência de diferenças regionais no comportamento climatológico dos parâmetros convectivos e do próprio comportamento das tempestades severas. Apesar de ambas as regiões estarem situadas no RS, a SG se localiza no nordeste do RS, próxima ao setor litorâneo, enquanto a CG situa-se mais no interior do continente. Além disso, existem diferenças orográficas importantes entre elas. A SG é composta basicamente por uma orografia complexa, com elevações superiores a 700 m acima do nível médio do mar na maior parte de seu território. Em comparação, o terreno na CG é predominantemente plano e pouco elevado, usualmente entre 100 m e 300 m acima do nível médio do mar.

O critério para seleção de eventos de escoamento de N-NO em baixos níveis con-

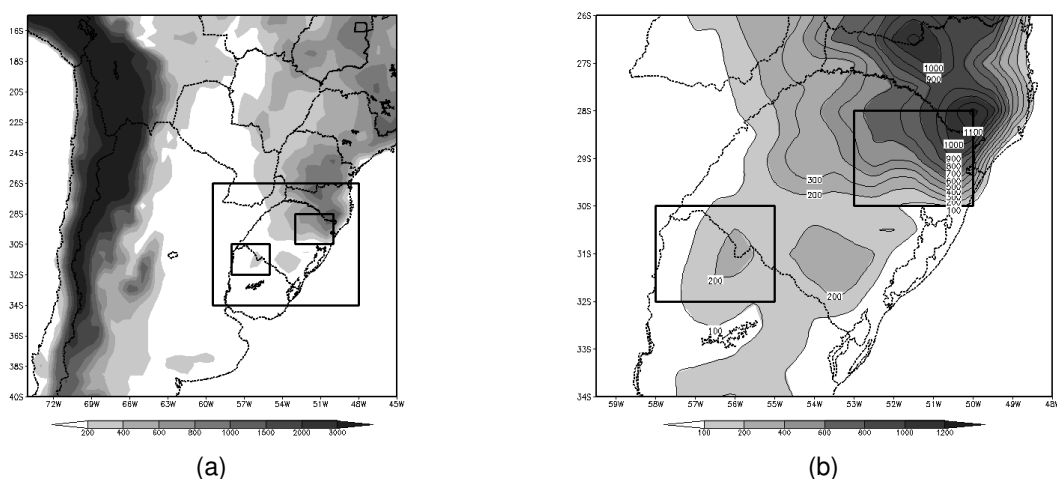


Figura 2.1: Mapas de elevação da América do Sul mostrando as regiões abordadas nesta pesquisa. (a) Setor central da América do Sul; a caixa maior é ampliada em (b). (b) O estado do Rio Grande do Sul (RS): a caixa situada no nordeste do estado é o domínio que representa a Serra Gaúcha e a caixa na região sudoeste do RS e noroeste do Uruguai delimita a Campanha Gaúcha.

siste na avaliação da direção do vento em superfície (10 m) e no nível isobárico de 850 hPa, sobre ambas as regiões. Primeiro, são selecionados apenas os horários dos arquivos diários do CFSR que apresentam vento em superfície soprando do setor compreendido entre 270° e 90° . Feito isso, para o nível de 850 hPa é tomada a média espacial das componentes zonal (u) e meridional do vento (v) para cada horário sobre o domínio. Em seguida, verifica-se o sinal das componentes médias u e v . Caso a componente média u seja positiva e a componente média v seja negativa (i. e., o vetor vento em 850 hPa situa-se entre 270° e 360°), o horário é classificado como um evento de escoamento de N-NO. Isto é feito para garantir que os regimes atmosféricos amostrados neste estudo sejam representativos do setor quente de distúrbios de latitudes médias. Utilizando este mesmo procedimento foram extraídas as médias espaciais de cada uma das variáveis empregadas neste estudo sobre a SG e a CG, para cada ocasião (horário) selecionada. Seguindo este critério, foram geradas duas amostras independentes, referentes a cada uma das regiões.

2.1.2 Verificação da ocorrência de tempestades e “proxies” para a intensidade da convecção

Concluída a etapa descrita anteriormente, o segundo passo da avaliação sinótico-climatológica desenvolvida neste estudo é verificar se nos dias em que foi detectado um escoamento de N-NO em 850 hPa houveram tempestades convectivas nas regiões de interesse. Para isto, foram utilizadas imagens, em formato TIFF (*Tagged Image File Format*)

do canal IV (infravermelho termal; comprimento de onda $10,6 \mu\text{m}$) dos satélites meteorológicos da série GOES (*Geostationary Operational Environmental Satellite*), GOES-10 e GOES-12, com resolução espacial de $4 \text{ km} \times 4 \text{ km}$. Um ponto importante que deve ser mencionado é que o banco de dados de imagens de satélite utilizado neste estudo engloba o período a partir de maio de 2005 até novembro de 2010, de maneira que os meses iniciais do período estudado (dezembro de 2004 a abril de 2005) não dispõem de imagens de satélite. Além disto, mesmo durante o intervalo de tempo com imagens de satélite disponíveis, existem alguns curtos períodos com imagens faltantes. Para completar estas lacunas, foram baixadas imagens de satélite em formato binário referentes aos períodos com imagens faltantes. Estes dados foram fornecidos através de solicitações via *web* pela Divisão de Satélites e Sistemas Ambientais (DSA) do Centro de Previsão de Tempo E Estudos Climáticos (CPTEC). As imagens em formato binário foram comparadas às imagens em formato TIFF para testar se havia coerência entre as duas fontes de dados. O resultado mostrou que as imagens no formato binário são semelhantes àquelas em formato TIFF (Figura 2.2).

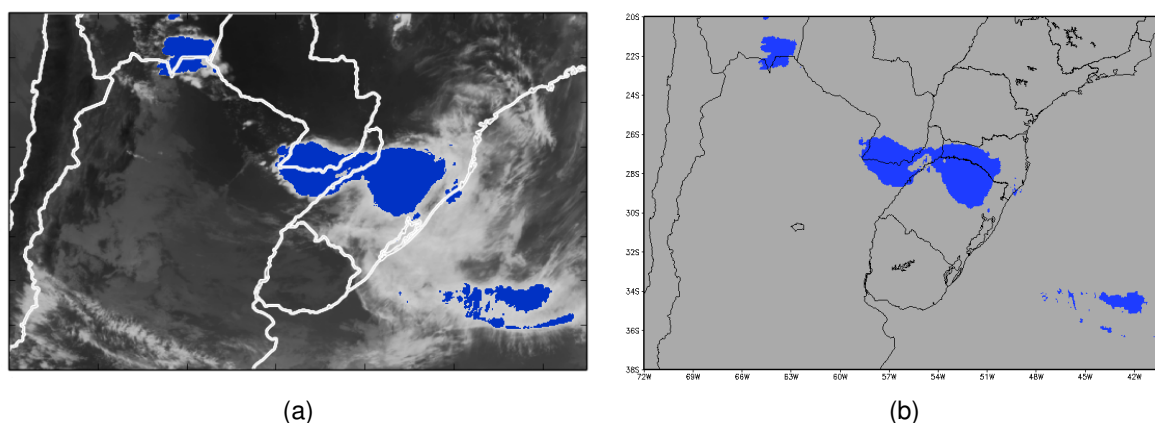


Figura 2.2: Comparação entre imagens do satélite meteorológico GOES (12, neste caso) em diferentes formatos, para 13/10/2008 as 20:45 UTC. (a) Imagem no formato TIFF exibida em uma projeção estéereográfica e (b) imagem em formato binário em projeção de Mercator. Em ambas as figuras, a região sombreada em azul mostra topos de nuvem com Temperatura de Brilho (T_B) igual ou inferior a $-55 \text{ }^\circ\text{C}$.

A verificação da ocorrência de tempestades foi realizada utilizando-se uma estratégia de análise semi-automática de identificação de nebulosidade convectiva através da detecção de topos frios de nuvem. No entanto, é necessário primeiro esclarecer o que é considerado como uma tempestade neste trabalho. O estudo de Machado et al. (1998) define regiões de convecção úmida profunda ativas como aquelas que apresentam Temperatura de Brilho (T_B) (p.ex., Maddox (1980), Velasco e Fritsch (1987), Anabor, Stensrud e Moraes (2008)) de topo de nuvem igual ou abaixo de $-55 \text{ }^\circ\text{C}$ (218 K). Seguindo esta abordagem, diversos outros trabalhos adotaram este limiar de T_B para identificar áreas representativas de convecção ativa (SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007; ANABOR; STENSRUD; MORAES, 2008; BORQUE et al., 2010). Seguindo esta filosofia, neste tra-

balho, tempestades convectivas são definidas como qualquer nebulosidade com T_B igual ou inferior a -55 °C .

O processo de detecção de tempestades é realizado através de três etapas. Primeiro, é executada uma rotina computacional escrita em linguagem *Python* que determina três classes de T_B para cada evento da amostra sobre a região de interesse. Estas classes de T_B possuem a finalidade de verificar a presença ou ausência da atividade convectiva e obter uma estimativa da intensidade das tempestades. São eles: $T_B > -55\text{ °C}$, chamado T_{B0} , $-75\text{ °C} < T_B \leq -55\text{ °C}$, chamado T_{B1} e $T_B \leq -75\text{ °C}$, chamado T_{B2} . Neste sentido, a T_B é utilizada como uma estimativa indireta (*proxy*) para a intensidade da convecção. Esta aproximação baseia-se na ideia de que para que os hidrometeoros congelados sejam elevados até grandes altitudes é necessária a presença de correntes ascendentes intensas. Assim, as tempestades que apresentam topos mais frios, são mais profundas e são sustentadas por acelerações ascendentes mais vigorosas do que as tempestades que possuem topos mais baixos. T_{B0} indica a ausência de atividade convectiva profunda sobre o domínio, de acordo com a definição fornecida anteriormente. Este intervalo inclui uma vasta gama de situações de tempo não associada à convecção úmida profunda¹. Os demais intervalos, T_{B1} e T_{B2} , indicam a ocorrência de tempestades, com T_{B2} naturalmente indicando tempestades mais intensas do que T_{B1} .

A segunda etapa do processo de detecção de tempestades é a investigação de todas as imagens de satélite disponíveis dentro de um período de até 6 (seis) horas a partir da qual um determinado horário foi selecionado. Para isto é utilizada uma rotina escrita em linguagem FORTRAN90 que detecta dentro deste intervalo a imagem que atingiu o valor de T_B mais baixo e associa este ao horário selecionado. Por exemplo, se às 12Z foi identificado um escoamento de N-NO em 850 hPa, todas as imagens disponíveis no intervalo entre as 12Z e as 18Z são analisadas, extraíndo-se a T_B mais baixa e associando-a a uma das classes de T_B mencionadas acima ao horário referente as 12Z.

Em síntese, ao final do procedimento cada ocasião selecionada de ambas as amostras referentes à SG e à CG é associado a um intervalo de T_B que confirma a presença ou ausência de tempestades nestes setores e estima as intensidades delas.

2.2 Métodos estatísticos empregados na análise das amostras

A distribuição anual e sazonal das variáveis empregadas nesta climatologia é apresentada através de uma estatística descritiva baseada na análise de gráficos do tipo *boxplot* (WILKS, 2011) os quais exploram a distribuição percentual das variáveis, mos-

¹Uma desvantagem na utilização de um limiar consideravelmente baixo de T_B é que tempestades severas de topo baixo (p.ex., Oliveira e Nascimento (2011)) são naturalmente excluídas da análise.

trando de uma forma prática a mediana e os principais percentis (que neste estudo são: 5% (q05), 25% (q25), 75% (q75) e 95% (q95)). Os *boxplots* providenciam uma sugestão objetiva do que podem ser considerados valores baixos, medianos ou altos dentro um dado conjunto ordenado de dados. Gráficos de dispersão também são utilizados com a finalidade de explorar o espaço de parâmetros entre as variáveis associadas à instabilidade condicional atmosférica e CVV.

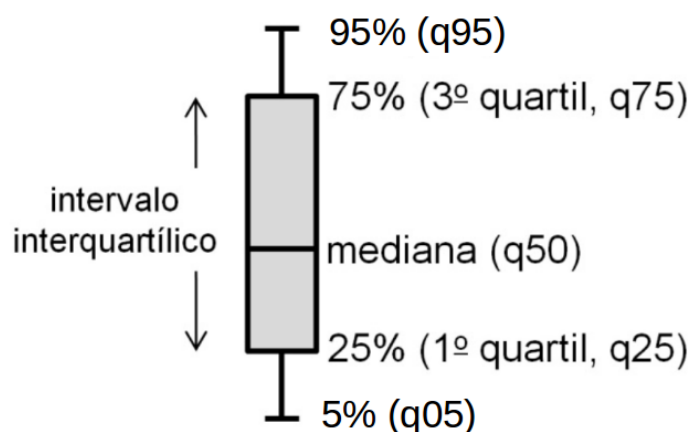


Figura 2.3: Exemplo genérico de um gráfico do tipo *boxplot* exibindo os principais quantis empregados neste estudo. (Adaptado de Wilks (2011)).

Um desafio encontrado em estudos climatológicos de parâmetros convectivos é o fato do parâmetro CAPE possuir uma distribuição estatística dominada por valores iguais, ou em torno de zero. Em função disto, todos os valores de CAPE abaixo de 1 J kg^{-1} são eliminados do cálculo da mediana e dos principais percentis. Ao fazer isto, a amostra referente ao parâmetro CAPE se torna naturalmente menor em relação às demais. A adversidade que surge em função desta escolha é a menor representatividade na interpretação dos resultados referentes à CAPE em relação às outras variáveis. Portanto, a interpretação dos gráficos de dispersão e *boxplots* para esta variável deve ser realizada levando-se em conta esta restrição. Vale mencionar que outros estudos abordando climatologias de ingredientes atmosféricos obtiveram êxito seguindo este procedimento (BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003; BROOKS, 2006; FOSS, 2011), com a leve diferença que neles somente os valores de CAPE iguais a zero são descartados.

2.3 Identificação de padrões sinóticos conducentes ao desenvolvimento de tempestades severas

A etapa final deste estudo visa identificar os regimes atmosféricos em escala sinótica associados (em tese) ao desenvolvimento de tempestades severas durante as ocasiões/horários com escoamento de N-NO em 850 hPa sobre o RS. A abordagem utilizada

para verificar o padrão do escoamento atmosférico em grande escala baseia-se na construção de composições médias dos campos atmosféricos relevantes para a análise das condições favoráveis ao desenvolvimento de convecção severa. Este procedimento é aplicado para: (i) todas ocasiões em que V em 850 hPa é de N-NO e (ii) as anomalias dos subconjuntos T_{B1} e T_{B2} em torno da média obtida em (i). O processo para obter as anomalias médias das variáveis envolveu primeiro o cálculo da média de todas as ocasiões em que V em 850 hPa é de N-NO (Amostra Total, AT), seguido da anomalia em torno da média para cada situação de tempestade e, por fim, gerando-se a média destas anomalias. As variáveis empregadas na composição são: pressão reduzida ao nível médio do mar (PNMM); temperatura do ar a 2 m (T2m); vento (e campos derivados; divergência e vorticidade) a 10 m, 850 hPa, 500 hPa, 200 hPa; altura geopotencial em 850 hPa e 500 hPa; CAPE e LI para uma parcela de superfície; LR entre 700 hPa e 500 hPa e CVV entre 0-6 km. Adicionalmente, em vez de empregar a HRT 0-3 km, é apresentada a anomalia média do CVV nos primeiros 1000 m (CVV 0-1 km), pois este parâmetro é uma medida mais robusta do CVV na baixa troposfera e não depende da estimativa do deslocamento de tempestades como é o caso de HRT 0-3 km.

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Inspeção geral das amostras regionais de escoamentos de N-NO em baixos níveis

Como resultado da aplicação dos critérios de seleção descritos na seção anterior foram obtidas duas amostras, referentes respectivamente às regiões SG e CG, de situações com escoamento de N-NO em 850 hPa. A amostra para SG possui 4063 eventos de escoamento de N-NO enquanto a amostra referente à CG consiste de 2854 eventos.

A Tabela 3.1 apresenta a distribuição dos eventos de escoamento de N-NO de acordo com o seu horário de ocorrência. De uma forma geral, os eventos na SG foram ligeiramente mais frequentes durante o período diurno (12Z e 18Z).

Tabela 3.1: Número de eventos de escoamento de N-NO em 850 hPa como função do horário.

Região	00Z	06Z	12Z	18Z	Total
SG	799	993	1248	1023	4063
CG	581	774	795	704	2854

Mais importante, entretanto, é notar que existe uma diferença substancial entre o tamanho das duas amostras, com a SG apresentando 1209 (29,8%) eventos a mais que a CG. Lembrando que este estudo considera escoamentos de N-NO em 850 hPa de qualquer magnitude, é possível que o número maior de episódios detectados na SG seja devido à existência de circulações anabáticas na encosta oeste que, por sua vez, podem gerar ventos de O-NO em baixos níveis em situações de forçante sinótica fraca, especialmente durante o período diurno (12Z e 18Z) (REPINALDO; NICOLINI; SKABAR, 2014). Entretanto, como a meta aqui é avaliar as condições em grande escala conducentes à formação de tempestades convectivas severas, nenhuma investigação foi conduzida com a finalidade de avaliar a possível influência de circulações de montanha sobre a frequência do escoamento de N-NO.

A Figura (3.1) mostra a distribuição sazonal dos episódios de vento de N-NO em 850 hPa. É possível notar que em todas as estações do ano a SG apresentou um número superior de eventos e o inverno é a época do ano com o maior número de casos registrados nas duas regiões. A época do ano com menor número de eventos é o período quente (verão e primavera). Esta sazonalidade, caracterizada por uma maior frequência de ocorrência no inverno, é semelhante àquela encontrada por Marengo et al. (2004) para os JBNAS identificados nas estações de ar superior situadas mais ao sul em seu estudo. Aqueles autores indicam que o maior número de episódios de JBNAS no inverno é de-

vido à maior atividade baroclínica (e portanto, estabelecimento de escoamento de N-NO em baixos níveis anterior à passagem de frentes frias) na região durante a estação fria, sendo este então provavelmente o mesmo mecanismo responsável pela maior frequência de eventos de escoamento de N-NO na baixa troposfera encontrada aqui.

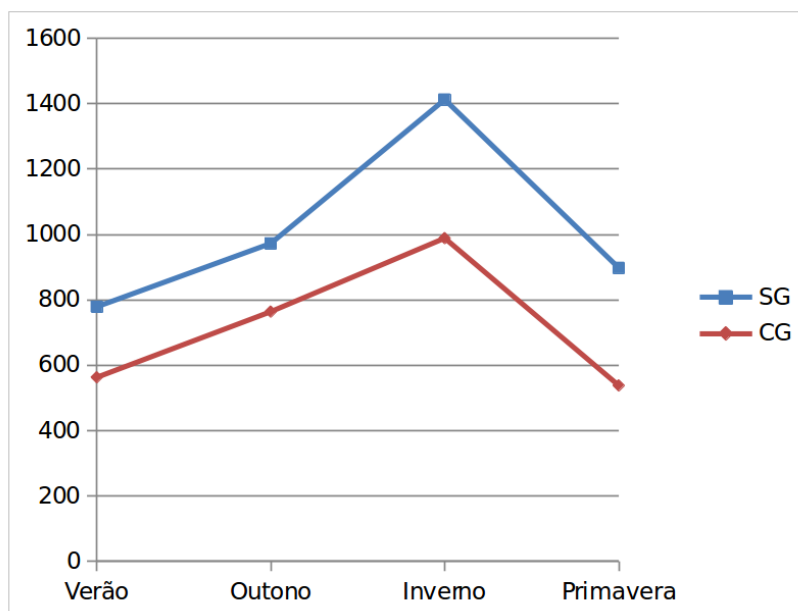


Figura 3.1: Distribuição sazonal de episódios de escoamento de N-NO em 850 hPa sobre a Serra Gaúcha (SG) e a Campanha Gaúcha (CG).

3.2 Climatologia dos parâmetros atmosféricos em escoamentos de N-NO. Parte 1: amostragem geral.

Nesta subseção a distribuição estatística sazonal e anual dos parâmetros convectivos e das demais variáveis atmosféricas é analisada com o auxílio de gráficos *boxplots* indicando suas medianas e os principais percentis (5%, 25%, 75% e 95%).

3.2.1 Parâmetros termodinâmicos (T2m, Qint, CAPE e LR)

As distribuições estatísticas sazonais e anuais de T2m e Qint para a SG e a CG são apresentadas na Figura 3.2. Em todos os painéis mostrados os *boxplots* são agrupados por trimestres representativos das quatro estações do ano (começando sempre pelo trimestre do verão) e com o último *boxplot* representando a distribuição estatística anual. Os números que acompanham cada *boxplot* indicam o tamanho das respectivas amostras.

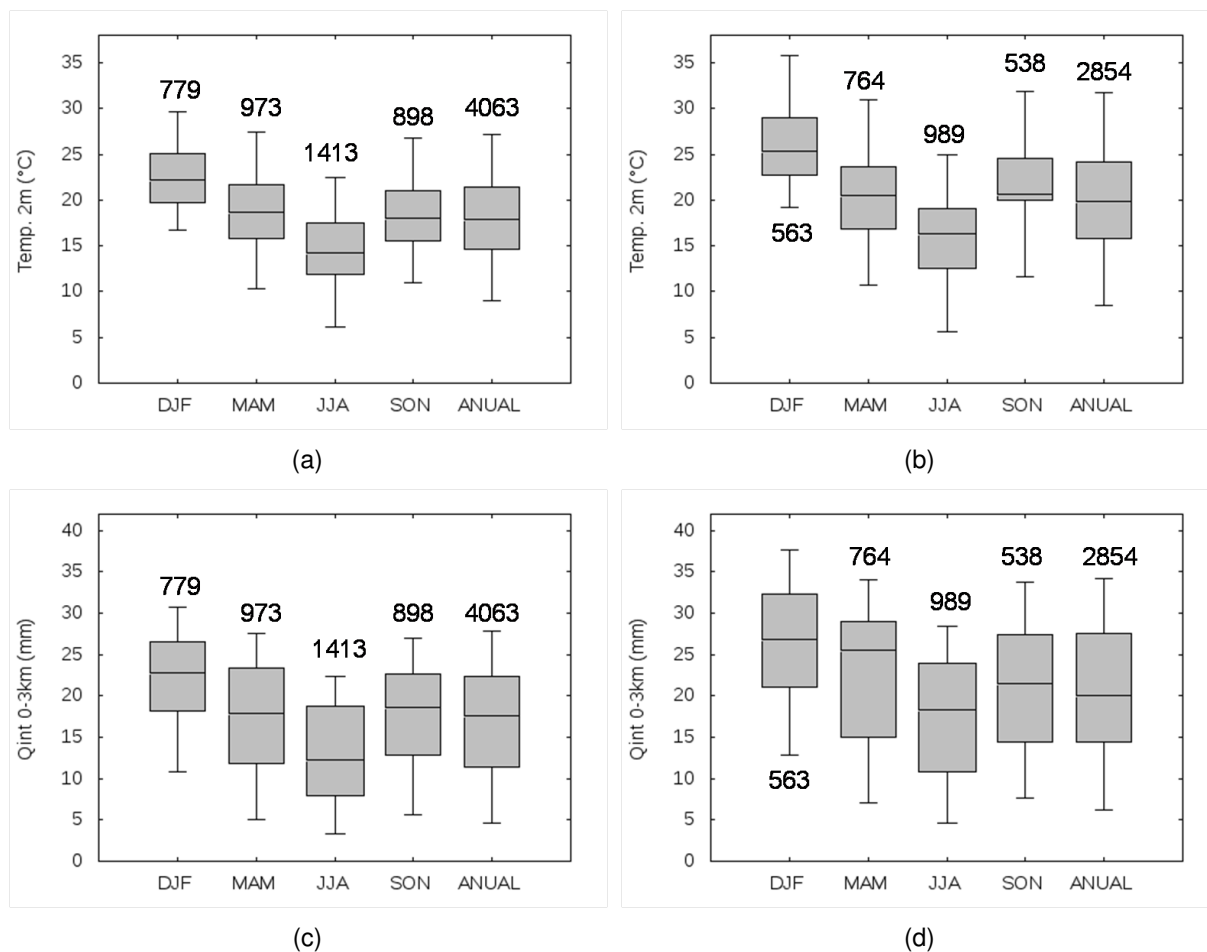


Figura 3.2: Distribuição quantílica sazonal e anual em situações de escoamento de N-NO em 850 hPa, para: (a) – (b) T2m (°C), e (c) – (d) Qint (mm). Os gráficos (a) e (c) referem-se à SG, e os gráficos (b) e (d) à CG. O tamanho da amostra de cada trimestre/ano está indicado entre parênteses em cada boxplot. DJF: verão; MAM: outono; JJA: inverno; SON: primavera.

Como esperado, fica evidente para as duas regiões o ciclo anual de T2m e Qint, com os valores mais altos [baixos] na estação quente [fria]. Quando comparamos as duas localidades é perceptível a influência da maior elevação de SG sobre a magnitude das variáveis, com valores mais baixos tanto de T2m e Qint sobre a Serra (Figuras 3.2(a) e 3.2(b)). Como Qint é calculada integrando-se a umidade específica a partir da superfície (10 m) até a altitude de 3000 m acima do nível do solo em SG o limite superior da camada de integração é mais influenciado pelo ambiente seco da média troposfera do que em CG.

A Figura 3.3 mostra os resultados para CAPE. (Deve-se lembrar que a amostra de CAPE contém apenas valores iguais ou maiores do que 1 J kg^{-1} , sendo, portanto, menor que as amostras das variáveis de T2m e Qint). Em ambas as regiões fica evidente uma grande sobreposição dos valores sazonais de CAPE especialmente na metade inferior da distribuição (entre q05 e a mediana) dificultando um pouco a discriminação de valores típicos de CAPE entre as diferentes estações do ano. Há também uma grande amplitude de valores entre q05 e q95, salientando a grande variabilidade deste parâmetro.

É possível, entretanto, notar um ciclo anual distinto quando consideramos apenas os valores mais altos de CAPE (isto é, mediana e os percentis q75 e q95), sendo estes valores mais elevados durante a estação quente e menores no período frio do ano. Esta dependência de CAPE em relação à época do ano é esperada, pois este parâmetro responde às variações de temperatura e umidade na baixa troposfera, às quais possuem um ciclo anual bem definido (Figura 3.2). Apesar da variabilidade anual semelhante, é possível notar que os percentis q75 e q95 são ligeiramente maiores na CG, o que é consistente com o fato de que T2m e Qint (elementos desestabilizadores da atmosfera) serem mais altos na CG. Outra diferença interessante é que enquanto na SG é observada uma queda natural da mediana, q75 e q95 de DJF para MAM, na CG tal diminuição não é observada. Este resultado indica que condições mais instáveis na CG persistem até o outono. Contudo é necessário lembrar que há uma importante diferença de tamanho entre as amostras de SG e CG, e por isto a comparação entre as duas regiões para o parâmetro CAPE deve ser feita com cautela.

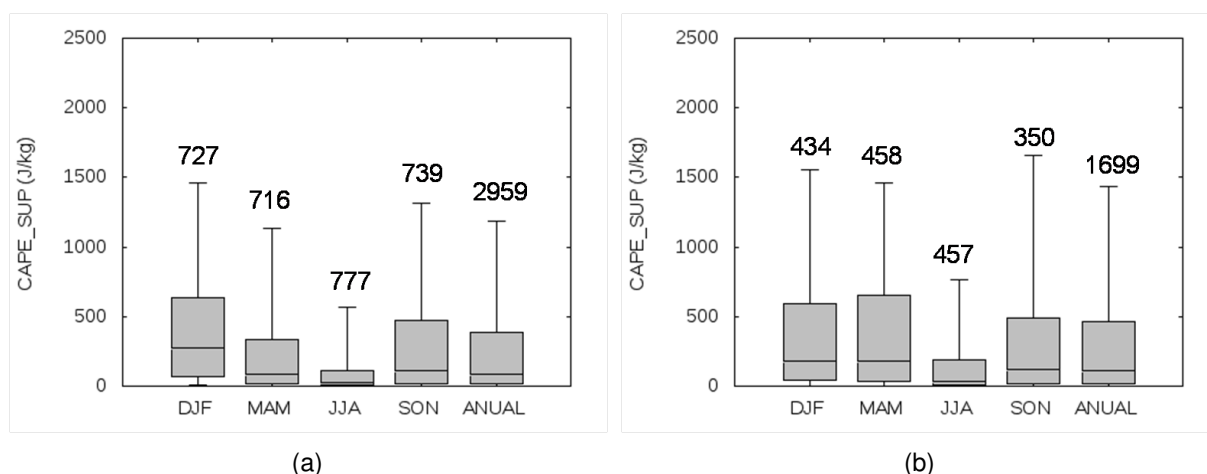


Figura 3.3: Como na Fig. 3.2, mas para CAPE (J kg^{-1}): (a) SG, (b) CG. Note que o tamanho da amostra do parâmetro CAPE é inferior ao das demais variáveis.

Outro fator que desempenha um papel importante em modular a magnitude e a variabilidade de CAPE é o LR entre 700 hPa e 500 hPa. A Figura 3.4 mostra os resultados para este parâmetro. Dentre todas as variáveis abordadas neste estudo, o LR é aquela que apresenta a menor variabilidade sazonal e anual para as duas regiões. Isto fica evidente pelo pequeno intervalo entre q05 e q95 e pela grande sobreposição entre os intervalos interquartílicos ao longo de todo o ano. Este aspecto deve-se ao fato de LR ser pouco sensível às intensas variações de temperatura em superfície discutido anteriormente.

Apesar da fraca variabilidade sazonal, existe uma ligeira tendência para os maiores valores de LR ocorrerem durante JJA e SON. Foss (2011) afirma que este comportamento provavelmente é observado devido à intrusão mais frequente de ciclones extratropicais e vórtices ciclônicos de médios e altos níveis na estação fria, que são responsáveis

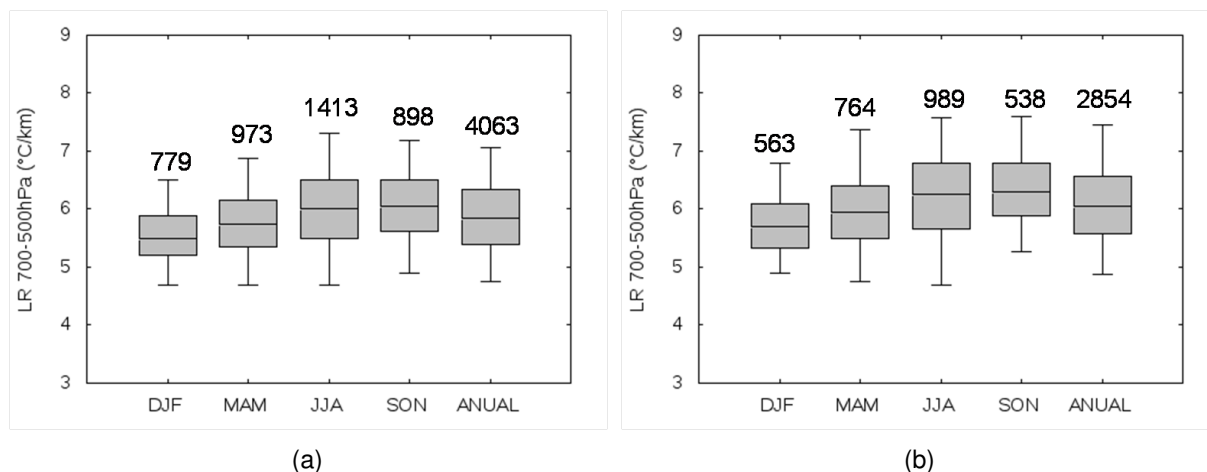


Figura 3.4: Como na Fig. 3.2, mas para o parâmetro LR entre 700-500 hPa ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$). a) SG e b) CG.

por estabelecer “piscinas” de ar frio em médios níveis, aumentando a magnitude do LR. No entanto, se compararmos a Figura 3.3 (para CAPE) com a Figura 3.4, percebe-se que o aumento de LR no inverno não reflete em um aumento correspondente de CAPE, pois o aporte de ar quente e úmido é menor nesta época do ano. Assim como em Foss (2011), este resultado indica que a maior oferta de calor e umidade na CLP no verão é mais eficiente que o resfriamento na média troposfera no inverno em gerar valores altos de CAPE.

3.2.2 Parâmetros cinemáticos (V850, CVV 0-6 km e HRT 0-3 km)

É mostrado na Figura 3.5 o resultado da distribuição estatística para V850. De forma geral, a variabilidade desta variável ao longo do ano para as duas regiões é caracterizada por valores mais elevados de V850 no inverno, seguido pela primavera. A ocorrência de V850 mais intenso durante JJA e SON é consistente com a incursão mais frequente de sistemas baroclínicos migratórios nesta época do ano. Estes sistemas são responsáveis por induzir queda de altura geopotencial (pressão atmosférica) em baixos níveis e, por conseguinte, intensificação do escoamento de N-NO no RS e regiões adjacentes (p.ex., Marengo et al. (2004)), que é onde tipicamente se estabelece o setor quente do distúrbio baroclínico durante seu crescimento na Bacia do Prata.

A Figura 3.6 apresenta a distribuição trimestral e anual para o parâmetro CVV 0-6 km. Embora exista uma sobreposição considerável entre os intervalos interquartílicos trimestrais, é possível identificar um ciclo anual para este parâmetro tanto na SG quanto na CG, com o trimestre DJF apresentando os menores valores de CVV 0-6 km. Para JJA ambas as regiões exibiram mais de 50% dos eventos com valores acima de 20 m s^{-1} , que é uma magnitude relativamente alta. Esta variabilidade anual do parâmetro CVV 0-6

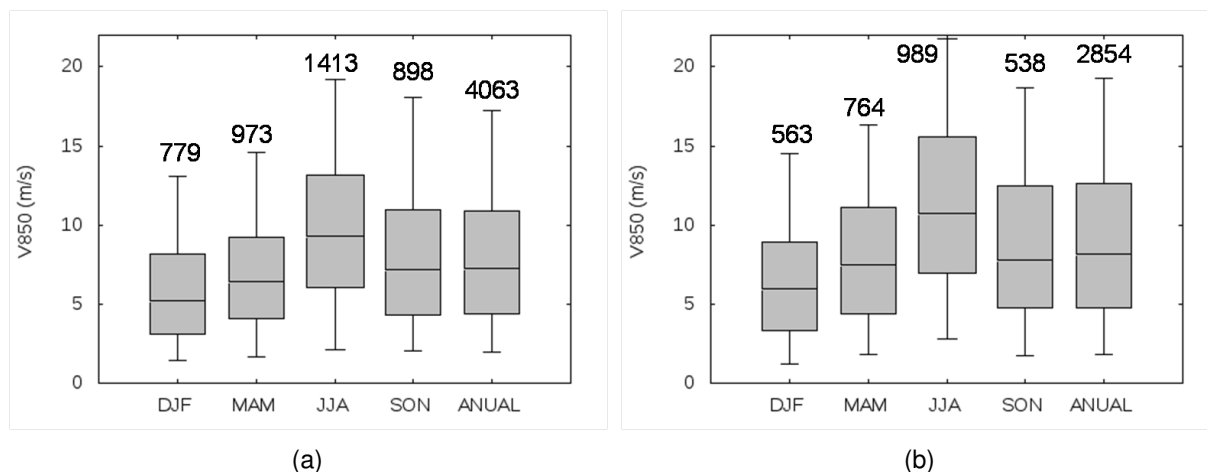


Figura 3.5: Como na Fig. 3.2, mas para V850 (m s^{-1}). a) SG e b) CG.

km já era esperada visto que, durante o inverno, o regime atmosférico nos subtrópicos da América do Sul é caracterizado pela incursão frequente de sistemas baroclínicos, fator que, por sua vez é uma importante fonte de CVV em uma camada profunda através da relação de vento térmico (i.e., se manifestando pela presença recorrente do jato polar sobre a região). Por outro lado, no verão a atmosfera nesta região apresenta um regime mais tropical (“barotrópico”), de maneira que valores altos de CVV 0-6 km são mais raros nesta época. Este contraste “verão *versus* inverno” fica bem refletido na quase total ausência de sobreposição dos intervalos interquartílicos de CVV 0-6 km entre DJF e JJA, para as duas regiões (Fig. 3.6).

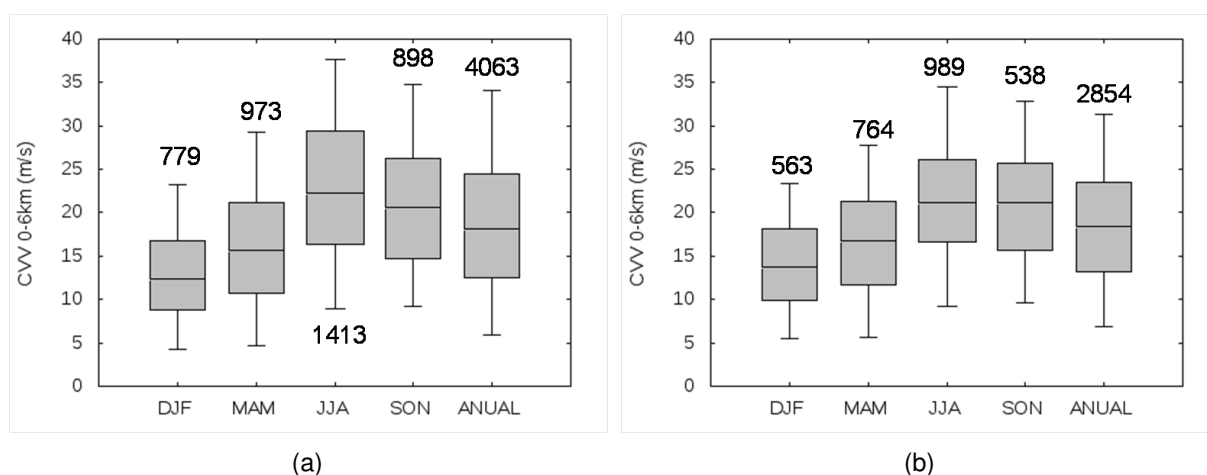


Figura 3.6: Como na Fig. 3.2, mas para o parâmetro CVV 0-6 km (m s^{-1}). a) SG e b) CG.

Um aspecto que merece atenção ao combinarmos a análise da Fig.3.6 com a Fig.3.3 (para CAPE) é a presença simultânea de valores moderados a altos de CVV 0-6 km e CAPE nas duas estações de transição (particularmente na primavera). É interessante ressaltar que muitos eventos significativos de tempo convectivo severo no RS foram observados nas estações de transição (NASCIMENTO et al., 2014).

A Figura 3.7 indica os resultados encontrados para a variável HRT 0-3 km. Situações atmosféricas pré-convectivas caracterizados por valores muito negativos de HRT no Hemisfério Sul são particularmente favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas (NASCIMENTO, 2005; NASCIMENTO et al., 2014). Uma inspeção geral da Figura 3.7 mostra que HRT 0-3 km é dominado por valores negativos, o que não é surpresa pois amostramos apenas ambientes cujo perfil de vento está associado a advecção quente em baixos níveis - i.e., giro anti-horário do vento (e, ocasionalmente do vetor CVV) com a altura. O comportamento sazonal e anual HRT 0-3 km é semelhante na SG e na CG. Assim como discutido para CVV 0-6 km, os maiores valores em módulo são encontrados no inverno, seguidos pela primavera. Durante o verão e o outono, valores de HRT 0-3 km abaixo de $-150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ são relativamente raros.

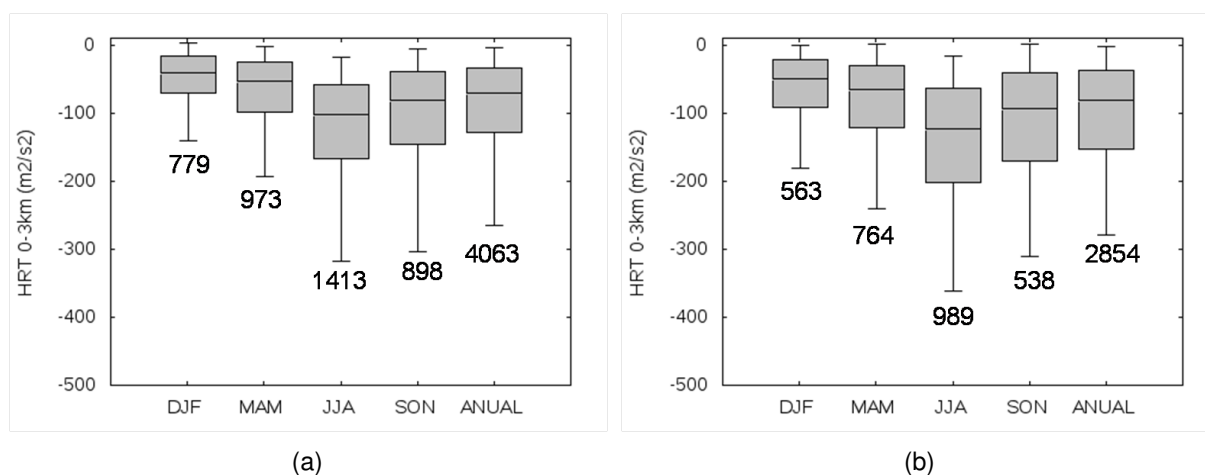


Figura 3.7: Como na Fig. 3.2, mas para HRT 0-3 km (m^2s^{-2}). (a) SG, (b) CG.

Estes resultados devem ser interpretados com algum cuidado; o cálculo de HRT depende da estimativa do movimento esperado das tempestades, o qual é estimado a partir de um método com base na climatologia de deslocamento de tempestades severas da América do Norte. Entretanto, alguns estudos de caso indicam um bom grau de sucesso na aplicação deste método em prever o movimento de tempestades severas e, com ele, calcular HRT na América do Sul (p. ex., Nascimento e Foss (2010), Oliveira e Nascimento (2011)).

3.3 Climatologia dos parâmetros atmosféricos em escoamentos de N-NO. Parte 2: amostragem com nebulosidade convectiva.

Neste item é examinada a distribuição estatística das mesmas variáveis associadas aos ingredientes atmosféricos necessários para o desenvolvimento de convecção severa, mas agora estratificando os resultados como função da profundidade da atividade

convectiva observada – estimada pelos critérios apresentados na Seção 2. É também apresentada uma análise combinada (espaço de parâmetros) para CAPE e CVV, como função da profundidade da convecção.

3.3.1 Tamanho das amostras como função de T_B

É desejável primeiro apresentar como o número de eventos de escoamento de N-NO em 850 hPa se distribui em função dos diferentes intervalos de T_B usados neste estudo. A Tabela 4.2 indica esta distribuição, tanto para a SG como CG. Naturalmente há uma redução no tamanho da amostra à medida que avançamos de T_{B0} até T_{B2} , isto é, em direção aos intervalos de T_B mais frios e, portanto, menos frequentemente observados. Contudo, apesar de a “população” de eventos de V850 de N-NO estar concentrada no intervalo que corresponde a T_{B0} (em tese, ausência de tempestades), cerca de 30% dos episódios estão associados à ocorrência de tempestades convectivas (T_{B1} ou T_{B2}) na SG e na CG. Além disto, o número de ocasiões com tempestades alcançando T_{B2} na CG (162) é maior do que aquele encontrado na SG (107). Em termos percentuais, este número na CG (5,7%) é mais de duas vezes maior do que na SG (apenas 2,6%). Este resultado aponta para uma importante diferença regional na frequência relativa com que as tempestades mais profundas ocorrem nas duas regiões.

Este resultado também concorda com o trabalho climatológico de Rasmussen e Houze (2011), que utilizaram dados do radar de precipitação a bordo do satélite TRMM para identificar diferentes regimes de tempestades em sub-regiões geograficamente distintas da América do Sul a leste dos Andes. Eles identificaram que a convecção profunda sobre a região que inclui a CG apresenta-se com mais frequência no estágio maduro (e de máxima intensidade) do que a convecção observada sobre a SG onde predominam grandes áreas de precipitação estratiforme indicativas de convecção em estágio de decaimento.

Estas variações regionais no comportamento das tempestades no RS em situações de escoamento de N-NO em baixos níveis possuem um valor importante em um contexto operacional, de forma que a documentação dos ambientes pré-convectivos são peças vitais para aprimorar o entendimento e a previsão de tempestades convectivas severas neste estado.

Tabela 3.2: Número de eventos de escoamento de N-NO em 850 hPa em função dos limiares de T_B (°C). Os números entre parênteses representam o percentual (%) em relação à amostra total.

Região	T_{B0}	T_{B1}	T_{B2}	Total
SG	2929 (72,1)	1027 (25,3)	107 (2,6)	4063 (100)
CG	2008 (70,3)	684 (24)	162 (5,7)	2854 (100)

3.3.2 Distribuição das variáveis ambientais por intervalo de T_B

A Figura 3.8 ilustra, a distribuição anual para T2m, Qint e CAPE (da parcela de superfície), em função do intervalo de T_B . Os *boxplots* referentes à distribuição estatística de T2m e Qint (Figuras 3.8(a)-(d)) mostram, para as duas regiões, que há um aumento monotônico na magnitude das duas variáveis como a redução de T_B . De fato, ao se comparar diretamente os *boxplots* das classes T_{B0} e T_{B2} (tanto para T2m como para Qint) percebe-se que há pouca ou nenhuma sobreposição dos respectivos intervalos interquartílicos, indicando uma importante discriminação entre as duas amostras. Como exemplo mais extremo desta distinção, pode-se citar o aumento de mais de 10 mm na mediana de Qint para a CG quando comparamos T_{B0} com T_{B2} (Figura 3.8(d)).

Como consequência da combinação de maior T2m e maior Qint para as situações de convecção mais profunda, é possível notar (Figuras 3.8(e) e 3.8(f)) que existe também uma clara tendência monotônica ascendente nos valores de CAPE à medida que T_B se reduz (i.e., para tempestades mais intensas). Também para CAPE, a sobreposição entre os intervalos interquartílicos correspondentes a T_{B0} e T_{B2} é mínima.

Estes resultados combinados indicam que o aumento da temperatura e da umidade nos baixos níveis da atmosfera são os fatores principais de desestabilização da atmosfera (i.e., na modulação da CAPE). Outro aspecto importante ainda considerando CAPE, é o aumento da variabilidade que existe neste parâmetro à medida que T_B diminui de T_{B0} até T_{B2} (Figs. 3.8(e) e 3.8(f)), com os percentis inferiores (q05) deste parâmetro permanecendo “ancorados” em valores baixos mesmo para T_{B2} (bem abaixo do que seria normalmente esperado em ambientes característicos de tempestades severas).

Existem duas possíveis explicações para o último resultado mencionado acima. Primeiro, a CAPE neste trabalho é calculada a partir da parcela de superfície. Como são considerados todos os horários sinóticos que apresentaram V850 de N-NO, é provável que parte das tempestades detectadas tenha ocorrido durante o período noturno quando a CAPE de superfície atinge valores mínimos. Geralmente, durante a noite, as parcelas de ar instáveis (flutuantes) que alimentam as tempestades têm sua origem em níveis acima da camada superficial estável que se desenvolve após o pôr-do-sol (MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). Neste sentido, seria desejável analisar-se também a CAPE da parcela mais instável nos primeiros 300 hPa (NASCIMENTO, 2005). Esta lacuna será preenchida em estudos futuros.

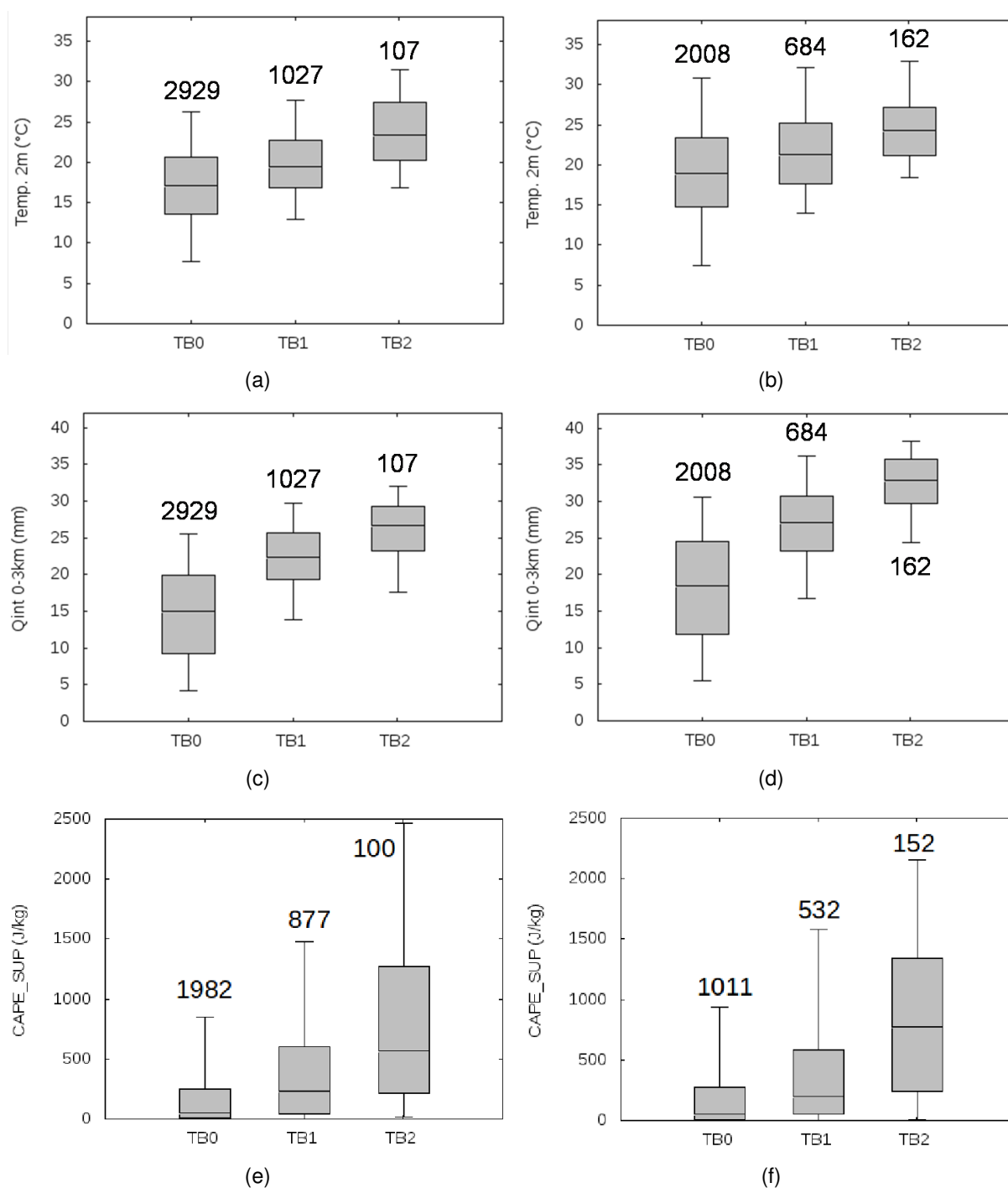


Figura 3.8: Distribuição quantílica (em situações de escoamento de N-NO em 850 hPa) de parâmetros termodinâmicos como função da temperatura de brilho (T_B) do topo da nebulosidade: (a) – (b) Temperatura a 2m (°C), (c) – (d) Qint (mm), e (e) – (f) CAPE da parcela de superfície ($J\ kg^{-1}$), para as regiões SG (Figs. a, c, e) e a CG (Figs. b, d, f). O tamanho da amostra de cada classe de T_B está indicado próximo ao seu respectivo *boxplot*.

Além disto, apesar da imposição do critério de T_B inferiores a $-55\text{ }^{\circ}\text{C}$ para detecção de áreas de convecção ativa, é possível que algumas das ocasiões de T_B baixo representem “escudos” de nebulosidade frios provenientes de grandes tempestades (tais como SCMs), localizados na periferia das regiões estudadas, e que foram transportados sobre as regiões pelo escoamento em médios e altos níveis. Nestas situações, as áreas de instabilidade condicional não necessariamente incluem as regiões onde CAPE foi efetivamente calculado.

Direcionamos nossa atenção agora para os resultados referentes ao parâmetro LR entre 700 hPa e 500 hPa, mostrados na Figura 3.9. Este parâmetro apresentou grande sobreposição entre os intervalos interquartílicos (q_{25} - q_{75}). De fato, entre todas as variáveis investigadas nesta pesquisa, LR foi a que apresentou a menor capacidade de discriminar os três regimes de T_B . A mediana se mantém praticamente constante em torno de $6\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ para as duas regiões e para as três classes de T_B (Figura 3.9). Se considerarmos $6,5\text{ }^{\circ}\text{C km}^{-1}$ como o valor de LR acima do qual a camada é considerada condicionalmente instável, pode-se notar que este valor é atingido ou superado em menos de 25% do total de eventos de V850 de N-NO com tempestades (T_{B1} e T_{B2}) sobre o RS. Este resultado também concorda com aquele discutido por Foss (2011), que encontrou baixas magnitudes de LR. Comparados com climatologias realizadas para as Planícies Centrais da América do Norte (p. ex., Craven, Brooks e Hart (2004)), os LRs entre 700 hPa e 500 hPa aqui encontrados são bem mais baixos, assemelhando-se mais aos valores típicos observados no sudeste dos EUA (p.ex., Figura 7.1 de Markowski e Richardson (2010)).

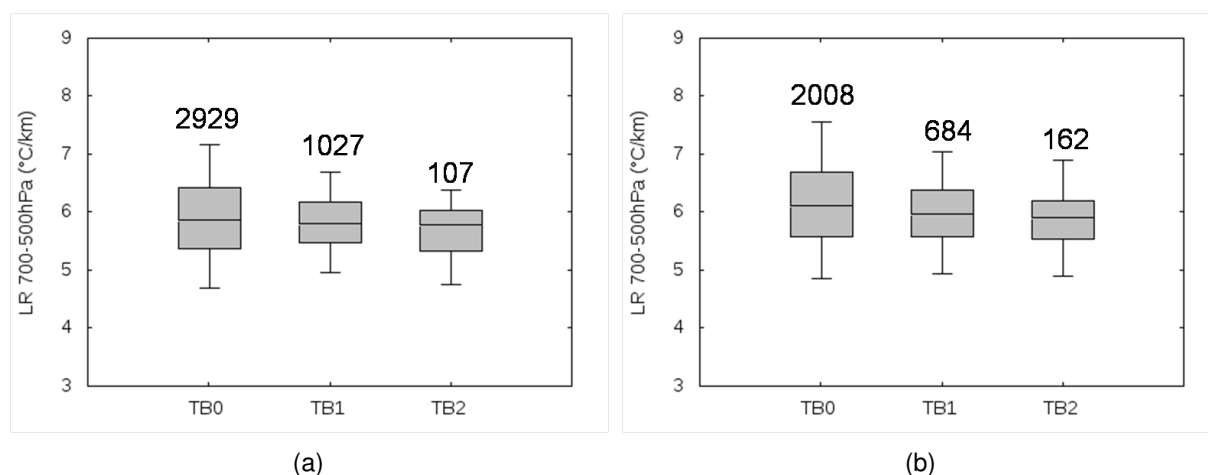


Figura 3.9: Igual à Figura 3.8, mas para o parâmetro LR entre 700-500 hPa ($^{\circ}\text{C km}^{-1}$), para (a) SG e a (b) CG.

A diferença em LR (de níveis médios) encontrada aqui em relação à climatologia das Planícies Centrais da América do Norte ocorre devido às diferenças geográficas que existem entre estas regiões. Na América do Norte a existência de um extenso platô nos estados do Colorado e do Novo México (centro-oeste dos EUA) funciona como uma importante fonte elevada de aquecimento sensível que dá origem a intensos LRs quando

há a intrusão de cavados migratórios na média troposfera (p.ex., Carlson et al. (1983)). Nos subtropicais da América do Sul a característica geográfica é diferente, pois os Andes são mais íngremes e estreitos do que as Montanhas Rochosas, de modo que a fonte elevada de aquecimento sensível (na encosta leste da Cordilheira) é muito geograficamente confinada, reduzindo então sua eficácia na geração de uma ampla “pluma” de intensos LRs.

Um importante resultado desta discussão é a evidência (já mencionada em Foss (2011)) de que na nossa região de interesse o aumento de CAPE é controlado quase que inteiramente pelo aumento da oferta de ar quente e úmido em baixos níveis (Figura 3.8), sem contribuição significativa de altos valores de LR. Altos valores de LR são raros.

Na Figura 3.10 são exibidos os resultados para V850. Esta variável apresenta grande variabilidade e acentuada sobreposição entre os intervalos interquartílicos para as três classes de T_B . Ainda assim alguns detalhes merecem destaque: na SG (Fig. 3.10(a)) cerca de 75% das tempestades (T_{B1} e T_{B2}) ocorrem com V850 de N-NO maior ou igual a 5 m s^{-1} , enquanto que na CG (Fig. 3.10(b)) as intensidades de V850 são um pouco mais altas nas situações de tempestades. Foi também para a CG que ficou mais perceptível a (ligeira) dependência entre a magnitude de V850 e a profundidade da convecção.

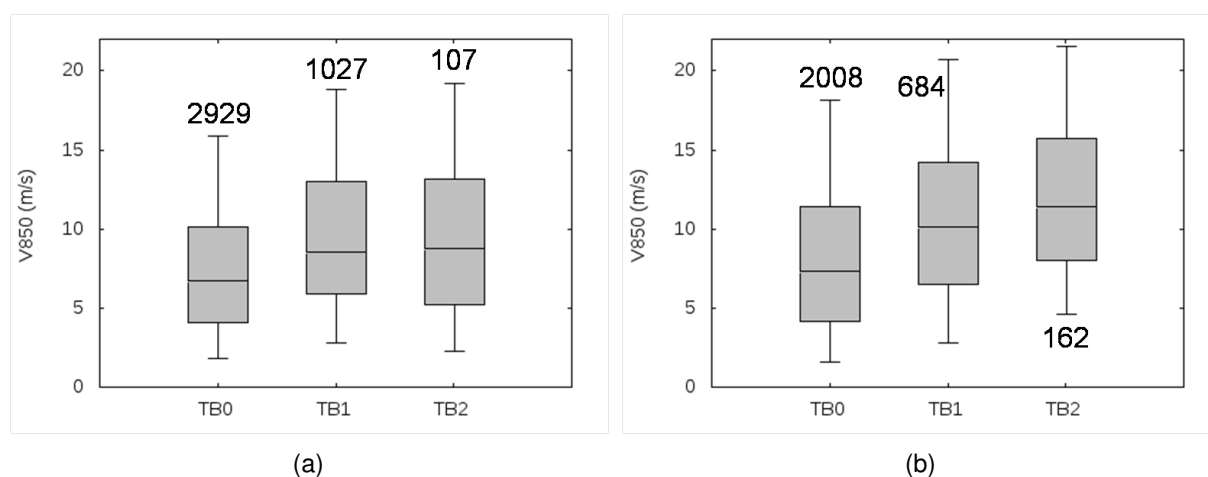


Figura 3.10: Igual à Figura 3.8, mas para a magnitude do V850 (m s^{-1}), para a SG e a CG.

Quase metade das tempestades com T_{B2} na CG ocorrem na presença de escoamentos com velocidades iguais ou superiores a 12 m s^{-1} , que é um dos critérios para a caracterização de JBNs (BONNER, 1968; MARENGO et al., 2004), enquanto que na amostra de T_{B0} menos de 25% dos escoamentos apresentaram valores acima de 12 m s^{-1} . Isto é um indício da presença mais frequente do JBNAS no estabelecimento das condições atmosféricas favoráveis ao desenvolvimento de tempestades mais intensas na CG. A atuação do JBNAS será abordada em mais detalhes na seção seguinte.

A Figura 3.11 apresenta resultados para os parâmetros CVV 0-6 km e HRT 0-3

km. Considerando primeiramente CVV 0-6 km (Figs.3.11(a) e 3.11(b)), nota-se que este parâmetro é um mau discriminador entre as diferentes classes de T_B para as duas regiões estudadas, havendo uma grande sobreposição entre os intervalos interquartílicos e quase uma constância na mediana (entre 15 e 20 m s^{-1}). Logo, não há uma tendência para as tempestades com menores T_B serem mais favorecidas em um regime de moderado/alto CVV 0-6 km.

De uma maneira geral a HRT 0-3 km (Figs. 3.11(c) e 3.11(d)) também não discrimina bem as diferentes classes de T_B . Entretanto, é válido mencionar que para a situações de tempestades (T_{B1} e T_{B2}) (e apenas para estas) o primeiro quartil (q25) mantém-se abaixo de $-150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, que é um limiar (em módulo) usualmente considerado teoricamente favorável ao desenvolvimento de tempestades severas (NASCIMENTO, 2005).

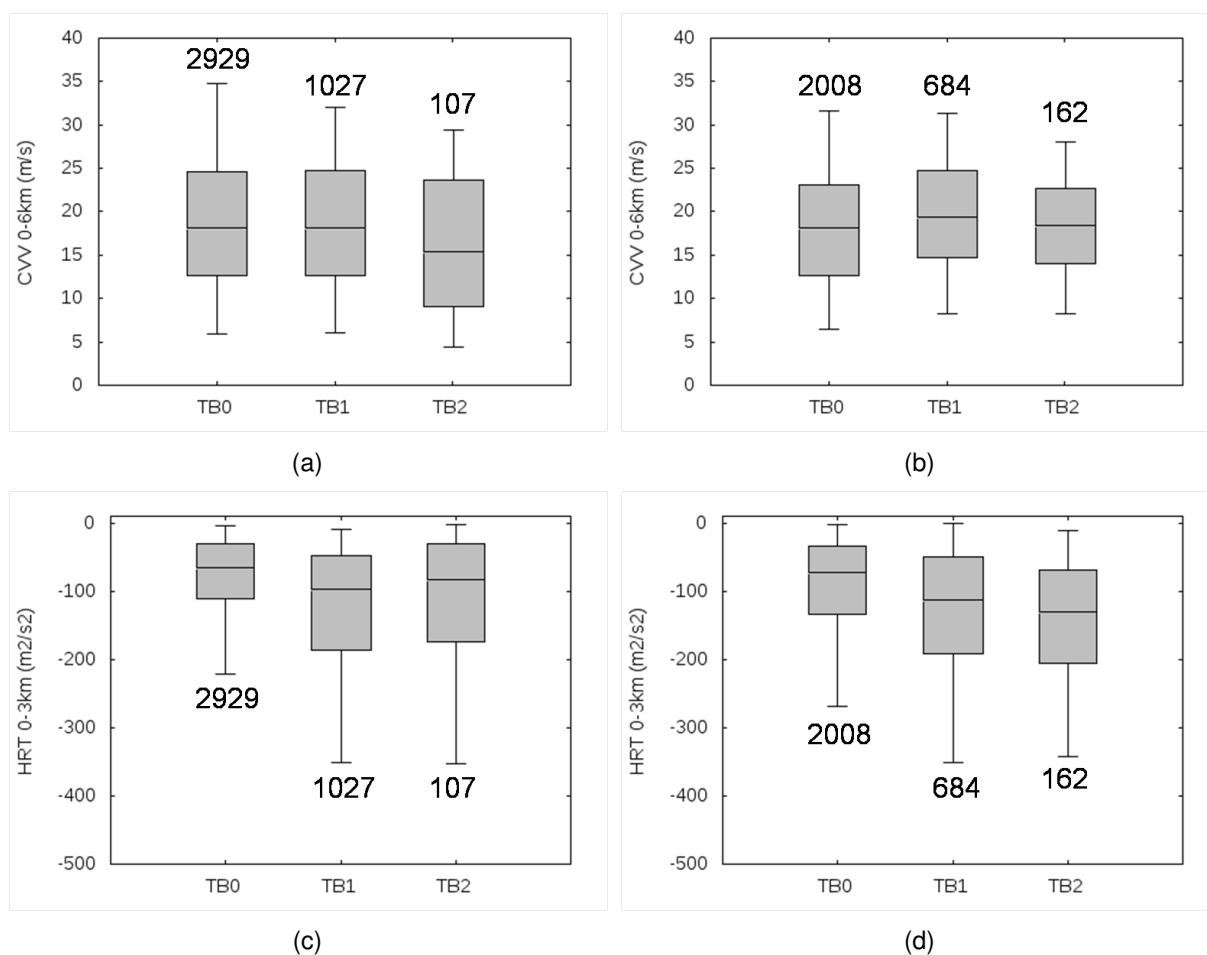


Figura 3.11: Igual à Figura 3.8, mas para os parâmetros: (a) – (b) CVV 0-6 km (m s^{-1}), (c) – (d) HRT 0-3 km ($\text{m}^2 \text{ s}^{-2}$), para: a) SG e b) CG.

3.3.3 O espaço de parâmetros entre instabilidade condicional e CVV

Na Seção anterior foi mostrado que há uma tendência crescente nos valores de CAPE à medida que os valores de T_B diminuem mas que, por outro lado, esta tendência não é encontrada com o parâmetro CVV 0-6 km.

Ao mesmo tempo, é sabido que o desenvolvimento de tempestades severas de latitudes médias requer a presença simultânea de valores moderados/altos de instabilidade condicional e CVV (RASMUSSEN; BLANCHARD, 1998; BROOKS; LEE; CRAVEN, 2003; BROOKS, 2006). Entretanto, quando altas taxas de precipitação são incluídas na definição de tempo severo a presença de valores altos de CVV deixa de ser uma condição necessária (NASCIMENTO, 2005). Como a T_B não é um parâmetro capaz de isoladamente discriminar entre tempestades severas geradoras apenas de altas precipitações (i.e., sem ventos intensos ou tornados) daquelas que geram vendavais e tornados, é interessante averiguar como é a distribuição sazonal combinada de CAPE e CVV como função das diferentes classes de T_B aqui empregadas.

Para isto, espaço de parâmetros entre a CAPE (da parcela de superfície) e o CVV 0-6 km é explorado utilizando-se gráficos de dispersão válidos para cada região e estação do ano (Figuras 3.12 e 3.13). Somente as ocasiões que apresentaram valores de CAPE superior a 1 J kg^{-1} são consideradas. O tamanho das amostras referentes a cada região e a cada estação é informado na legenda de cada Figura.

Comparando-se os painéis (a) e (c) de cada figura é possível notar a transição entre o regime de alto CAPE e baixo CVV 0-6 km no verão (painéis a) para uma situação com valores moderados/altos de CVV 0-6 km e CAPE baixo no inverno (painéis c). Isto fica bem evidente ao observar que no verão existe uma maior tendência para as tempestades, especialmente as com topos mais frios (T_{B2}), se situarem nos espaço caracterizado por valores de CAPE em torno e acima de 1000 J kg^{-1} e CVV 0-6 km abaixo de 20 m s^{-1} . Em contrapartida, no inverno os pontos “migram” em direção ao regime de CVV 0-6 km acima de 20 m s^{-1} e CAPE abaixo de 1000 J kg^{-1} . Nesta estação, tempestades no intervalo T_{B2} são raramente observadas ¹.

Em meio a estes dois regimes extremos estão os ambientes de outono e primavera (painéis (b) e (d)) onde nota-se um maior número de pontos presentes dentro do espaço de alto CAPE e alto CVV 0-6 km (retângulo superior direito em cada painel). Estes resultados indicam que as estações de transição apresentam uma maior frequência relativa de condições atmosféricas propícias ao desenvolvimento de tempestades severas de latitudes médias (concordando com Foss (2011)). Também confirmam que outono e primavera são estações de maior frequência relativa de registro de tempestades convectivas mais profundas dentro do regime de alto CAPE e alto CVV. Esta confirmação observacional

¹ Apesar de tempestades com topos acentuadamente frios serem raras no inverno, alguns estudos apontam para a ocorrência de episódios significativos de tempo severo associados a tempestades de topo baixo durante esta estação, especialmente na região serrana do RS (OLIVEIRA; NASCIMENTO, 2011).

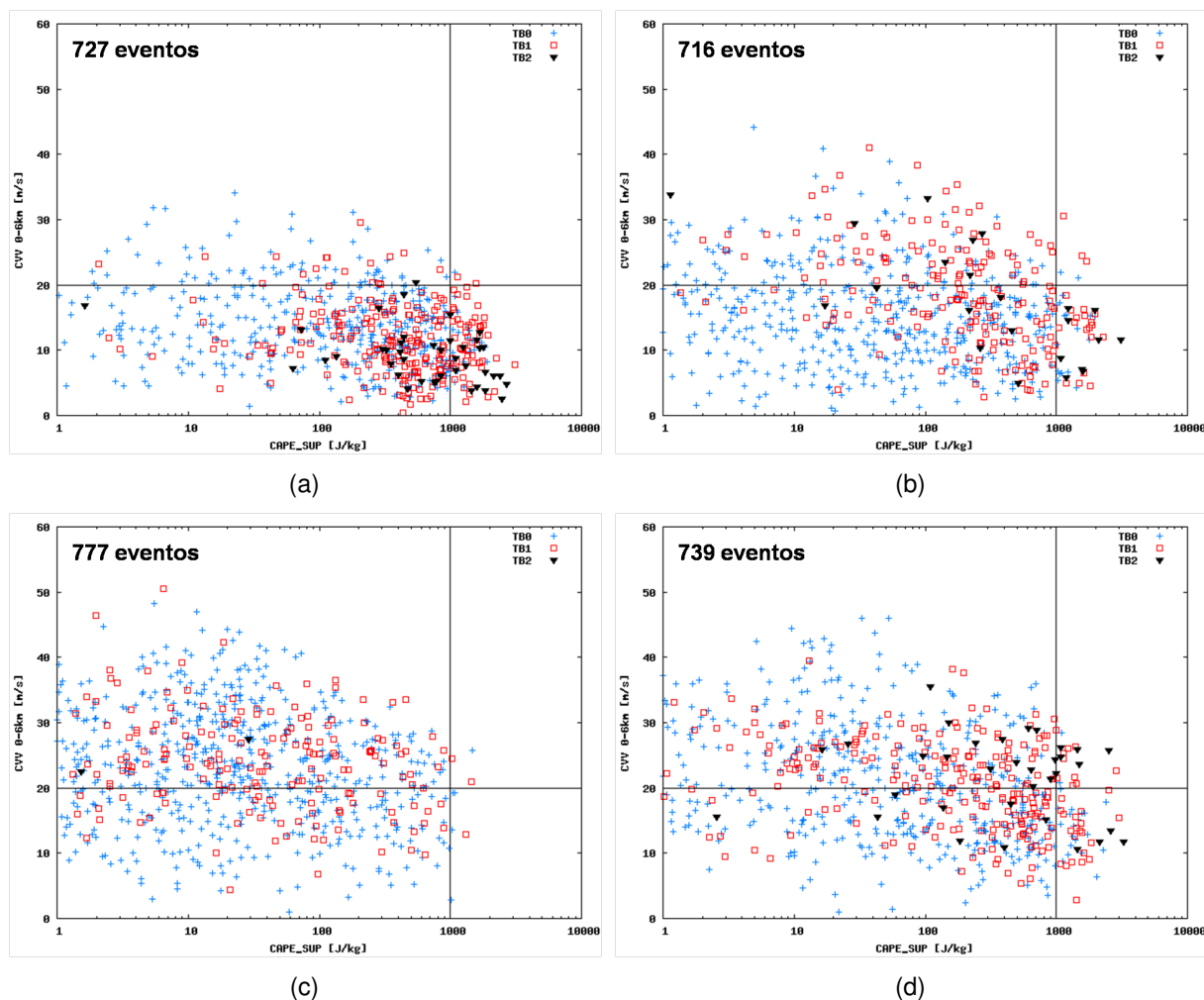


Figura 3.12: Gráficos de dispersão para CAPE da parcela de superfície [J kg^{-1}] versus CVV 0-6 km [m s^{-1}] referente à SG para as quatro estações do ano no período entre 2004-2010: (a) DJF, (b) MAM, (c) JJA, (d) SON. As cruzes azuis representam o intervalo T_{B0} , os quadrados vermelhos representam as tempestades no intervalo de T_{B1} e os triângulos pretos invertidos representam tempestades no intervalo de T_{B2} . O tamanho de cada amostra é indicado no canto superior esquerdo de cada painel. A escala da abscissa (CAPE) é logarítmica. A linha horizontal representa um limiar de referência de CVV 0-6 km (20 m s^{-1}) e a linha vertical indica $\text{CAPE} = 1000 \text{ J kg}^{-1}$.

agrega um importante valor aos estudos climatológicos de ambientes de tempo severo na América do Sul.

Para finalizar, vale ressaltar que uma fração significativa das tempestades na categoria T_{B2} ocorre durante o verão em ambientes com CAPE moderado/alto mas CVV fraco, o que é condizente com convecção vigorosa de características mais tropicais. Neste regime, a presença de topos de nuvem muito frios podem estar associados a uma tropopausa muito elevada e não necessariamente estarem associados a correntes ascendentes intensas.

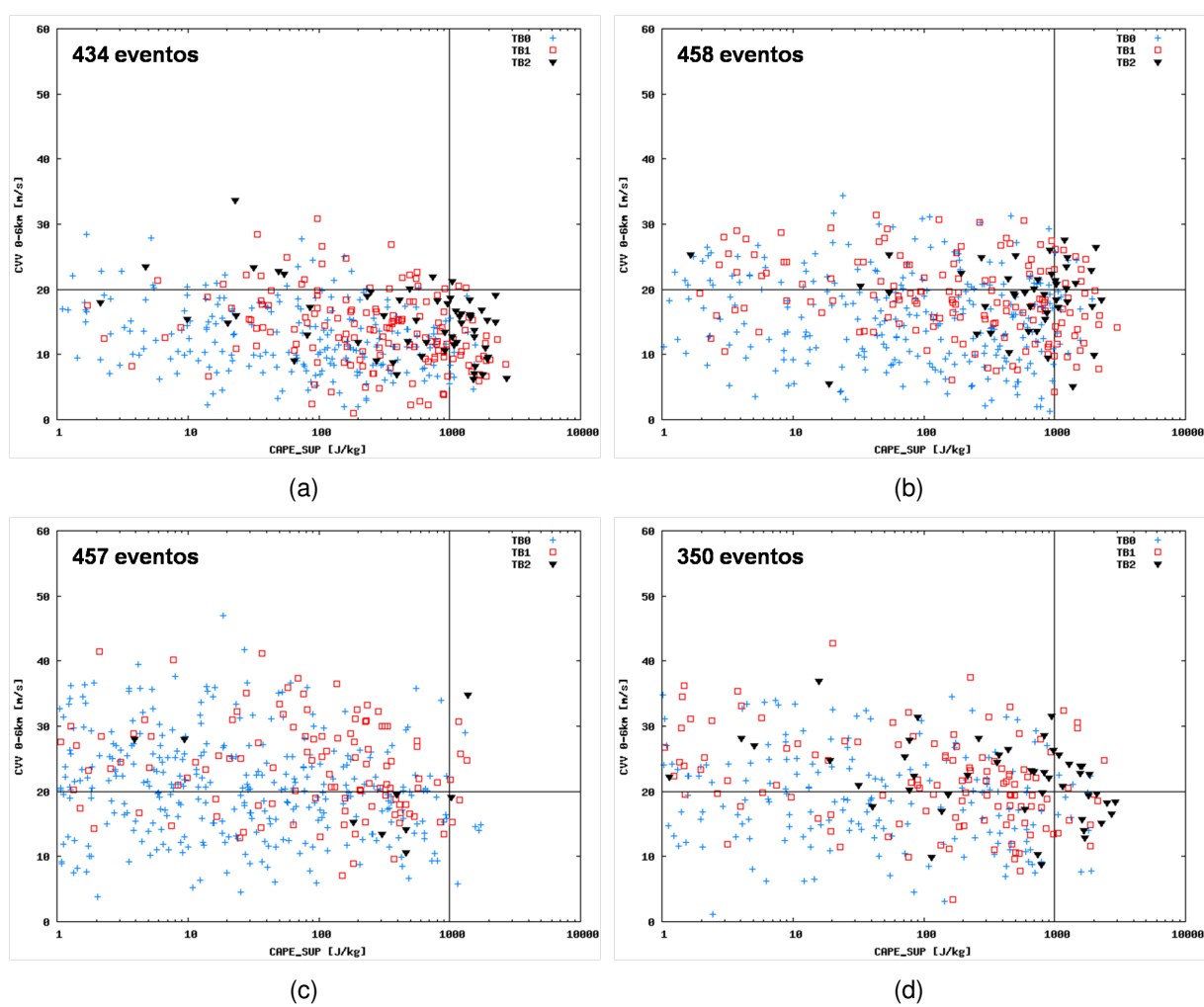


Figura 3.13: Idem à Figura 3.12, porém para a CG.

3.4 Padrões de circulação em escala sinótica associados às tempestades

Nesta Seção são investigados os padrões do escoamento em escala sinótica associados às tempestades classificadas por intervalos de T_B . O intuito desta abordagem é ressaltar possíveis diferenças qualitativas e quantitativas entre as condições meteorológicas associadas a estes dois grupos de tempestades e analisar como tais condições se destacam em relação à média da Amostra Total (AT). Em contraste com as seções anteriores, a análise das composições médias é apresentada apenas para a CG pois os padrões em grande escala encontrados para a CG são, de modo geral, similares àqueles observados na SG. Em outras palavras, os padrões sinóticos para a CG são também representativas da SG, apenas com uma ligeira mudança no posicionamento dos sistemas atuantes em relação à região abordada.

A avaliação dos campos meteorológicos básicos é feita sobre um domínio maior para ter uma visão ampla da América do Sul e dos principais sistemas atuantes em grande escala. Por outro lado, a análise dos parâmetros derivados das pseudo-sondagens é feita em um domínio menor, para que os padrões reinantes nas vizinhanças da CG sejam visualizados em maior detalhe.

3.4.1 Padrões sinóticos médios em situações de escoamento em 850 hPa de N-NO na CG

A Figura 3.14 mostra os campos médios compostos para a AT. Em superfície (Fig.3.14(a)) é possível notar que a CG está localizada a NE de um ponto de colo, com uma crista a E-NE associada à ASAS e um anticiclone transiente distante a SO, ainda sobre os Andes. Há um sistema de baixa pressão no N-NO da Argentina, consistente com uma BNA (SELUCHI et al., 2003) a qual comumente se estende sobre os Pampas na forma de um cavado invertido e outro ao sul do domínio associado a um cavado frontal. A configuração resultante é frontogenética na região central da Argentina, devido ao gradiente meridional de temperatura naquela região, e com a CG imersa no setor quente. Tais padrões em superfície já foram documentados por Foss (2011) que menciona que ambos o cavado invertido e o cavado frontal podem acentuar a convergência e atuar como mecanismos de disparo convectivo.

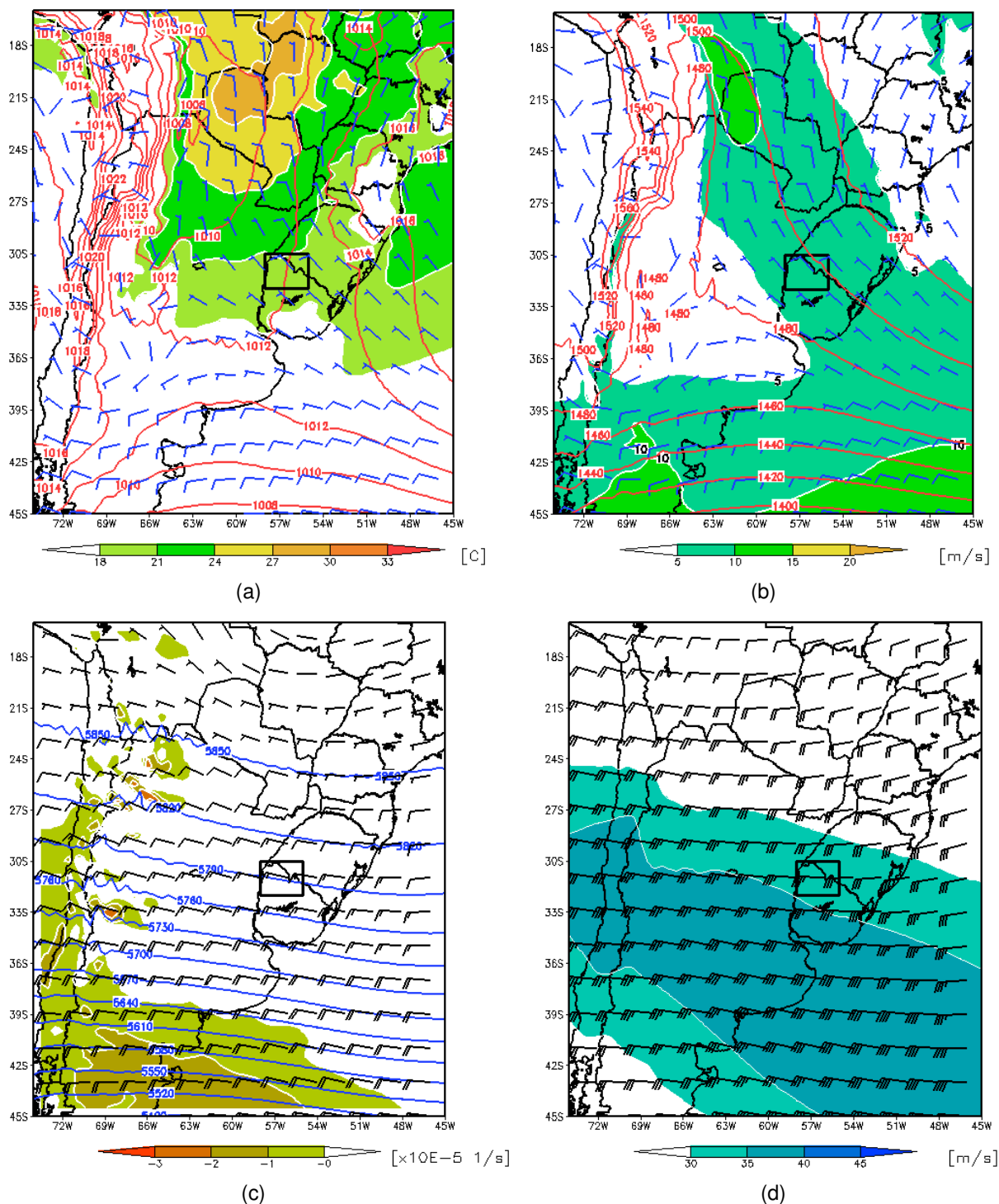


Figura 3.14: Composição média dos campos meteorológicos para a AT. (a) PNMM [isobaras a cada 2 hPa], vento a 10 m [m s^{-1}] e temperatura do ar a 2m [$^{\circ}\text{C}$] (sombreado acima de 18 $^{\circ}\text{C}$); (b) 850 hPa: altura geopotencial [isóipsas a cada 30 mgp] e magnitude do vento [m s^{-1}] (sombreado acima de 5 m s^{-1}); (c) 500 hPa: altura geopotencial [isóipsas a cada 20 mgp], vento [m s^{-1}] e vorticidade relativa [$\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$] (apenas valores negativos são sombreados); (d) 200 hPa: magnitude do vento [m s^{-1}] (sombreado acima de 30 m s^{-1}) e divergência [$\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$] (apenas valores positivos em isolinhas vermelhas). Em todos os painéis a meia barbelta representa 5 m s^{-1} . A caixa preta na região central da figura representa a CG. Fonte dos dados: Reanálise do CFSR.

Em 850 hPa (Fig. 3.14(b)), o padrão se assemelha àquele observado em superfície com o ponto de colo evidente no centro da Argentina. O gradiente de pressão zonal entre a BNA e a ASAS favorece um escoamento de NO similar a um JBN, porém com magnitudes (na média) abaixo de 10 m s^{-1} , que se estende até o Oceano Atlântico e se junta ao escoamento do cavado transiente ao sul. Como esperado a CG se situa sob tal escoamento no setor quente pois faz parte dos critérios de seleção de eventos empregados neste trabalho. O núcleo de velocidade máxima em 850 hPa nesta composição média fica confinado a uma pequena região na encosta oeste dos Andes ao S da Bolívia e a O-NO do Paraguai, próxima à posição climatológica em que se situa o JBNAS clássico de latitudes baixas (MARENGO; DOUGLAS; DIAS, 2002; MARENGO et al., 2004).

No nível de 500 hPa (Fig. 3.14(c)) existe um amplo cavado migratório com seu eixo imediatamente corrente abaixo dos Andes e seu mínimo de vorticidade relativa na região da Patagônia. Este padrão favorece a ascensão em grande escala, fator que desempenha um papel importante no processo de desestabilização da atmosfera (DOSWELL; BOSART, 2001; MARKOWSKI; RICHARDSON, 2010). O eixo deste cavado está localizado ligeiramente a O do cavado frontal em baixos níveis o que significa que as situações que compõem a AT estão, na média, associadas a um padrão sinótico que contém um distúrbio baroclínico em desenvolvimento.

Em 200 hPa (Fig. 3.14(d)), a CG encontra-se sob um escoamento de O, ao norte do núcleo da corrente de jato (com velocidade acima de 30 m s^{-1} sobre a região). O eixo de velocidade máxima possui uma orientação NO-SE condizente com o distúrbio baroclínico observado em 500 hPa e o gradiente térmico meridional na baixa troposfera. A configuração média do jato em 200 hPa não permite identificar bem os quadrantes em torno de um centro de velocidade máxima, mas a análise combinada dos diferentes níveis mostrados na Figura 3.14 sugere que em muitas ocasiões a CG esteja localizada na entrada equatorial de um *jet streak* favorecendo a um acoplamento com o escoamento de norte em baixos níveis (UCCELLINI; JOHNSON, 1979).

Partindo para a análise dos parâmetros derivados, a Figura 3.15(a) mostra a composição média de CAPE e LI da parcela de superfície. Os valores médios mais altos de CAPE ficam confinados a setores mais tropicais, mas é possível notar que a CG encontra-se na extremidade S de uma “crista” de CAPE alinhada desde o S do Paraguai e NE argentino, com valores médios entre 150 J kg^{-1} e 250 J kg^{-1} .

No campo de Qint (Fig. 3.15(b)) fica evidente o papel desempenhado pelo escoamento de N-NO em 850 hPa em transportar umidade em direção à Bacia do Prata, sendo esta configuração frequentemente uma manifestação da chamada “esteira transportadora quente” (projetada em 850 hPa) dos sistemas baroclínicos observados sobre a região (ECKHARDT et al., 2004). É interessante mencionar que os valores de Qint encontrados na composição sobre a CG são altos, em média entre 20 mm e 25 mm.

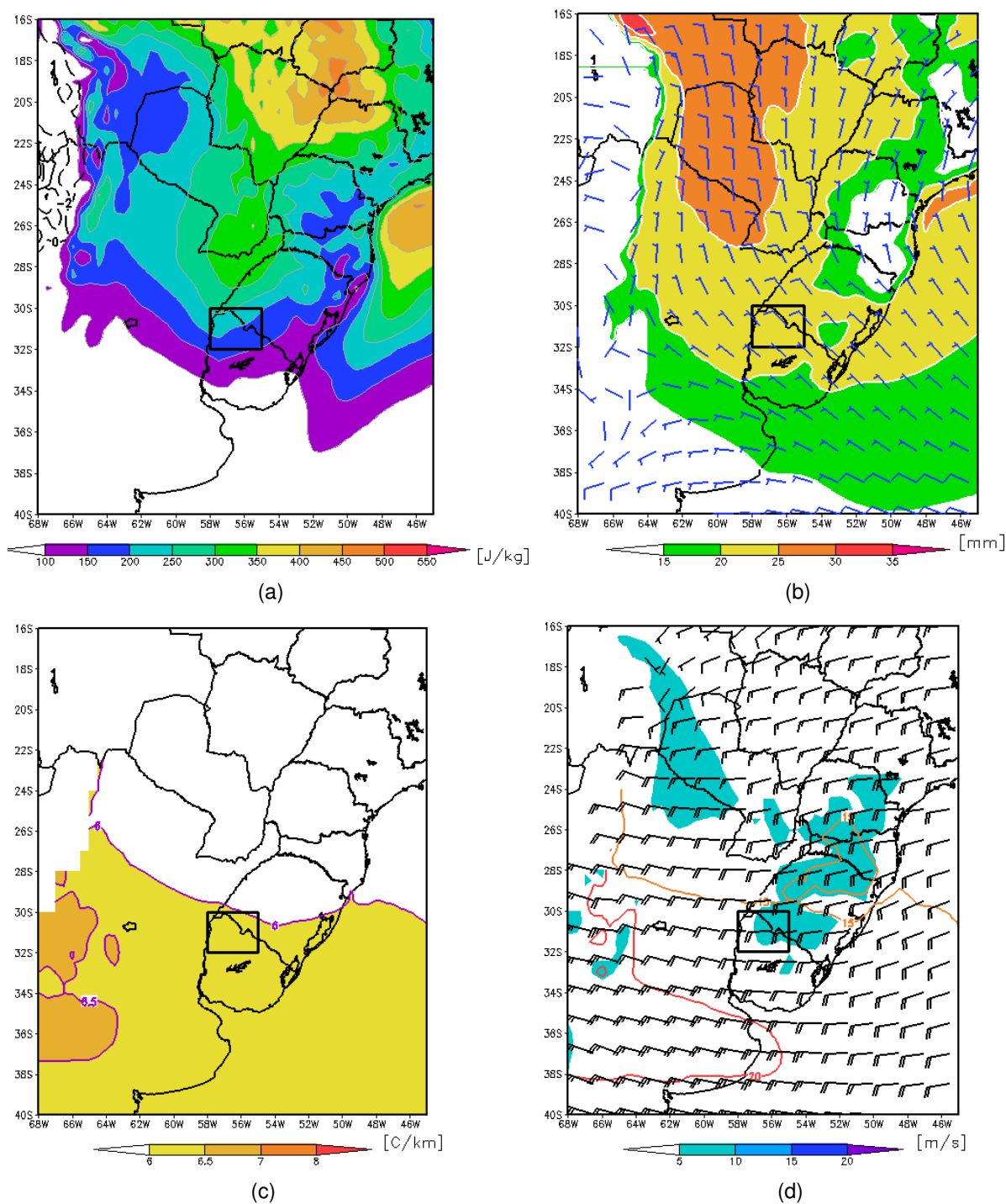


Figura 3.15: Composição média das variáveis relevantes para tempo severo para a AT. (a) CAPE (sombreado) e LI [$^{\circ}\text{C}$] para uma parcela de superfície [Jkg^{-1}]; (b) Q1st [mm] (sombreado) e vento em 850 hPa [m s^{-1}]; (c) LR entre 700-500 hPa [$^{\circ}\text{C km}^{-1}$] (sombreado); (d) magnitude do CVV 0-6 km (contorno e barbelas) e CVV 0-1 km em [m s^{-1}] (sombreado). Em todos os painéis a meia barbelas velocidade de 5 m s^{-1} . A caixa preta na região central da figura representa a CG. Fonte dos dados: Reanálise do CFSR.

Combinando as informações presentes na Figura 3.15(b), 3.14(a) (T2m) e 3.15(a) (CAPE), nota-se que a “crista” de CAPE em direção à região central da Bacia do Prata é favorecida pela atuação do escoamento de N-NO. Outro aspecto relevante é a extensa faixa meridional com valores baixos das variáveis termodinâmicas que se prolonga em direção ao SE do Brasil. Isto parece ser efeito da elevação do terreno, já que a Serra Geral inicia no RS e segue até o SE do país.

A Figura 3.15(c) mostra a composição média para o parâmetro LR entre 700 hPa e 500 hPa. A nítida divisão da figura entre a metade S, que inclui a CG, dominada por valores acima de $6 \text{ }^\circ\text{C km}^{-1}$ e a metade N com LR inferiores a este sugere a influência do amplo cavado de médios níveis (Fig. 3.14(c)) representando uma ampla piscina fria nos níveis da troposfera. Os valores mais altos de LR ficam restritos à extensão montanhosa dos Andes entre $30 \text{ }^\circ\text{S}$ e $37 \text{ }^\circ\text{S}$.

Para finalizar a análise das composições médias são apresentados na Figura 3.15(d) os resultados para o CVV 0-6 km e CVV 0-1 km. Como explicado na Metodologia, o parâmetro cinemático CVV 0-1 km é utilizado como medida de CVV na baixa troposfera porque este parâmetro representa melhor o escoamento de baixos níveis do que HRT 0-3 km. A magnitude do CVV 0-6 km reflete a presença do jato em médios níveis, mantendo valores moderados, a saber, acima de 15 m s^{-1} na CG. Por outro lado, o CVV 0-1 km está associado com a corrente de N-NO em 850 hPa e possui duas regiões com valores acima de 5 m s^{-1} : a primeira situa-se sobreposta à posição climatológica do JBNAS próximo aos Andes observado anteriormente (Fig. 3.14(b)) e a segunda se estende desde a CG até o NE do Paraná e extremo S de São Paulo.

3.4.2 Anomalias médias dos padrões sinóticos associados às tempestades

Agora são analisadas as anomalias médias das variáveis atmosféricas referentes aos subconjuntos T_{B1} e T_{B2} , respectivamente.

Observando a Figura 3.16(a) (para T_{B1}) nota-se uma área de anomalia negativa de PNMM sobre a CG associada ao cavado invertido. Ao longo desta região está um gradiente horizontal de (anomalia) de temperatura alinhado a uma zona de convergência. Esta configuração em superfície ressalta o importante papel do sistema frontal em disparar convecção profunda sobre a CG. A composição para T_{B2} (Figura 3.16(b)) revela um padrão semelhante àquele encontrado para o subconjunto T_{B1} . No entanto, a cobertura espacial e a magnitude das anomalias é significativamente maior nesta composição. Por exemplo, a anomalia de PNMM [T2m] é aproximadamente duas vezes menor [maior] na CG. Este resultado indica que a magnitude da queda de pressão e da temperatura no setor quente onde as tempestades mais profundas se desenvolvem é acentuadamente maior.

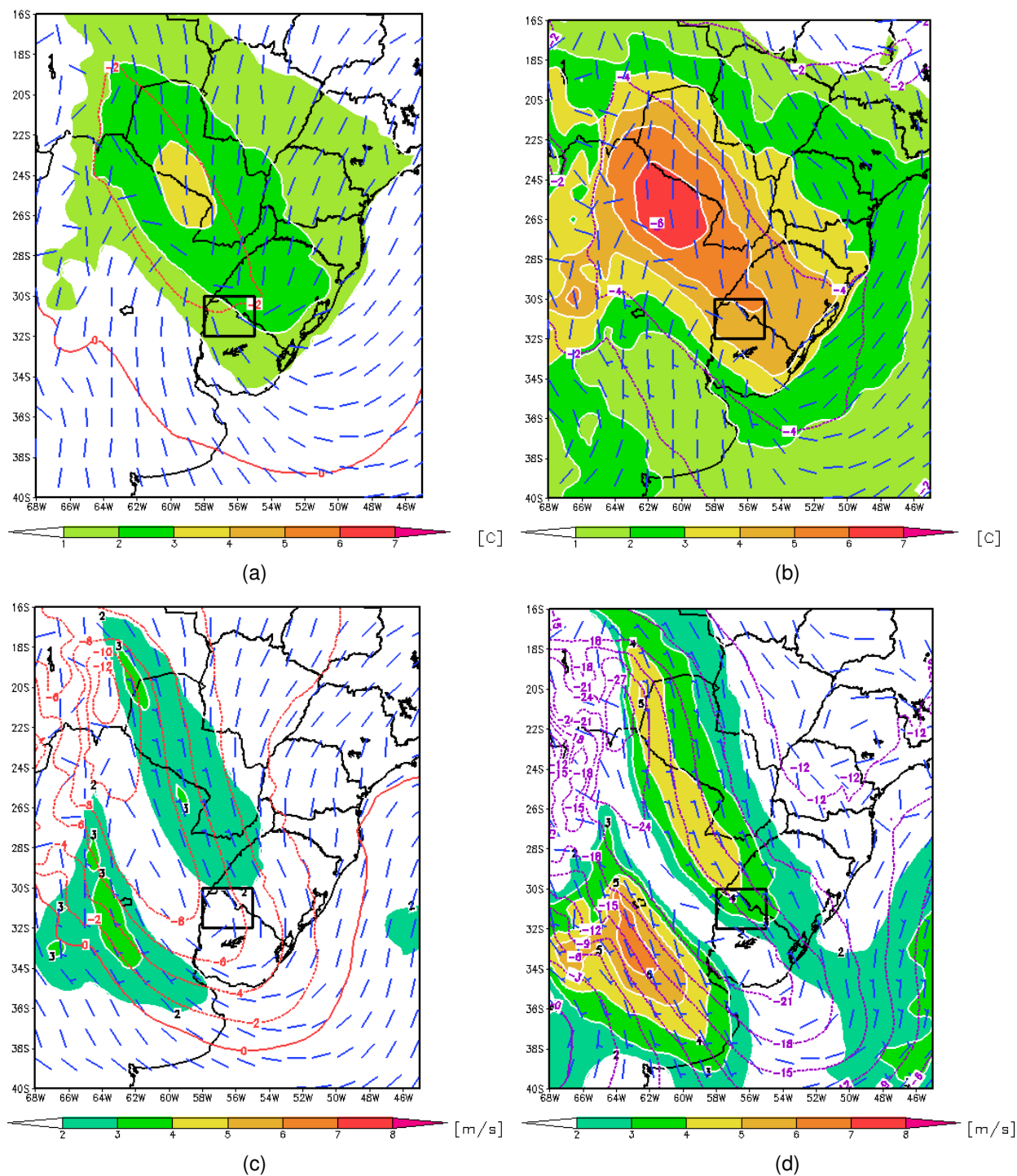


Figura 3.16: Composição média das anomalias médias das variáveis relevantes para tempo severo para os subconjuntos de T_B . As figuras (a) e (c) referem-se ao subconjunto T_{B1} e as figuras (b) e (d) referem-se ao subconjunto T_{B2} . É mostrado em (a) e (b): PNMM [isobaras a cada -2 hPa], vento a 10 m [m s^{-1}] e temperatura do ar a 2 m [$^{\circ}\text{C}$] (sombreado acima de 1°C). Em (c) e (d): altura geopotencial [isoipsa em mgp] e magnitude do vento [m s^{-1}] (sombreado acima de 2 m s^{-1}) em 850 hPa. A caixa preta na região central da figura representa a CG. Fonte dos dados: Reanálise do CFSR.

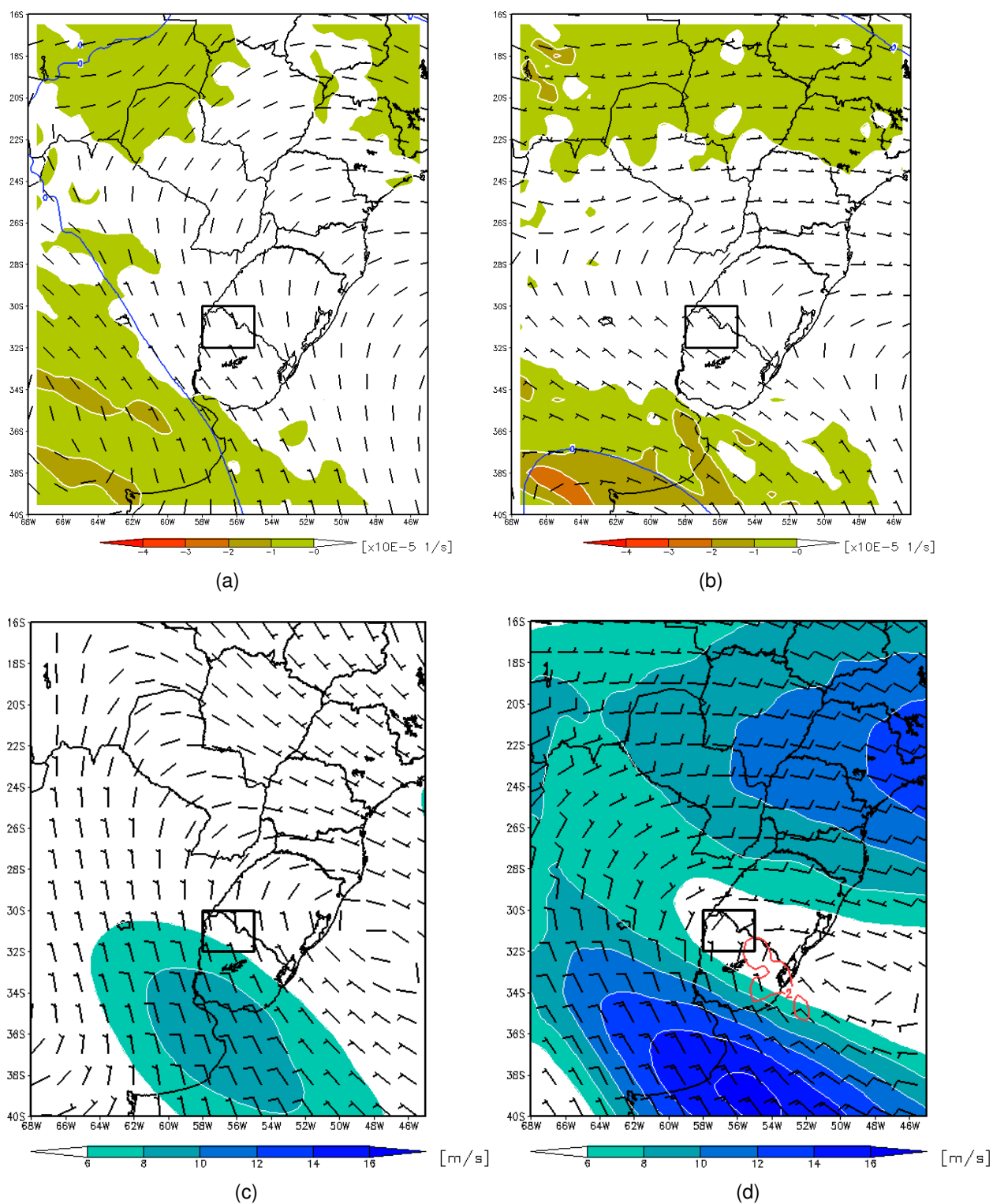


Figura 3.17: Semelhante a 3.16, porém é mostrado em (a) e (b): altura geopotencial [isoípsas em mgp], vento $[\text{m s}^{-1}]$ e vorticidade relativa $[\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}]$ (apenas valores negativos são sombreados) em 500 hPa. Em (c) e (d) magnitude do vento $[\text{m s}^{-1}]$ (sombreado acima de 6 m s^{-1}) e divergência $[\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}]$ (apenas valores positivos em isolinhas vermelhas) em 200 hPa.

Em 850 hPa, a composição do subconjunto T_{B1} (Fig. 3.16(c)) apresenta uma anomalia negativa de altura geopotencial semelhante àquela mostrada para PNMM. O gradiente de geopotencial associado à esta anomalia induz uma corrente de N-NO que impinge sobre o setor O-NO do RS. No subconjunto referente a T_{B2} (Fig. 3.16(d)) há um aprofundamento considerável das anomalias negativas de altura geopotencial que, conseqüentemente, acelera a corrente de N-NO. Este escoamento assume a forma de um JBN que posiciona a CG corrente abaixo de seu núcleo de velocidade máxima; tal configuração é condizente com papel desempenhado pelo JBNAS no desenvolvimento de convecção organizada em sua região de saída (SALIO; NICOLINI; ZIPSER, 2007; SAULO; RUIZ; SKABAR, 2007).

No nível de 500 hPa (Fig. 3.17(a)) para a composição T_{B1} nota-se que a CG encontra-se a E [O] de uma anomalia ciclônica [anticiclônica] associada a [à] um cavado migratório [ASAS]. Na Figura 3.17(b) (para T_{B2}) o distúrbio ciclônico está ligeiramente deslocado para leste em relação à posição observada na Figura 3.17(a). É importante lembrar que cavados nos níveis médios da atmosfera promovem resfriamento via ascensão em grande escala o que, por sua vez, pode intensificar a instabilidade condicional do ambiente (vide Seção 3.2). Entretanto, as anomalias médias de $LR_{700-500}$ encontradas neste estudo (não mostradas) exibem valores muito baixos, em torno de zero. Este resultado sugere que o resfriamento em médios níveis gerado por distúrbios baroclínicos migratórios é ineficaz na média em acentuar o $LR_{700-500}$ na CG para as tempestades nas classes T_{B1} e T_{B2} . Em ambas as composições, o principal papel do cavado migratório é promover queda de pressão nos níveis mais baixos da troposfera e acelerar o escoamento de N-NO em baixos níveis (DOSWELL; BOSART, 2001) em direção à CG.

Em 200 hPa, para o subconjunto T_{B1} (Fig. 3.17(c)) a CG situa-se sob a entrada equatorial de uma anomalia positiva de magnitude do vento. Tal posicionamento indica que a CG é influenciada pelo ramo ascendente da circulação transversal que acompanha os *jet streaks* (UCCELLINI; JOHNSON, 1979). Na composição para T_{B2} (Fig. 3.17(d)) o núcleo de velocidade máxima é bem mais intenso, devido à maior intensidade da zona baroclínica em superfície (Fig. 3.16(a)) porém está localizado um pouco mais a S da CG. Ainda assim, existem pequenas áreas de divergência no setor SE do domínio da CG indicando que o mecanismo acima mencionado promove movimentos ascendentes sobre aquela região.

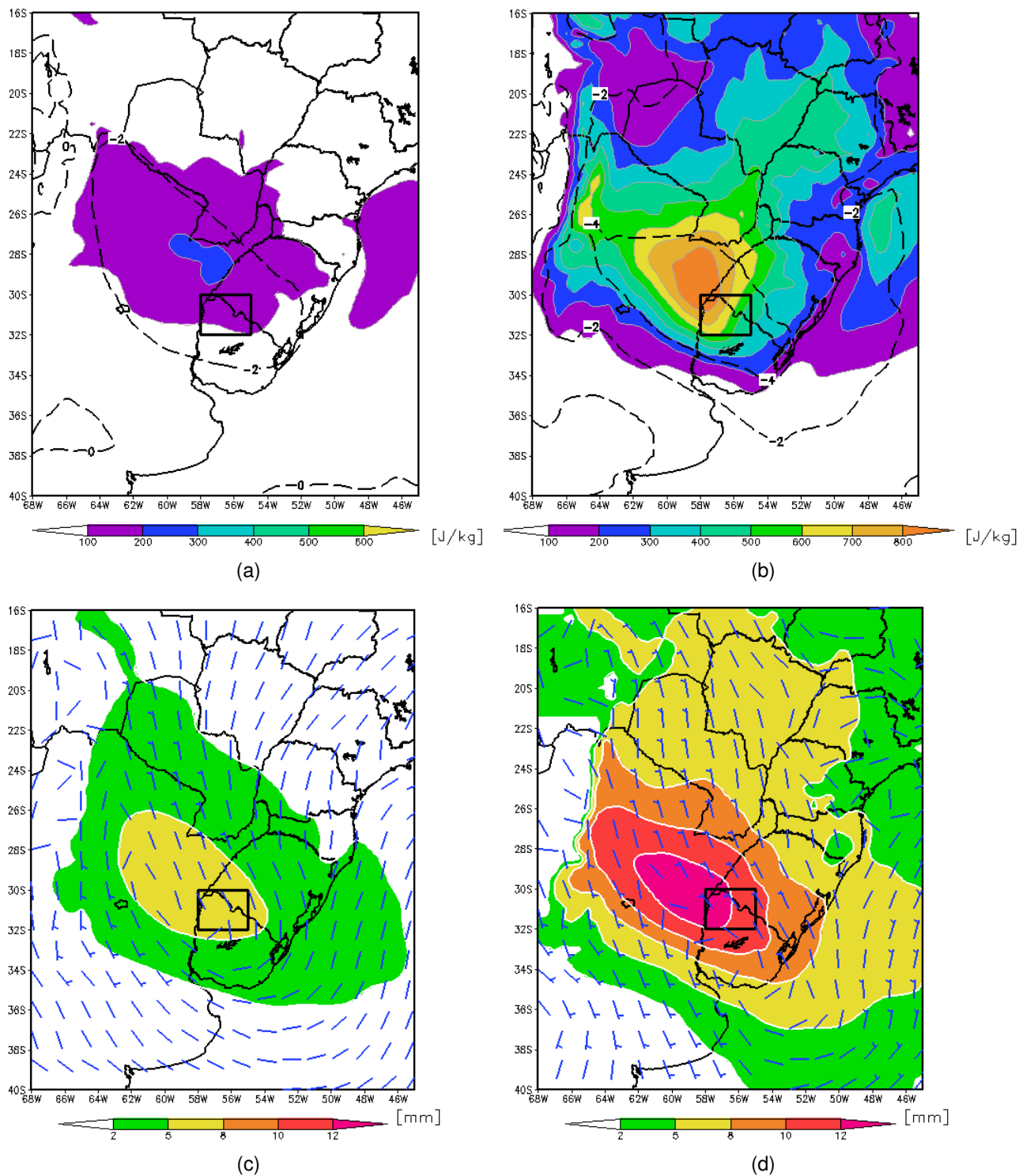


Figura 3.18: Composição média das anomalias médias dos parâmetros relevantes para tempo severo para os subconjuntos de T_B . As figuras (a) e (c) referem-se ao subconjunto T_{B1} e as figuras (b) e (d) referem-se ao subconjunto T_{B2} . É mostrado em (a) e (b): CAPE (sombreado) e LI [°C] para uma parcela de superfície [J kg⁻¹]. Em (c) e (d): Qint [mm] (sombreado) e vento em 850 hPa [m s⁻¹]; (c) LR entre 700-500 hPa [°C km⁻¹] (sombreado). A caixa preta na região central da figura representa a CG. Fonte dos dados: Reanálise do CFSR.

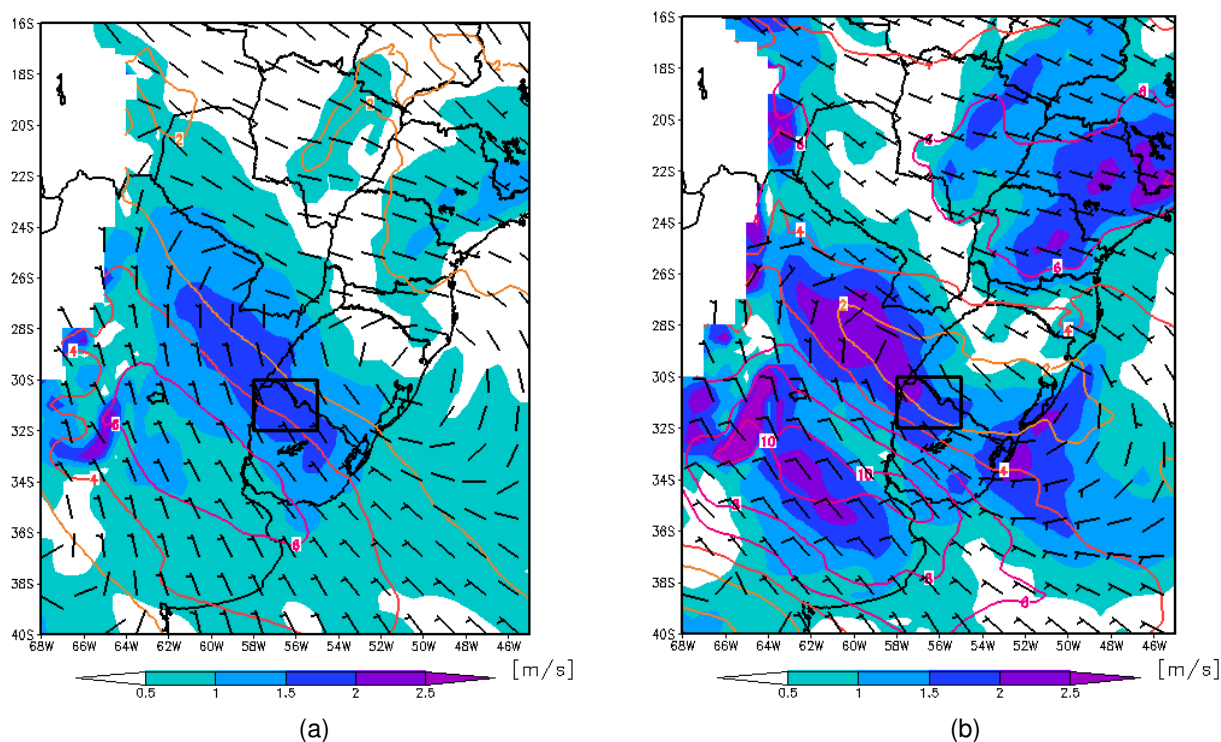


Figura 3.19: Semelhante a 3.18, porém é mostrado em (a) e (b): CVV 0-1 km em $[m s^{-1}]$ (sombreado).

Considerando agora a análise dos parâmetros derivados, a Figura 3.18(a) mostra a composição da anomalia média de CAPE e LI (da parcela de superfície). A inspeção conjunta das Figuras 3.18(a) e 3.18(b) mostra que a CG encontra-se imersa em uma região com anomalias positivas de CAPE em ambos os subconjuntos de T_B . No entanto, existe um claro aumento da anomalia média de CAPE para o subconjunto T_{B2} . Para esta classe de tempestades, a anomalia excede $800 J kg^{-1}$ no setor O da CG. Nesta segunda composição os valores de LI são mais negativos e abrangem uma área maior. Estes resultados indicam uma maior propensão para as tempestades mais profundas se desenvolverem em regimes atmosféricos com acentuada instabilidade condicional.

As Figuras 3.18(c) e 3.18(d) mostram os resultados para a Qint. Para ambos os subconjuntos é possível notar a existência de um “empocamento” da umidade no setor em que as tempestades são observadas. Este máximo de Qint coincide com a região de saída do JBN (Fig. 3.16(c) e 3.16(d)), evidenciando o papel deste escoamento em advectar umidade para o setor de desenvolvimento da convecção. Contudo, note que os valores máximos da anomalia de Qint para T_{B2} são consideravelmente maiores do que para T_{B1} . Isto ressalta o resultado mostrado na Seção 3.2 o qual mostra que as condições que sustentam as tempestades mais profundas na CG são caracterizadas por altos valores de umidade.

Por fim, são avaliados os campos referentes à presença do CVV (Fig. 3.19). Para o subconjunto T_{B1} (Fig. 3.19(a)) nota-se a presença de uma anomalia positiva de CVV 0-6 km no centro da Argentina sobre o mesmo setor em que se observa-se a anomalia do jato

de médios/altos níveis (Fig. 3.19(b)). Na CG a anomalia máxima deste parâmetro atinge valores de até 6 m s^{-1} . Na composição média de T_{B2} os maiores valores da anomalia ficam concentrados na região do jato em 200 hPa. Em relação ao CVV 0-1 km, em ambos os subconjuntos de T_{B1} há uma faixa estreita com os valores mais altos de anomalia de CVV 0-1 km (acima de 2 m s^{-1}) sobreposta sobre a região onde se observa o JBN (Fig. 3.16(c) e 3.16(d)). Este resultado indica que o JBN não se limita apenas em gerar as condições de instabilidade que sustentam a formação de tempestades severas no RS, mas que esta circulação também pode interagir dinamicamente com a convecção acentuando seu grau de severidade (NASCIMENTO et al., 2014). Como nas demais composições médias, os valores mais altos de CVV 0-1 km são observados para a amostra de T_{B2} .

4 CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

4.1 Principais conclusões

Este trabalho conduz uma avaliação climatológica e sinótica dos regimes atmosféricos conducentes à ocorrência de tempestades severas em situações de vento de N-NO em 850 hPa sobre o RS. Utilizando-se dados da Reanálise CFSR, foram calculados os perfis atmosféricos das 00Z, 06Z, 12Z e 18Z para duas regiões distintas do RS: a Serra Gaúcha (SG) e a Campanha Gaúcha (CG). Apenas os eventos com escoamento de N-NO em 850 hPa foram selecionados; para cada um deles foram obtidos os parâmetros convectivos que indicam a presença dos ingredientes atmosféricos necessários para o desenvolvimento de tempestades, como a presença de instabilidade condicional, a disponibilidade de umidade e cisalhamento vertical do vento (CVV). A verificação da ocorrência de tempestades e a estimativa de suas intensidades foram realizadas inspecionando a Temperatura de Brilho de topo de nuvem (T_B) nas imagens do canal IV dos satélites meteorológicos GOES 10 e 12. O período empregado foi de 6 anos, entre 2004 e 2010.

Primeiro, a distribuição média sazonal e anual dos parâmetros convectivos foi analisada para a SG e a CG através do cálculo dos valores medianos e dos principais percentis. Seguindo esta mesma abordagem, o comportamento dos ingredientes atmosféricos foi avaliado, desta vez, apenas como função da profundidade da convecção, estimada através de T_B . Neste contexto, o espaço de parâmetros entre instabilidade condicional e CVV também foi explorado.

Os resultados obtidos nesta pequena climatologia mostraram que os ambientes em escala sinótica conducentes à formação de tempestades convectivas profundas na SG e na CG não apresentam diferenças significativas. Apesar de haver uma diferença relevante entre o tamanho das amostras referentes a cada região (30% mais eventos de escoamento em 850 hPa de N-NO na SG), o comportamento médio das variáveis apresenta um comportamento similar. As pequenas diferenças se devem à maior elevação do terreno na SG que apresenta valores mais baixos de Temperatura a 2 m (T2m) e Umidade específica integrada nos primeiros 3 km (Qint). Isto se traduz em valores menos elevados de CAPE (da parcela de superfície) sobre a SG, na média. No entanto, diferenças regionais na frequência relativa de ocorrência das tempestades mais profundas ($T_B \leq -75$ °C) foram encontradas. As tempestades com $T_B \leq -75$ °C ocorrem mais frequentemente na CG (5,7% das ocasiões) em relação à SG (2,6%). Esta diferença é condizente com o trabalho de Rasmussen e Houze (2011) que indica que as tempestades mais intensas ocorrem próximo à região da CG e quando atingem a SG encontram-se em estágio de

decaimento.

A marcha anual esperada de instabilidade condicional e CVV foi bem representada nesta climatologia baseada nos dados da Reanálise CFSR, com os valores mais elevados de CAPE [CVV] encontrados durante a estação quente [fria]. Valores moderados e altos de instabilidade condicional e CVV, necessários para o desenvolvimento de tempestades severas de latitudes médias são encontrados simultaneamente nas estações de transição (primavera e outono), assim como no estudo de Foss (2011). Além disto, é nestas estações também que as tempestades mais profundas se desenvolvem com maior frequência relativa em regimes de alto CAPE e alto CVV. Isto é condizente com o estudo de Nascimento et al. (2014) que fornece exemplos de tempestades severas durante as estações de transição no RS. Tal resultado ressalta um ponto positivo e encorajador em relação à utilização de ferramentas numéricas para avaliar ambientes conducentes à ocorrência de tempestades convectivas no RS, visto que a rede de estações de ar superior neste estado (e, de forma geral, na América do Sul) é esparsa e, na maioria das ocasiões, impossibilita a aplicação do conceito de sondagem de proximidade.

Os resultados relacionados ao potencial dos parâmetros convectivos em discriminar entre os subconjuntos de profundidade da convecção, em termos da análise de quantis, indicaram que os parâmetros cinemáticos empregados neste estudo são incapazes de diferenciar os ambientes associados às tempestades dos subconjuntos T_{B1} e T_{B2} . Apesar de haver uma pequena tendência para as tempestades do subconjunto T_{B2} ocorrerem em situações de V850 intenso (situações de JBNAS) na CG, há considerável sobreposição entre intervalos interquartílicos. Isto deve-se aos eventos de tempestades com topos muito frios que ocorrem no verão em um regime mais tropical (com CVV reduzido) com a tropopausa e o Nível de Equilíbrio (NE) das parcelas ascendentes mais elevados. Nestas situações, T_B s muito baixas podem ser observadas mesmo que as correntes ascendentes não sejam muito intensas, ao contrário do que seria esperado em situações com CVV significativo. Dessa forma, não é surpresa que medidas de CVV sejam pouco úteis em discriminar entre os subconjuntos de T_B .

Por outro lado, os resultados para os parâmetros associadas à forçante termodinâmica mostram uma boa capacidade de distinguir entre as classes de profundidade da convecção. Considerando os parâmetros CAPE e Qint, há pouca (ou mesmo nenhuma) sobreposição entre os intervalos interquartílicos destas variáveis, evidenciando que as tempestades mais profundas ocorrem em ambientes com acentuada instabilidade condicional e ampla oferta de umidade em baixos níveis. A variável Qint particularmente possui grande capacidade de discriminar entre os subconjuntos de T_B , com aproximadamente 75% das tempestades com $T_B \leq -75$ °C ocorrendo com valores desta variável acima de 30 mm [24 mm] na CG [SG]. Em contrapartida, o parâmetro *Lapse Rate* (LR) de níveis médios foi o parâmetro que apresentou a menor capacidade de diferenciar entre as classes de tempestades. As variações sazonais deste parâmetro também são muito

pequenas, com os valores mais elevados sendo ligeiramente mais frequentes no inverno (FOSS, 2011). Tais resultados indicam que a magnitude de CAPE neste setor subtropical da América do Sul é modulada quase inteiramente pelo aumento da oferta de ar quente e úmido em baixos níveis, sem uma contribuição significativa de altos valores de LR.

As explicações para a ausência (na média) de LRs acentuados em ambientes pré-convectivos nas regiões estudadas em comparação com os valores tipicamente moderados/altos encontrados nos ambientes favoráveis a tempestades severas na América do Norte residem nas diferenças geográficas entre estas regiões. Primeiro, o setor abordado neste trabalho situa-se em latitudes mais baixas (subtropicais) em relação às Planícies Centrais da América do Norte. Segundo, os Andes são estreitos, diferente do extenso platô no setor centro-oeste dos EUA, o que reduz sua eficácia na geração de plumas de LR mais elevados sobre o sudeste da América do Sul. Estes fatores fazem com que altos valores de LR sejam raramente observados nos subtrópicos da América do Sul.

Por fim, a análise das composições médias dos campos sinóticos (realizada somente para a CG) mostrou que nas situações de escoamento de N-NO em baixos níveis, a CG encontra-se a NE de um ponto de colo em superfície, sob influência da Baixa do Noroeste da Argentina (BNA). Em médios níveis, há um amplo cavado baroclínico no S da América do Sul distante da CG. O escoamento de N-NO transporta ar quente e úmido proveniente da Bacia Amazônica que mantém a CG sob condições instáveis.

A análise das composições das anomalias médias dos subconjuntos de T_B mostrou padrões em grande escala semelhantes para os subconjuntos T_{B1} e T_{B2} . Em superfície, a CG localiza-se nas vizinhanças de uma extensa faixa de convergência associada ao cavado invertido da BNA. Este sistema, associado a uma zona frontal orientada no sentido NO-SE mantém a CG no setor quente com elevadas anomalias de T2m. A posição da CG em relação à faixa de convergência/zona frontal em superfície salienta o papel destes sistemas no disparo convectivo nesta região.

Em 850 hPa, a anomalia negativa de altura geopotencial associada ao cavado invertido, induz um escoamento de N-NO que assume a forma de um JBN. Este escoamento abastece a região com ar quente e úmido, efetivamente desestabilizando a atmosfera. A desaceleração deste escoamento sobre a região, em conjunto com a zona frontal, gera uma poça de umidade que concentra os valores mais elevados de CAPE nas proximidades da CG. Além disto, ao longo do escoamento de N-NO é observado um extenso corredor de anomalias positivas de CVV 0-1 km. Este resultado é particularmente interessante, pois o papel dinâmico do JBNAS no desenvolvimento de tempestades na América do Sul é pouco abordado na literatura.

Na média troposfera, uma anomalia ciclônica associada a um cavado migratório na região central da Argentina, ao S da CG, é ineficaz (na média) em gerar acentuados LRs (através de movimentos ascendentes em grande escala) na região onde as tempestades são observadas. O principal papel deste distúrbio é induzir a queda de pressão respon-

sável por acelerar o escoamento de N-NO em direção à CG. Esta configuração mostra que tempestades profundas (e ocasionalmente severas) no RS frequentemente ocorrem distantes do setor de máximo movimento ascendente do cavado de níveis médios e associada piscina de ar frio.

Em 200 hPa, a CG encontra-se diretamente sob a entrada equatorial de um núcleo de velocidade máxima da corrente de jato favorecendo movimentos ascendentes e um possível acoplamento entre as correntes de jato de altos e baixos níveis. Este *jet streak* está associado à zona frontal em baixos níveis via relação do vento térmico e mantém anomalias positivas de CVV 0-6 km sobre a CG.

Apesar das semelhanças entre os subconjuntos de T_B , as magnitudes das anomalias médias para o subconjunto T_{B2} são significativamente maiores do que para T_{B1} para todos os campos meteorológicos abordados, exceto LR que se mantém próximo de zero para ambas. A comparação entre os dois subconjuntos evidencia que as tempestades da classe T_{B2} ocorrem em ambientes com acentuadas anomalias de CAPE, Qint e menos expressivamente, de CVV 0-1 km. Os ingredientes termodinâmicos de baixos níveis que favorecem o desenvolvimento de tempestades muito profundas no RS apresentam anomalias médias consideravelmente elevadas. Ao mesmo tempo que este resultado mostra que valores altos de umidade e instabilidade são necessários para a ocorrência de tempestades intensas no RS, deve-se ter em mente que ocasiões de verão com alto NE podem ter um efeito nocivo sobre tal resultado, como mencionado anteriormente. Esta desvantagem ao utilizar a T_B como estimativa da intensidade da convecção deve ser melhorada em estudos futuros, possivelmente utilizando diferentes métodos de estimativa da intensidade das tempestades, sejam eles baseados em plataformas de sensoriamento remoto ou em registro de danos em superfície, quando disponíveis.

4.2 Recomendações para trabalhos futuros

Algumas recomendações relevantes que merecem atenção em trabalhos futuros são:

- Explorar melhor o comportamento do parâmetro LR nos ambientes conducentes ao desenvolvimento de tempestades convectivas no RS. Os resultados encontrados neste trabalho e por Foss (2011) indicam que, na maioria das ocasiões, este parâmetro tem pouca relevância na modulação de valores altos de instabilidade condicional nesta região. No entanto, sabe-se que alguns episódios significativos de tempo severo ocorrem sob a presença de amplas piscinas frias na média troposfera e elevados LRs na região (NASCIMENTO et al., 2010). Assim, compreender melhor o comportamento do parâmetro LR de um ponto de vista climatológico e

o papel desempenhado por este parâmetro em relação à intensidade das tempestades neste setor do continente pode esclarecer quais são os mecanismos e as situações favoráveis a ocorrência de intensos LRs.

- É necessário explorar o papel desempenhado pelo escoamento de N-NO em baixos níveis na modulação de ambientes favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas na Bacia do Prata abordando a interação entre a convecção e o CVV raso associado ao JBNAS. Apesar de diversos estudos abordarem a relação entre SCMs e o JBNAS, o papel do CVV raso na intensidade da convecção tem recebido pouca atenção na literatura.
- A etapa seguinte deste estudo buscará elaborar uma climatologia de parâmetros convectivos e ambientes em sinótica favoráveis ao desenvolvimento de tempestades convectivas severas no RS com base em registros de danos causados por fenômenos convectivos. Neste contexto, os bancos de dados da Defesa Civil do RS serão utilizados para confirmar a ocorrência de danos causados por tempestades severas e estimar a intensidade do fenômeno com base no grau de destruição e, possivelmente, na cobertura espacial da área afetada.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ANABOR, V.; NASCIMENTO, E. L.; PIVA, E. D. Sistemas convectivos de mesoescala em 7 de setembro de 2009: Simulação numérica de alta resolução. **XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais em CD-ROM, Soc. Brasileira de Meteorologia, Belém, Brasil, 2010.**

ANABOR, V.; STENSRUD, D. J.; MORAES, O. L. de. Serial upstream-propagating mesoscale convective system events over southeastern south america. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 8, p. 3087–3105, 2008.

ANGELIS, C. F.; MACHADO, L. A. T.; SALIO, P. Impacts of the low level jets on the precipitation over southern south america. In: **International Conference on Southern Hemisphere Meteorology and Oceanography (ICSHMO), 8., 2006, Foz do Iguaçu.**, p. 961–966, 2006.

BERBERY, E. H.; BARROS, V. R. The hydrologic cycle of the la plata basin in south america. **Journal of Hydrometeorology**, v. 3, n. 6, p. 630–645, 2002.

BERBERY, E. H.; COLLINI, E. A. Springtime precipitation and water vapor flux over southeastern south america. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 5, p. 1328–1346, 2000.

BLACKADAR, A. K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 38, n. 5, p. 283–290, 1957.

BLUESTEIN, H. B. Advances in applications of the physics of fluids to severe weather systems. **Reports on Progress in Physics**, IOP Publishing, v. 70, n. 8, p. 1259, 2007.

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Monthly Weather Review**, v. 96, n. 12, p. 833–850, 1968.

BORQUE, P.; SALIO, P.; NICOLINI, M.; SKABAR, Y. G. Environment associated with deep moist convection under salj conditions: A case study. **Weather and Forecasting**, v. 25, n. 3, p. 970–984, 2010.

BROOKS, H. A global view of severe thunderstorms: Estimating the current distribution and possible future changes, preprints. In: **AMS Severe Local Storms Special Symposium**. [S.l.: s.n.], 2006. p. 2.

BROOKS, H. E.; LEE, J. W.; CRAVEN, J. P. The spatial distribution of severe thunderstorm and tornado environments from global reanalysis data. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 67, p. 73–94, 2003.

CAMPETELLA, C. M.; VERA, C. S. The influence of the andes mountains on the south american low-level flow. **Geophysical Research Letters**, Wiley Online Library, v. 29, n. 17, p. 7–1, 2002.

CARLSON, T.; BENJAMIN, S.; FORBES, G.; LI, Y. Elevated mixed layers in the regional severe storm environment: Conceptual model and case studies. **Monthly weather review**, v. 111, n. 7, p. 1453–1474, 1983.

CAVALCANTI, I. F. **Tempo e clima no Brasil**. [S.l.]: Oficina de textos, 2009.

CECIL, D. J. Relating passive 37-ghz scattering to radar profiles in strong convection. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 50, n. 1, p. 233–240, 2011.

CECIL, D. J.; BLANKENSHIP, C. B. Toward a global climatology of severe hailstorms as estimated by satellite passive microwave imagers. **Journal of Climate**, v. 25, n. 2, p. 687–703, 2012.

CRAVEN, J. P.; BROOKS, H. E.; HART, J. A. Baseline climatology of sounding derived parameters associated with deep, moist convection. **Natl. Wea. Dig.**, v. 28, n. 1, p. 13–24, 2004.

DAVIES-JONES, R. Streamwise vorticity: The origin of updraft rotation in supercell storms. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 41, n. 20, p. 2991–3006, 1984.

_____. A review of supercell and tornado dynamics. **Atmospheric Research**, Elsevier, 2014.

DOSWELL, C. A. A review for forecasters on the application of hodographs to forecasting severe thunderstorms. **Nat. Wea. Digest**, v. 16, n. 1, p. 2–16, 1991.

DOSWELL, C. A.; BOSART, L. F. Extratropical synoptic-scale processes and severe convection. **Meteorological Monographs**, American Meteorological Society, v. 28, n. 50, p. 27–70, 2001.

ECKHARDT, S.; STOHL, A.; WERNLI, H.; JAMES, P.; FORSTER, C.; SPICHTINGER, N. A 15-year climatology of warm conveyor belts. **Journal of Climate**, v. 17, n. 1, p. 218–237, 2004.

EMANUEL, K. A. **Atmospheric convection**. [S.l.]: Oxford University Press, 1994.

FOSS, M. Condições atmosféricas conducentes à ocorrência de tempestades convectivas severas na América do Sul. **M. Sc., Universidade Federal de Santa Maria, RS, Brasil**, 2011.

FOSS, M.; NASCIMENTO, E. L. Condicionamento sinótico de alguns eventos de tempestades severas ocorridos no estado do Rio Grande do Sul em 2003. **Ciência e Natura**, p. 353–356, 2009.

FUJITA, T. T. Tornadoes around the world. **Weatherwise**, Taylor & Francis, v. 26, n. 2, p. 56–83, 1973.

GALWAY, J. G. The lifted index as a predictor of latent instability. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 37, p. 528–529, 1956.

GANDU, A. W.; GEISLER, J. E. A primitive equations model study of the effect of topography on the summer circulation over tropical South America. **Journal of the atmospheric sciences**, v. 48, n. 16, p. 1822–1836, 1991.

IBGE, C. Instituto brasileiro de geografia e estatística. **Fornecido em meio eletrônico:[www.ibge.gov.br/home/estatistica/populacao/censo2010/] Acessado em 20/01/2015**, 2010.

JOHNSON, R. H.; MAPES, B. E. Mesoscale processes and severe convective weather. **Meteorological Monographs**, v. 28, p. 71–122, 2001.

KALNAY, E.; KANAMITSU, M.; KISTLER, R.; COLLINS, W.; DEAVEN, D.; GANDIN, L.; IREDELL, M.; SAHA, S.; WHITE, G.; WOOLLEN, J. et al. The ncep/ncar 40-year reanalysis project. **Bulletin of the American meteorological Society**, v. 77, n. 3, p. 437–471, 1996.

KLEMP, J. B. Dynamics of tornadic thunderstorms. **Annual review of fluid mechanics**, Annual Reviews 4139 El Camino Way, PO Box 10139, Palo Alto, CA 94303-0139, USA, v. 19, n. 1, p. 369–402, 1987.

MACHADO, L.; ROSSOW, W.; GUEDES, R.; WALKER, A. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the americas. **Monthly Weather Review**, v. 126, n. 6, p. 1630–1654, 1998.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374–1387, 1980.

MARENGO, J. A.; DOUGLAS, M. W.; DIAS, P. L. S. The south american low-level jet east of the andes during the 1999 lba-trmm and lba-wet amc campaign. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 107, n. D20, p. LBA–47, 2002.

MARENGO, J. A.; SOARES, W. R.; SAULO, C.; NICOLINI, M. Climatology of the low-level jet east of the andes as derived from the ncep-ncar reanalyses: Characteristics and temporal variability. **Journal of climate**, v. 17, n. 12, p. 2261–2280, 2004.

MARKOWSKI, P.; RICHARDSON, Y. **Mesoscale meteorology in midlatitudes**. [S.l.]: Wiley-Blackwell, 2010. 407 p. (Advancing Weather and Climate Science). ISBN 9780470742136.

MARKOWSKI, P. M.; RICHARDSON, Y. P. The influence of environmental low-level shear and cold pools on tornadogenesis: Insights from idealized simulations. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 71, n. 1, p. 243–275, 2014.

MATSUDO, C.; SALIO, P. Severe weather reports and proximity to deep convection over northern argentina. **Atmospheric Research**, Elsevier, v. 100, n. 4, p. 523–537, 2011.

MILLS, G.; COLQUHOUN, J. Objective prediction of severe thunderstorm environments: Preliminary results linking a decision tree with an operational regional nwp model. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 4, p. 1078–1092, 1998.

NASCIMENTO, E. Previsão de tempestades convectivas severas: teoria e aplicações básicas. **Nota Técnica. Curitiba-PR: Instituto Tecnológico SIMEPAR**, 2006.

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

NASCIMENTO, E. de L.; HELD, G.; GOMES, A. M. A multiple-vortex tornado in southeastern brazil. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 9, p. 3017–3037, 2014.

NASCIMENTO, E. de L.; OLIVEIRA, M. I. d.; FIGUEIREDO, E. d. L.; LOPES, M. M.; ANABOR, V.; PUHALES, F. S. Supercells and bow echoes in rio grande do sul state, southern brazil: selected case studies. **27th Conference on Severe Local Storms, American Meteorological Society, Madison, EUA.**, 2014.

NASCIMENTO, E. L. Identifying severe thunderstorm environments in southern brazil: analysis of severe weather parameters. In: **Preprints, 22nd Conf. on Severe Local Storms**. [S.l.: s.n.], 2004.

NASCIMENTO, E. L.; ANABOR, V.; FOSS, M.; PIVA, E. D. O episódio de tempo severo de 7 de setembro de 2009 nos contextos sinótico e climatológico. **XVI Congresso Brasileiro de Meteorologia. Anais em CD-ROM, Soc. Brasileira de Meteorologia, Belém, Brasil, 2010.**

NASCIMENTO, E. L.; DOSWELL, C. The need for an improved documentation of severe thunderstorms and tornadoes in south america. In: **Symposium on the Challenges of severe convective storms. 86th Annual Meeting Atlanta,(GA), Amer. Meteor. Soc., CD-ROM available from AMS.** [S.l.: s.n.], 2006.

NASCIMENTO, E. L.; FOSS, M. A 12-yr climatology of severe weather parameters and associated synoptic patterns for subtropical south america. In: **25th Conf. on Severe Local Storms.** [S.l.: s.n.], 2010.

NICOLINI, M.; SAULO, A. C.; TORRES, J. C.; SALIO, P. Enhanced precipitation over southeastern south america related to strong low-level jet events during austral warm season. **Meteorologica, Special Issue for the South American Monsoon System**, v. 27, p. 59–69, 2002.

OLIVEIRA, M. I. d.; NASCIMENTO, E. d. L. Estudo do episódio de tempo severo ocorrido em canela/rs em 21 de julho de 2010. **Anais do VII Workshop Brasileiro de Micrometeorologia.**, 2011.

RASMUSSEN, E. N.; BLANCHARD, D. O. A baseline climatology of sounding-derived supercell and tornado forecast parameters. **Weather and Forecasting**, v. 13, n. 4, p. 1148–1164, 1998.

RASMUSSEN, K. L.; HOUZE, R. A. Orographic convection in subtropical south america as seen by the trmm satellite. **Monthly Weather Review**, v. 139, n. 8, p. 2399–2420, 2011.

REBOITA, M. S.; GAN, M. A.; ROCHA, R. P. da; AMBRIZZI, T. Regimes de precipitação na américa do sul: uma revisão bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, SciELO Brasil, v. 25, n. 2, 2010.

RECKZIEGEL, B. Levantamento dos desastres desencadeados por eventos naturais adversos no estado do rio grande do sul no período de 1980 a 2005. **Levantamento dos Desastres Desencadeados por Eventos Naturais Adversos no Estado do Rio Grande do Sul no Período de 1980 a 2005**, v. 1, 2007.

REPINALDO, H. F. B.; NICOLINI, M.; SKABAR, Y. G. Characterizing the diurnal cycle of low-level circulation and convergence using cfsr data in south-eastern south america. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, n. 2014, 2014.

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.-L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D. et al. The ncep climate forecast system reanalysis. **Bulletin of the American Meteorological Society**, American Meteorological Society, v. 91, n. 8, p. 1015–1057, 2010.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; SAULO, A. Chaco low-level jet events characterization during the austral summer season. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 107, n. D24, p. ACL–32, 2002.

SALIO, P.; NICOLINI, M.; ZIPSER, E. J. Mesoscale convective systems over southeastern south america and their relationship with the south american low-level jet. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1290–1309, 2007.

SAULO, A. C.; SELUCHI, M. E.; NICOLINI, M. A case study of a chaco low-level jet event. **Monthly weather review**, v. 132, n. 11, p. 2669–2683, 2004.

SAULO, C.; RUIZ, J.; SKABAR, Y. G. Synergism between the low-level jet and organized convection at its exit region. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 4, p. 1310–1326, 2007.

SCHWARZKOPF, M. Altinger de; ROSSO, L. Severe storms and tornadoes in argentina. In: **Preprints, 12th Conf. on Severe Local Storms, San Antonio, TX, Amer. Meteor. Soc.** [S.l.: s.n.], 1982. p. 59–62.

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

STENSRUD, D. J. Importance of low-level jets to climate: A review. **Journal of Climate**, v. 9, n. 8, p. 1698–1711, 1996.

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

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, Wiley Online Library, v. 92, n. D8, p. 9591–9613, 1987.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMMANUEL, C.; MARENGO, J.; MEITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE, J.; PAEGLE, J.; PENALBA, O. et al. The south american low-level jet experiment. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 1, p. 63–77, 2006.

WEISMAN, M. L.; KLEMP, J. B. The dependence of numerically simulated convective storms on vertical wind shear and buoyancy. **Monthly Weather Review**, v. 110, n. 6, p. 504–520, 1982.

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

ZIPSER, E. J.; LIU, C.; CECIL, D. J.; NESBITT, S. W.; YORTY, D. P. Where are the most intense thunderstorms on earth? **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 87, n. 8, p. 1057–1071, 2006.