



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO  
CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA  
NATUREZA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – DEPARTAMENTO  
DE  
METEOROLOGIA



**UM ESTUDO DE CARACTERÍSTICAS FÍSICAS ASSOCIADAS A VENTOS  
CONVECTIVOS INTENSOS NAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL  
USANDO MODELAGEM NUMÉRICA**

RAFAEL FERNANDES PEREIRA

RIO DE JANEIRO  
Setembro de 2015

UM ESTUDO DE CARACTERÍSTICAS FÍSICAS ASSOCIADAS A VENTOS  
CONVECTIVOS INTENSOS NAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL  
USANDO MODELAGEM NUMÉRICA

RAFAEL FERNANDES PEREIRA

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-graduação em Meteorologia do Instituto de Geociências do Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza da Universidade Federal do Rio de Janeiro (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ), como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Mestre em Ciências (área: Meteorologia).

Orientadores: Wallace Figueiredo Menezes e Fernanda Cerqueira Vasconcellos

Rio de Janeiro  
Setembro de 2015

UM ESTUDO DE CARACTERÍSTICAS FÍSICAS ASSOCIADAS A VENTOS  
CONVECTIVOS INTENSOS NAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL  
USANDO MODELAGEM NUMÉRICA

RAFAEL FERNANDES PEREIRA

DISSERTAÇÃO SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM METEOROLOGIA DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DO CENTRO DE CIÊNCIAS MATEMÁTICAS E DA NATUREZA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO (PPGM-IGEO-CCMN-UFRJ) COMO PARTE DOS REQUISITOS NECESSÁRIOS PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS EM METEOROLOGIA.

Examinada por:

---

Prof. Doutor Wallace Figueiredo Menezes (Orientador)

---

Prof<sup>a</sup>. Doutora Fernanda Cerqueira Vasconcellos (Co-Orientadora)

---

Prof. Doutor Edilson Marton

---

Prof. Doutor Ernani de Lima Nascimento

---

Prof. Doutor Leonardo de Faria Peres

RIO DE JANEIRO, RJ – BRASIL

SETEMBRO 2015

PEREIRA, RAFAEL FERNANDES

Um Estudo de Características Físicas Associadas a Ventos Convectivos Intensos nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil Usando Modelagem Numérica/ Rafael Fernandes Pereira - Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2015.

XVIII, 96f.: il.; 29,7 cm.

Orientadores: Wallace Figueiredo Menezes e Fernanda Cerqueira Vasconcellos

Dissertação (Mestrado) – PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ  
Programa de Pós-graduação Meteorologia, 2015.

Referências Bibliográficas: p. 80-90.

1.Vendavais Convectivos. 2.Indicadores de tempo severo. 3.Modelo BRAMS. I. Menezes, Wallace Figueiredo. II. Vasconcellos, Fernanda Cerqueira. III. Universidade Federal do Rio de Janeiro, PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ, Programa de Pós-graduação em Meteorologia. IV. Título.

“Toda nossa ciência, comparada à realidade, é primitiva e infantil. Ainda assim, é a coisa mais preciosa que nós temos. ”

Albert Einstein

## AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus, pela minha vida.

Aos meus pais, pelo suporte em todos esses anos. Também aos meus avós, tios, à minha irmã, e a todos meus familiares.

À Jessica, meu amor, por todo o apoio e paciência de sempre.

A todos os professores que contribuíram para a minha formação, desde a infância até a universidade. Agradecimentos especiais ao Prof.<sup>a</sup> Dr. Wallace, pela ajuda e conhecimentos passados e pelo entusiasmo de sempre com a Meteorologia, e à Prof.<sup>a</sup> Dra. Fernanda, pelos conhecimentos e sugestões valiosas e pela dedicação ao meu trabalho. Ao Prof. Dr. Ernani, pela atenção e pelas observações preciosas. Ao Prof. Dr. Demerval, por gentilmente disponibilizar o código do programa Ramspost. À meteorologista Daniele Ornelas, pelas informações disponibilizadas sobre o caso dos vendavais no Paraná.

Agradeço à Universidade Federal do Rio de Janeiro, pela minha formação e pela infraestrutura computacional. Também à CAPES, pela bolsa de mestrado nos primeiros meses de pesquisa.

E, claro, meu muito obrigado a todos os amigos do curso de Meteorologia da UFRJ e aos colegas do Sistema Alerta Rio, pela convivência e ajuda de sempre.

Mais uma vez, muito obrigado e um sincero abraço a todos!

## RESUMO

### UM ESTUDO DE CARACTERÍSTICAS FÍSICAS ASSOCIADAS A VENTOS CONVECTIVOS INTENSOS NAS REGIÕES SUL E SUDESTE DO BRASIL, USANDO MODELAGEM NUMÉRICA

RAFAEL FERNANDES PEREIRA

Orientadores: Wallace Figueiredo Menezes e Fernanda Cerqueira Vasconcellos

Programa: Meteorologia

Resumo da Dissertação apresentada ao PPGM/IGEO/CCMN/UFRJ como parte dos requisitos necessários para a obtenção do grau de Mestre em Ciências (M. Sc.)

Vendavais convectivos ocorrem com relativa frequência nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil, causando prejuízos humanos e materiais. Se forem bem previstas as condições precedentes a estes fenômenos, é possível otimizar os esforços de prevenção e mitigação dos seus danos. Nesse sentido, o presente trabalho utilizou dados observacionais (reanálise CFSR – *Climate Forecast System Reanalysis*, imagens de satélite e radar e dados de estações meteorológicas de superfície) e modelagem numérica de alta resolução (modelo BRAMS – *Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) para caracterizar condições sinóticas e de mesoescala associadas a três casos de tempestades com ventos fortes e a um caso de tempestade não acompanhada de ventos severos nestas regiões do País. Procuram-se, dessa forma, distinções entre os ambientes associados ao caso sem vento forte e a estes três casos de ventanias, dentre os quais há caso de linha de instabilidade, outro de supercélula com ocorrência de tornado e um terceiro caso também de supercélulas. Com isso, o objetivo geral é somar informações à pesquisa e à previsão operacional deste tipo de evento severo no País. Especificamente, investiga-se o comportamento dos índices atmosféricos K, Total Totals (TT), Índice Convectivo (KO - *Konvektiv Index*), Energia Total (ET), Índice de Energia (IE), o cisalhamento nos seis primeiros quilômetros da troposfera (CIS6Km), o Denominador do Número de Richardson Volumétrico (DNRV), a DCAPE (*Downdraft Convective Available Potential Energy* – índice pouco explorado, sobretudo no Brasil) e a diferença algébrica entre K e TT (TTK – introduzido neste trabalho) nos períodos de interesse dos eventos estudados. Os resultados revelaram que os índices ET, IE, KO e os índices de cisalhamento, quando analisados conjuntamente, mostraram destreza em diferenciar os casos de vendavais do caso de tempestade sem vento forte. Quanto à DCAPE, somente o caso associado a uma linha de instabilidade com vendavais exibiu valores significativos, o que sugere uma melhor aplicabilidade a este tipo de fenômeno. Com base nestes resultados, os quais se mostraram fisicamente consistentes (em que pese o número limitado de casos), foi possível esboçar um modelo conceitual de auxílio à previsão de ventanias associadas a tempestades convectivas.

Rio de Janeiro

SETEMBRO 2015

## ABSTRACT

### A STUDY OF PHYSICAL CHARACTERISTICS ASSOCIATED WITH CONVECTIVELY DRIVEN HIGH WINDS IN SOUTH AND SOUTHEAST OF BRAZIL, USING NUMERICAL MODELLING

RAFAEL FERNANDES PEREIRA

Advisors: Wallace Figueiredo Menezes e Fernanda Cerqueira Vasconcellos

Departament: Meteorology

Abstract of Dissertation presented to PPGM/IGEO/UFRJ as a partial fulfilment of the requirements for the degree of Master of Science (M.Sc.)

Convectively driven high winds do occur with relative frequency on the South and Southeast Region of Brazil, causing economic and human losses. If the conditions that trigger these phenomena are well forecasted, it is possible to optimize the efforts to prevent and minimize damage. With this in mind, the present study used observational data (Climate Forecast System Reanalysis, satellite imagery, radar imagery and surface station data) and high resolution modelling (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System – BRAMS –model) to characterize synoptic and mesoscale conditions associated with three cases of storms with high winds and one storm episode not accompanied by severe winds in this region of the country. In this way, it seeks to distinguish between the environments associated with the non-windy case and the others, among which there is one squall line episode, one tornadic supercell and another supercell with probable tornadoes. The overall goal is to add information to operational forecasting and research of this type of severe event in the country. Specifically, it investigates the behaviour of the following atmospheric indices during pre-convective hours, in order to identify significant patterns and thresholds: K, Total Totals (TT), Convective Index (KO – *Konvektiv Index*), Total Energy (ET), Energy Index (IE), the vertical shear on the first six kilometres (CIS6Km), the Bulk Richardson Number Shear (BRNS), DCAPE (Downdraft Convective Available Potential Energy – a rarely employed index, specially on Brazil), and the algebraic difference between K and TT, introduced in this paper (TTK). The results revealed that the ET, IE, KO and the shear indices when analysed together showed skill in differentiating cases of severe and non-strong winds. Regarding DCAPE, it exhibited significant values only in the squall line episode, which suggests a better applicability to such phenomena. Considering that the results were physically consistent (in spite of the small number of studied episodes), it was possible to outline a conceptual model of aid to forecast winds associated with convective storms.

Rio de Janeiro

September 2015



## ÍNDICE

|  |      |
|--|------|
| RESUMO .....   | vii  |
| ABSTRACT .....   | viii |
| ÍNDICE .....   | ix   |
| LISTA DE FIGURAS .....   | xii  |
| LISTA DE TABELAS .....   | xvi  |
| LISTA DE SIGLAS .....  | xvii |
| CAPÍTULO 1 – INTRODUÇÃO .....  | 1    |
| 1.1 Motivação e Justificativa .....  | 1    |
| 1.2 Objetivos.....   | 3    |
| 1.2.1 Objetivos Gerais .....   | 3    |
| 1.2.2 Objetivos Específicos .....  | 3    |
| 1.3 Estrutura da Dissertação .....   | 5    |
| CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA .....   | 6    |
| 2.1 Vendavais Associados a Tempestades em Mesoescala.....  | 6    |
| 2.1.1 Rajadas descendentes: microexplosões e macroexplosões .....  | 6    |
| 2.1.2 Linhas de Instabilidade com frentes de rajadas intensas ( <i>Derechos</i> ) .....  | 8    |
| 2.1.3 Tornados .....   | 9    |
| 2.2 Aspectos Dinâmicos e Termodinâmicos Associados ao Desenvolvimento de<br>Tempestades Convectivas Intensas – Uma Breve Revisão ..... | 12   |

|   |           |
|---|-----------|
| 2.2.1 Cisalhamento vertical do vento .....              | 13        |
| 2.2.2 Formação da corrente descendente convectiva ..... | 15        |
| 2.3 Índices Atmosféricos .....                          | 18        |
| 2.4 Eventos Estudados no Brasil .....                   | 19        |
| <b>CAPÍTULO 3 – METODOLOGIA .....</b>                   | <b>24</b> |
| 3.1 Levantamento de Casos Significativos .....          | 25        |
| 3.2 Dados Observados .....                              | 28        |
| 3.2.1 Imagens de Satélite .....                         | 28        |
| 3.2.2 Produtos de Radares Meteorológicos .....          | 28        |
| 3.3 Dados das Reanálises CFSR do NCEP .....             | 29        |
| 3.4 Experimentos com o Modelo Numérico BRAMS .....      | 30        |
| 3.4.1 Configurações básicas das simulações .....        | 31        |
| 3.5 Índices Atmosféricos .....                          | 36        |
| 3.5.1 Índice K .....                                    | 36        |
| 3.5.2 Índice TT .....                                   | 36        |
| 3.5.3 – Índice Combinado “TTK” .....                    | 37        |
| 3.5.4 DCAPE – A CAPE da corrente descendente .....      | 37        |
| 3.5.5 ET e IE.....                                      | 40        |
| 3.5.6 Índice KO .....                                   | 44        |
| 3.5.7 Índices de Cisalhamento Vertical .....            | 45        |

|  |    |
|--|----|
| CAPÍTULO 4 - RESULTADOS .....  | 47 |
| 4.1 Análise Sinótica e Validação das Simulações Numéricas dos Eventos .....      | 47 |
| 4.1.1 Caso LIRS - Linha de Instabilidade no RS -7 de outubro de 2011.....        | 47 |
| 4.1.2 Caso TSP – Tornado em Indaiatuba/SP – 24 de maio de 2005.....              | 51 |
| 4.1.3 Caso VPR – Vendavais no Oeste do PR – 4 de outubro de 2005 .....           | 54 |
| 4.1.4 Caso SVSP - Tempestades Torrenciais no Estado de SP - janeiro de 2010..... | 57 |
| 4.1.5 Considerações sobre os resultados em escala sinótica das simulações .....  | 60 |
| 4.2 Simulações com o BRAMS – Índices Atmosféricos.....                           | 61 |
| 4.2.1 Índice TTK .....   | 61 |
| 4.2.2 ET / IE / Instabilidade Convectiva .....                                   | 66 |
| 4.2.3 Índice KO .....  | 68 |
| 4.2.4 DCAPE.....   | 70 |
| 4.2.5 Índices de Cisalhamento Vertical .....                                     | 72 |
| 4.2.6 Considerações sobre os Resultados .....                                    | 74 |
| CAPÍTULO 5 - CONCLUSÕES .....  | 78 |
| REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....   | 80 |
| ANEXO .....  | 90 |

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1: Imagens de destruição causada por episódios de vendavais convectivos registradas nas Regiões Sudeste e Sul do Brasil. (a) Torres derrubadas em Ilha Solteira/SP (Foto: João Luiz Bergamo Zamperin / VC no G1) - outubro de 2010; (b) Tornado de Indaiatuba/SP (Fonte: <http://historiadeindaiatuba.blogspot.com.br/2011/02/o-tempo-atraves-do-tempo.html>) – maio de 2005; (c) Vendaval em Tapejara/RS – abril de 2014 (Foto: Suelen Defaver / Prefeitura de Tapejara, Divulgação); (d) Vendaval em Porto Alegre/RS – janeiro de 2013 (Foto: Isabel Marchezan / Portal Terra); (e) Tornado em Taquarituba/SP – setembro de 2013 (Foto: Juca Varella/Folhapress); (f) Criciúma/SC – novembro de 2009 (Foto: Gazeta Press).  
.....2
- Figura 2.1: Esquema básico ilustrando os três estágios sequenciais de uma microexplosão típica. (Adaptado de Fujita, 1985) .....7
- Figura 2.2: Destruição causada por uma rajada descendente. As setas mostram a direção do escoamento junto à superfície (Fonte: NOAA) .....8
- Figura 2.3: Assinatura em arco (com seta branca desenhada indicando seu ápice) em uma imagem de radar de uma linha de tempestades severas ocorrida em 26 de junho de 2010, nos Estados Unidos. (Fonte: National Weather Service –<http://www.crh.noaa.gov/arx/?n=jun2710> – acessado em 17/04/2014)..... 9
- Figura 2.4: Assinatura de eco em gancho em uma imagem de radar de uma supercélula com tornado ocorrida em 3 de maio de 1999, nos Estados Unidos. (Fonte: Página do National Severe Storms Laboratory - <http://www.nssl.noaa.gov/tools/decision/cases/990503/StormA.html> – acessado em 17/04/2014).....11
- Figura 2.5: Visão esquemática da frente de rajada. (Adaptado de TEIXEIRA, 2007). ..... 13
- Figura 2.6: Visão esquemática do papel do cisalhamento do vento na inclinação da corrente ascendente (setas vermelhas) da tempestade e no comportamento da corrente descendente (setas azuis). (Fonte: NASCIMENTO, 2005). ..... 13
- Figura 2.7: Esquema do comportamento das tempestades convectivas com cisalhamento unidirecional (hodógrafa reta) (a) e com giro no sentido horário (hodógrafa curva) (b). Fonte: Rotunno e Klemp, 1982. .... 14
- Figura 3.1: Fluxograma contendo as etapas de condução do presente trabalho. .... 24
- Figura 3.2: Domínios das grades 1 (G1 - destacando os domínios das grades 2 e 3, em vermelho e azul, respectivamente), 2 (G2 - retângulos vermelhos) e 3 (G3 - retângulos azuis) de cada caso simulado. Uma grade por linha e um caso por coluna (estando os casos TSP e SVSP na mesma coluna, por utilizarem a mesma configuração).....33
- Figura 3.3: Figura 3.3: Diagrama “skew T x log P” com sondagem atmosférica, destacando-se a área (sombreada em azul) correspondendo à DCAPE. A linha vermelha marca o limite superior “Z”, normalmente o nível de menor temperatura potencial do bulbo úmido entre 2 e 7

km de altura (não necessariamente neste exemplo). Baseado em uma sondagem realizada em Amarillo, Texas, às 00Z do dia 23/07/2011. Imagem original disponível em <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (Acessado pela última vez em setembro de 2015)..... 38

Figura 3.4: Esquema do perfil atmosférico de ET em uma tarde antecedente ao disparo de tempestades convectivas severas. As flechas verticais indicam as trajetórias de parcelas em ascensão e/ou em subsidência, considerando a não ocorrência de entranhamento. Adaptado de Darkow (1968)..... 42

Figura 3.5: Perfil médio de ET para 27 sondagens próximas a “tornados” (linha azul contínua) e perfil médio para 27 sondagens “controle” (ambientes distantes da ocorrência de tornados – linha preta tracejada). Adaptado de Darkow (1968)..... 44

Figura 4.1: (a) Mapa do Estado do Rio Grande do Sul destacando a região afetada pelo fenômeno (retângulo vermelho inserido pelo autor) – Fonte: WIKIPÉDIA, A Enciclopédia Livre. [http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=Rio\\_Grande\\_do\\_Sul&oldid=40204120](http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=Rio_Grande_do_Sul&oldid=40204120) (Acesso em 13/09/2014); (b) Imagem do Satélite GOES-12 no canal infravermelho realçado – 23:30Z do dia 07/10/2011; (c) Imagem do Radar Meteorológico de Canguçu/RS (REDEMET) – 23:30Z do dia 07/10/2011. .... 48

Figura 4.2: Pressão reduzida ao nível médio do mar (contornos - hPa) e umidade específica (colorido - g/Kg) em 925 hPa, às 18Z do dia 07/10/2011. (a) CFSR e (b) BRAMS. .... 49

Figura 4.3: Escoamento (linhas de corrente) em 850 hPa (m/s), às 18Z do dia 07/10/2011. (a) CFSR e (b) BRAMS. .... 50

Figura 4.4: Escoamento (linhas de corrente) e Jato (colorido) em 200 hPa (m/s), às 18Z do dia 07/10/2011. (a) CFSR e (b) BRAMS. .... 50

Figura 4.5: (a) Mapa do Estado de São Paulo destacando em vermelho a localização do Município de Indaiatuba (Fonte: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre - <http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=Indaiatuba&oldid=40194017>. Acessado em 13/09/2014). (b) Imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho às 18Z do dia 24/05/2005. O retângulo vermelho destaca a região de interesse..... 51

Figura 4.6: Pressão reduzida ao nível médio do mar (contornos - hPa) e Umidade específica (colorido - g/Kg) em 925 hPa, para o horário das 18Z, do dia 24/05/2005 – CFSR (a) e BRAMS (b). .... 52

Figura 4.7: Escoamento (linhas de corrente) em 850 hPa (m/s) às 18Z do dia 24/05/2005. (a) CFSR e (b) BRAMS. .... 53

Figura 4.8: Escoamento (linhas de corrente) e Jato (sombreado) em 200 hPa (m/s) às 18Z do dia 24/05/2005. (a) CFSR e (b) BRAMS. .... 54

Figura 4.9: (a) Mapa do Estado do Paraná destacando a região mais afetada pelas tempestades (retângulo vermelho) e os municípios de São Miguel do Iguçu (1) e Toledo (2). Fonte: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre –

[http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=S%C3%A3o\\_Miguel\\_do\\_Igua%C3%A7u&oldid=40025655](http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=S%C3%A3o_Miguel_do_Igua%C3%A7u&oldid=40025655). Acessado em 13/09/2014. Editado pelo autor. (b) Imagem do satélite GOES-12, no canal infravermelho, para as 22h00min (local) - dia 04/10/2005..... 55

Figura 4.10: Pressão reduzida ao nível médio do mar (contornos - hPa) e Umidade específica (sombreado - g/Kg) em 925 hPa para o horário das 18Z do dia 04/10/2005 – CFSR (a) e BRAMS (b). .....56

Figura 4.11: Escoamento (linhas de corrente) em 850 hPa (m/s) às 18Z dia 04/10/2005. (a) CFSR e (b) BRAMS. ....56

Figura 4.12: Escoamento (linhas de corrente) e Jato (sombreado) em 200 hPa (m/s) às 18Z do dia 04/10/2005. (a) CFSR e (b) BRAMS. ....57

Figura 4.13: (a) Mapa do Estado de São Paulo destacando a região mais afetada pelo fenômeno (vermelho). Fonte: WIKIPÉDIA, A Enciclopédia Livre. [http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=Rio\\_Grande\\_do\\_Sul&oldid=40204120](http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=Rio_Grande_do_Sul&oldid=40204120). Acesso em 13/09/2014. (b) Imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho realçado para o horário das 00Z do dia 21/01/2010. ....58

Figura 4.14: Pressão reduzida ao nível médio do mar (contornos - hPa) e Umidade específica (sombreado - g/Kg) em 925 hPa para o horário das 00Z do dia 21/01/2010 – CFSR (a) e BRAMS (b). .....59

Figura 4.15: Escoamento (linhas de corrente) em 850 hPa (m/s) às 18Z dia 20/01/2010. (a) CFSR e (b) BRAMS. ....59

Figura 4.16: Escoamento (linhas de corrente) e Jato (sombreado) em 200 hPa (m/s) às 18Z dia 20/01/2010. (a) CFSR e (b) BRAMS. ....60

Figura 4.17: Índice TTK (colorido) e índice TT (contornos legendados) para (a) Caso LIRS – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP – 15Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 18Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP – 00Z do dia 21/01/2010. As estrelas negras localizam pontos de interesse na região afetada pelas tempestades em cada caso. .... 62

Figura 4.18: Evolução temporal dos índices TTK (preto), TT (azul) e K (verde) para (a) Caso LIRS; (b) Caso TSP; (c) Caso VPR; (d) Caso SVSP. Os retângulos vermelhos destacam o intervalo de tempo desde aproximadamente 6h antes até o momento da ocorrência de cada fenômeno. ....63

Figura 4.19: Perfil latitudinal (latitudes entre parênteses) de Umidade Relativa do Ar (%) para (a) Caso LIRS (30,80°S) – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP (23,05°S) – 15Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR (25,50°S) – 18Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP (23,32°S) – 00Z do dia 21/01/2010.....64

Figura 4.20: Perfil latitudinal (latitudes entre parênteses) de Umidade Específica (g/kg) para (a) Caso LIRS (30,80°S) – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP (23,05°S) – 15Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR (25,50°S) – 18Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP (23,32°S) – 00Z do dia 21/01/2010.....65

|  |     |
|--|-----|
| Figura 4.21: IE ( $10^{-3}$ J/kg) para (a) Caso LIRS – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP – 15Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 18Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP – 00Z do dia 21/01/2010. As estrelas negras localizam pontos de interesse na região afetada pelas tempestades em cada caso. .... | 66  |
| Figura 4.22: Perfil de ET ( $10^{-3}$ J/kg) para os Casos LIRS (15Z do dia 07/10/2011); TSP (18Z do dia 24/05/2005), Caso VPR (18Z do dia 04/10/2005) e Caso SVSP (00Z do dia 21/01/2010). ....  | 68  |
| Figura 4.23: Índice KO para (a) Caso LIRS – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP – 15Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 18Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP – 00Z do dia 21/01/2010. ....   | 69  |
| Figura 4.24: DCAPE (J/kg) para (a) Caso LIRS – 12Z do dia 07/10/2011 (o círculo negro localiza aproximadamente o Município de Quaraí); (b) Caso TSP – 18Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 20Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP – 00Z do dia 21/01/2010. ....   | 71  |
| Figura 4.25: Índice CIS6km (m/s) para (a) Caso LIRS – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP – 20Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 21Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP – 00Z do dia 21/01/2010. ....   | 73  |
| Figura 4.26: Índice DNRV ( $m^2/s^2$ ) para (a) Caso LIRS – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP – 20Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 21Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVF – 00Z do dia 21/01/2010. ....  | 74  |
| Figura 4.27: Fluxograma do modelo conceitual de previsão de vendavais convectivos esboçado no presente trabalho. ....  | 7 5 |

## LISTA DE TABELAS

|   |    |
|---|----|
| Tabela 1.1: Esquema de estratégia operacional aplicável à previsão de tempestades convectivas severas (baseada em NASCIMENTO, 2005). Cada coluna representa um nível na escala temporal de previsão convectiva, sendo que a primeira linha contém o principal procedimento para identificação de situações favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas em cada nível, e a terceira linha apresenta as principais ferramentas a serem utilizadas. O nível 2, com a coluna destacada em azul, representa o foco principal deste trabalho. .... | 5  |
| Tabela 3.1: Relação das variáveis colhidas da CFSR, os respectivos níveis e os campos gerados a partir delas. ....  | 30 |
| Tabela 3.2: Resumo das configurações de grade utilizadas no experimento numérico. ....  | 31 |
| Tabela 3.3: Parametrizações utilizadas para os experimentos numéricos. ....   | 34 |
| Tabela 3.4: Horários de início das rodadas de cada caso. ....   | 35 |



## LISTA DE SIGLAS

|          |   |
|----------|---|
| BRAMS    | BRAZILIAN REGIONAL ATMOSPHERIC MODELING SYSTEM    |
| CAPE     | CONVECTIVE AVAILABLE POTENTIAL ENERGY             |
| CEEE     | COMPANHIA ESTADUAL DE ENERGIA ELÉTRICA            |
| CFSR     | CLIMATE FORECAST SYSTEM REANALYSIS                |
|          | CENTRO INTEGRADO DE DEFESA AÉREA E CONTROLE DE    |
| CINDACTA | TRÁFEGO AÉREO                                     |
| CINE     | CONVECTION INHIBITION ENERGY                      |
| CIS      | CISALHAMENTO VERTICAL                             |
| CIS6KM   | CISALHAMENTO VERTICAL NOS 6 PRIMEIROS QUILOMETROS |
| CLA      | CAMADA LIMITE ATMOSFÉRICA                         |
| CPTEC    | CENTRO DE PREVISÃO DO TEMPO E ESTUDOS CLIMÁTICOS  |
| Cb       | CUMULONIMBUS                                      |
| DCAPE    | DOWNDRAFT CONVECTIVE POTENTIAL ENERGY             |
| DNRV     | DENOMINADOR DO NÚMERO DE RICHARDSON VOLUMÉTRICO   |
| DSA      | DIVISÃO DE SATÉLITES AMBIENTAIS                   |
| DTCEA-   | DESTACAMENTO DE CONTROLE DO ESPAÇO AÉREO DE       |
| CGU      | CANGUÇU   |
|          | EUROPEAN CENTRE FOR MEDIUM-RANGE WEATHER          |
| ECMWF    | FORECASTS   |
| ET       | ENERGIA TOTAL                                     |
| GFS      | GLOBAL FORECAST SYSTEM                            |
| GRADS    | GRID ANALYSIS AND DISPLAY SYSTEM                  |
| HN       | HEMISFÉRIO NORTE                                  |
| HS       | HEMISFÉRIO SUL                                    |
| LAG      | INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E GEOCIÊNCIAS  |
| IE       | ÍNDICE DE ENERGIA                                 |
| INMET    | INSTITUTO NACIONAL DE METEOROLOGIA                |
| INPE     | INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS         |
| JBNAS    | JATO DE BAIXOS NÍVEIS DA AMÉRICA DO SUL           |
| K        | ÍNDICE K  |
| KO       | KONVEKTIV INDEX (ÍNDICE CONVECTIVO)               |

|        |  |
|--------|--|
| LFS    | LEVEL OF FREE SINK   |
| LIRS   | CASO LINHA DE INSTABILIDADE – RIO GRANDE DO SUL                    |
| LR     | LAPSE RATE   |
| MASTER | LABORATÓRIO DE METEOROLOGIA APLICADA A SISTEMAS DE TEMPO REGIONAIS |
| MM5    | FIFTH GENERATION MESOSCALE MODEL                                   |
| NCEP   | NATIONAL CENTER FOR ENVIRONMENTAL PREDICTION                       |
| NCL    | NÍVEL DE CONDENSAÇÃO POR LEVANTAMENTO                              |
| NOAA   | NATIONAL OCEANIC AND ATMOSPHERIC ADMINISTRATION                    |
| PAE    | PLANO DE ATENDIMENTO A EMERGÊNCIAS                                 |
| RAMS   | REGIONAL ATMOSPHERIC MODELLING SYSTEM                              |
| S2ID   | SISTEMA INTEGRADO DE INFORMAÇÕES SOBRE DESASTRES NATURAIS          |
| SCM    | SISTEMA CONVECTIVO DE MESOESCALA                                   |
| SVSP   | CASO SEM VENDAVAL – SÃO PAULO                                      |
| TSP    | CASO TORNADO – SÃO PAULO   |
| TT     | ÍNDICE TOTAL TOTALS  |
| TTK    | ÍNDICE COMBINADO – DIFERENÇA ENTRE TT E K                          |
| USP    | UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO  |
| VPR    | CASO VENDAVAIS – PARANÁ  |

# 1 INTRODUÇÃO

## 1.1 MOTIVAÇÃO E JUSTIFICATIVA

Tempestades causadoras de ventos fortes representam um grande temor, tanto do ponto de vista humano quanto no âmbito econômico. O arrasto provocado pelo vento tem potencial para causar ampla destruição, especialmente quando o vendaval ocorre sobre regiões povoadas. Destelhamento e comprometimento estrutural de construções diversas, quedas de árvores e de postes com fios de alta tensão, dentre outros efeitos, ocasionam prejuízos por vezes imensuráveis e, frequentemente, perdas de vidas humanas. Nas Regiões Sudeste e Sul do Brasil, as mais populosas e povoadas do País, tais fenômenos são recorrentes (Figura 1.1).

Por muitos anos, com o objetivo de avaliar o ambiente favorável à gênese e ao desenvolvimento de tempestades convectivas, diversos pesquisadores vêm elaborando parâmetros numéricos relacionados à instabilidade termodinâmica e ao cisalhamento vertical do vento. Trata-se dos índices de instabilidade atmosférica e de cisalhamento, dentre os quais se podem citar os índices K, Total Totals (TT), CAPE (*Convective Available Potential Energy* – a energia potencial disponível para convecção), CINE (*Convective Inhibition Energy* – energia de inibição convectiva) e etc. Alguns índices, por sua definição e formulação teórica, estão diretamente ligados ao potencial de produção de fortes ventanias na presença de nuvens cumulonimbus (Cb). Dentre estes, é possível destacar os índices DCAPE (*Downdraft Convective Available Potential Energy*), Energia Total (ET) e Índice de Energia (IE), Índice Convectivo (KO - *Konvektiv Index*), Cisalhamento Vertical (CIS) e Denominador do Número de Richardson Volumétrico (DNRV).

Porém, apesar de já existirem há décadas (por exemplo, o índice K e a ET datam dos anos 1960 – respectivamente, GEORGE, 1960 e DARKOW, 1968) e de já haver publicações utilizando diversos índices para o Brasil (por exemplo, CORREA, 2007; VASCONCELLOS ET AL, 2010; HALLAK E PEREIRA FILHO, 2012, entre outros), ainda existe uma demanda por trabalhos que explorem o seu comportamento em episódios de vendavais no País. Destaca-se o caso da DCAPE (que, basicamente, computa uma medida da energia potencial disponível para, via resfriamento evaporativo, converter-se na energia cinética das correntes descendentes), ainda não empregada efetivamente em pesquisas para o território brasileiro.



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)



(f)

Figura 1.1: Imagens de destruição causada por episódios de vendavais convectivos registradas nas Regiões Sudeste e Sul do Brasil. (a) Torres derrubadas em Ilha Solteira/SP (Foto: João Luiz Bergamo Zamperin / VC no G1) - outubro de 2010; (b) Tornado de Indaiatuba/SP (Fonte: <http://historiadeindaiatuba.blogspot.com.br/2011/02/o-tempo-atraves-do-tempo.html>) - maio de 2005; (c) Vendaval em Tapejara/RS - abril de 2014 (Foto: Suelen Defaver / Prefeitura de Tapejara, Divulgação); (d) Vendaval em Porto Alegre/RS - janeiro de 2013 (Foto: Isabel Marchezan / Portal Terra); (e) Tornado em Taquaritiba/SP - setembro de 2013 (Foto: Juca Varela/Folhapress); (f) Criciúma/SC - novembro de 2009 (Foto: GazetaPress).

Tal discussão torna evidente a importância de trabalhos que contemplem as relações entre os índices e a probabilidade de desencadeamento de certos fenômenos de tempo severo, como os vendavais, que não necessariamente ocorrem em concomitância com granizo destrutivo ou chuvas volumosas. Por sinal, casos de tempestades com ventos arrasadores e acumulados de chuva muito pequenos, por exemplo, são notórios, sendo a recíproca também verdadeira (por exemplo, JUSTI DA SILVA ET AL., 2004). Sendo bem previstas as condições para que um dado fenômeno específico ocorra, consegue-se otimizar os esforços de prevenção e mitigação dos seus danos. Além disso, o melhor entendimento de como se comportam os índices para uma determinada região pode contribuir para melhorar sua representação em modelos computacionais de prognóstico do tempo, bem como para melhorar a interpretação de seus resultados.

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 Objetivos Gerais

Os objetivos gerais do presente estudo são enumerados a seguir:

- i. Caracterizar as condições atmosféricas precedentes a três casos de diferentes manifestações de ventos convectivos severos e a um caso de tempestade não acompanhada de vendavais, todos ocorridos nas Regiões Sul e Sudeste do Brasil;
- ii. Procurar distinções entre os ambientes que conduziram a cada um dos quatro casos supracitados, buscando novas informações que sirvam de base para a criação de um modelo conceitual de previsão de ventanias convectivas;

### 1.2.2 Objetivos Específicos

Em particular, o trabalho tem ênfase nas seguintes metas:

- i. Investigação do comportamento de índices termodinâmicos e cinemáticos que, por sua definição física, tenham potencial de diferenciar situações conducentes ou não a ventos fortes. Para tanto, são designados os índices DCAPE, K, TT, KO, ET, Cisalhamento Vertical (CIS) e DNRV, e é introduzido o TTK (diferença algébrica entre TT e K).

- ii. Trazer mais informações relativas à implementação e à aplicabilidade dos índices, principalmente no que tange à previsão e à pesquisa de ventos convectivos fortes no Brasil. Um enfoque especial é dado ao índice DCAPE, pouquíssimo utilizado em território brasileiro por conta de sua relativa complexidade e da escassez de referências e experiências relacionadas.
- iii. Esboçar um modelo conceitual de auxílio à previsão de tempestades com ventos de forte intensidade. Ressalte-se que a opção por estudar um número de apenas 4 casos não permite estabelecer um esquema estratégico sólido, mas o trabalho tem a meta de fornecer uma base para tal.

A Tabela 1.1 exhibe um esquema dos procedimentos estratégicos para previsão de tempestades convectivas severas, construído de acordo com as recomendações de Silva Dias (1987) e Nascimento (2005). O objetivo do presente trabalho enfoca os níveis 1 e, principalmente, 2 deste diagrama, isto é, a análise de parâmetros de tempo severo desde cerca de 48h até poucas horas antes do evento. Logo, não estão contempladas análises minuciosas da estrutura e da evolução dos fenômenos ocorridos, e sim o reconhecimento de padrões atmosféricos favoráveis à formação dos temporais e a quantificação de sua potencial severidade, sobretudo em relação à ventos fortes.


| <b><u>NÍVEL 1</u></b>   | <b><u>NÍVEL 2</u></b>   | <b><u>NÍVEL 3</u></b>  |
|---|---|--|
| <b>Reconhecimento de padrões atmosféricos</b>   | <b>Análise de parâmetros de tempo severo</b>  | <b>Nowcasting</b>  |
| <b>5 A 2 DIAS ANTES DO EVENTO</b>   | <b>1 DIA A POUCAS HORAS ANTES DO EVENTO</b>   | <b>DE POUCAS HORAS ANTES DO EVENTO A DURANTE O EVENTO</b>  |
| Observações sinóticas; Modelos Atmosféricos Globais; modelos Continentais; modelos conceituais. | Sondagens atmosféricas; modelos de mesoescala; modelos conceituais; redes de observação em mesoescala; imagens de satélite; rotinas de mesoanálise objetiva; índices de instabilidade | Radar meteorológico; detectores de descargas atmosféricas; satélite meteorológico; rotinas de mesoanálise objetiva; modelos numéricos em escala convectiva |
| <b>Proximidade da ocorrência do evento convectivo</b>   |   |  |
|               |   |  |

Tabela 1.1: Esquema de estratégia operacional aplicável à previsão de tempestades convectivas severas (baseada em NASCIMENTO, 2005). Cada coluna representa um nível na escala temporal de previsão convectiva, sendo que a primeira linha contém o principal procedimento para identificação de situações favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas em cada nível, e a terceira linha apresenta as principais ferramentas a serem utilizadas. O nível 2, com a coluna destacada em azul, representa o foco principal deste trabalho.

### 1.3 ESTRUTURA DA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação se encontra estruturada da seguinte maneira: o Capítulo 2 provê embasamento teórico para o estudo por meio de uma revisão bibliográfica dos conteúdos científicos pertinentes. Os métodos utilizados na pesquisa, incluindo a seleção dos casos estudados, os dados observados, o emprego da Reanálise CFSR (*Climate Forecast System Reanalysis*) do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), a escolha e configuração do BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modelling System*), e a metodologia dos índices de instabilidade são detalhados no Capítulo 3. No Capítulo 4, são expostos e discutidos os resultados. Por fim, no Capítulo 5, as conclusões e as recomendações futuras.

## 2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste Capítulo, conduz-se uma revisão da literatura científica concernente ao estudo de ventos fortes provocados por tempestades convectivas. Na Seção 2.1, são descritos os principais fenômenos de mesoescala causadores de ventos fortes; na Seção 2.2, uma breve revisão das condições dinâmicas e termodinâmicas que favorecem o desenvolvimento destes fenômenos; em 2.3, é feita uma introdução aos índices de instabilidade utilizados; finalmente, em 2.4, citam-se alguns estudos realizados no Brasil abordando o assunto de interesse.

### 2.1 - VENDA VAIS ASSOCIADOS A TEMPESTADES EM MESOESCALA

#### 2.1.1 - Rajadas descendentes: microexplosões e macroexplosões

No decorrer do ciclo de vida de uma nuvem Cb, é durante o estágio maduro que se desenvolve um elemento fundamental da tempestade: a corrente descendente convectiva, ou *downdraft* (BYERS E BRAHAM, 1949). Estas correntes surgem a partir do resfriamento de parcelas de ar devido à evaporação de gotas de chuva ou de sublimação de gelo (que será tanto maior quanto mais seca estiver a atmosfera no nível da nuvem), e pelo próprio arrasto gerado pela precipitação (WAKIMOTO, 2001). Na interface entre o ar frio e seco das correntes descendentes e o ar quente e úmido em superfície, forma-se a frente de rajada (NEWTON, 1950; CHARBA, 1974; GOFF, 1976; WAKIMOTO, 1982; SILVA DIAS, 1987). Esta frente de vento poderá contribuir para um novo desenvolvimento de nuvens cúmulos e poderá assim ter um papel fundamental na organização e na continuidade das tempestades, dependendo das condições dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera (por exemplo, SILVA DIAS, 1987; ROTUNNO ET AL., 1988; FOVELL E DAILEY, 1995; KUCHERA E PARKER, 2006; WAKIMOTO ET AL., 2006A E 2006B; RICHARDSON ET AL., 2007). No entanto, sob certas circunstâncias, estes ventos podem se intensificar de maneira potencialmente destrutiva.

Fujita e Byers (1977) investigaram as condições meteorológicas que levaram à queda de uma aeronave nas proximidades do Aeroporto de Nova York, em 1975. Neste trabalho, os pesquisadores revelaram a existência de correntes descendentes muito mais fortes que aquelas medidas no *Thunderstorm Project* (BYERS E BRAHAM, 1949), a principal referência até então. Estas fortes correntes descendentes foram denominadas *downbursts*, ou “rajadas descendentes”. O termo *downburst* define uma área de fortes ventos provocados por uma



coluna de ar subsidente com um diâmetro de 1 a 10 km na horizontal, no nível do solo (WAKIMOTO, 2001). Nos anos posteriores, à medida que o conhecimento acerca das escalas e intensidades do fenômeno foi avançando, o termo foi redefinido meteorologicamente, subdividindo-se em *macroburst* (“macroexplosão”) e *microburst* (“microexplosão” - Figura 2.1), conforme sua escala horizontal e intensidade dos ventos.

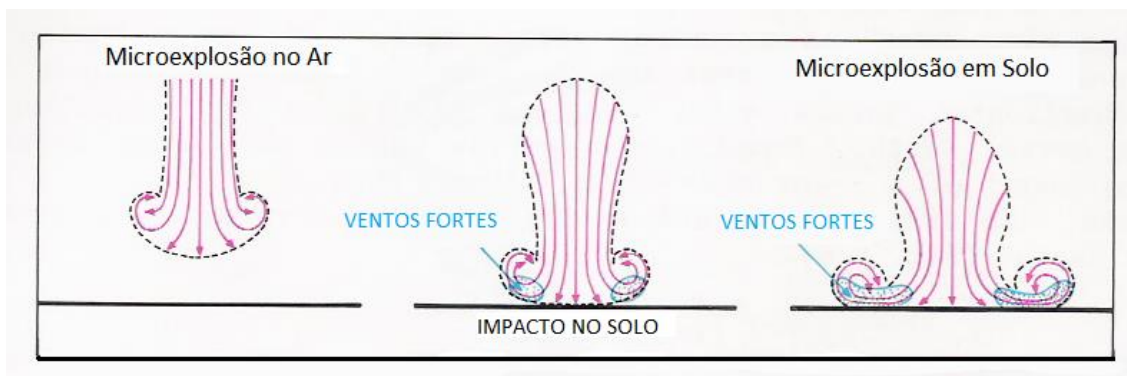


Figura 2.1: Esquema básico ilustrando os três estágios sequenciais de uma microexplosão típica. (Adaptado de Fujita, 1985)

Por conseguinte, *macroburst*, ou macroexplosão, refere-se a uma extensa corrente descendente cujos ventos se espalham por um diâmetro de pelo menos 4 km na altura do solo. Um *macroburst* normalmente dura entre 5 e 20 minutos, e as rajadas podem atingir uma velocidade máxima da ordem de 60 m/s (o equivalente a 216 km/h). *Microburst*, ou “microexplosão”, por sua vez, é um *downburst* de menor extensão, com menos de 4 km de diâmetro no nível da superfície. O pico de intensidade dos ventos em um *microburst* dura por volta de 2 a 5 min, porém a velocidade em superfície pode alcançar até 75 m/s, isto é, 270 km/h, uma rajada extremamente forte (FUJITA, 1985).

Com ventos de tamanha intensidade, a destruição ocasionada por estes fenômenos é comparável àquela causada por tornados. De fato, por muitos anos os efeitos desses vendavais eram comumente atribuídos a tornados, na medida em que o próprio fenômeno não havia sido devidamente reconhecido pela Meteorologia. Tal quadro começou a se reverter na segunda metade dos anos 1970, principalmente com os esforços de pesquisadores da Universidade de Chicago, EUA, liderados pelo Prof. Dr. Fujita (por exemplo, FUJITA, 1978; FUJITA e WAKIMOTO, 1981; FUJITA, 1981; FUJITA, 1985; WILSON E WAKIMOTO, 2001).

Após a tempestade, a característica que permite distinguir um evento de *downburst* de um tornado está nos padrões de danos por ele deixados. Normalmente, observa-se que os *downbursts* deixam um rastro de danos voltados para a mesma direção, os quais, quando vistos a partir de fotografias aéreas, comumente exibem um padrão de difluência (Figura 2.2).

Este padrão é compatível com o modelo de uma coluna de ar em movimento descendente que se espalha na horizontal ao atingir a superfície. Em contraste, tornados costumam deixar uma trilha bem definida quando tocam o solo, e nesta trilha os estragos geralmente estão retorcidos ou espalhados sem direção preferencial. A utilização de imagens obtidas de aeronaves (por exemplo, FUJITA, 1985) pode fornecer pistas valiosas para a diferenciação dos fenômenos causadores dos ventos destrutivos.



Figura 2.2: Destruição causada por uma rajada descendente. As setas mostram a direção do escoamento junto à superfície (Fonte: NOAA).

As rajadas descendentes não são necessariamente acompanhadas de precipitação em solo (FUJITA, 1985). Pesquisas concluíram que em ambientes muito secos, as gotas de chuva associadas às explosões evaporam completamente antes que a rajada atinja a superfície. Uma vez que ganhe momento suficiente, a corrente descendente poderá alcançar o solo mesmo que a precipitação tenha evaporado (WAKIMOTO, 1985).

### 2.1.2 - Linhas de Instabilidade com frentes de rajadas intensas (*Derechos*)

Conforme introduzido anteriormente, o avanço das correntes descendentes associadas a sistemas convectivos é marcado pelo deslocamento da frente de rajada. Quando células convectivas de uma mesma linha de tempestades produzem fortes correntes descendentes, estes *downbursts* tendem a coalescer e a formar uma intensa frente de rajada, conhecida como *derecho* (JOHNS E HIRT, 1987). Estas poderosas e duradouras tempestades de vento costumam estar associadas a uma curvatura nas linhas de instabilidade, apresentando uma

assinatura característica em imagens de radar, o chamado “eco em arco” (*bowecho* – Figura 2.3). Tais vendavais podem se estender por centenas de quilômetros, e a destruição por eles causada muitas vezes é atribuída equivocadamente a tornados (FUJITA E WAKIMOTO, 1981). De fato, nos Estados Unidos, *derechos* causam tantos prejuízos quanto tornados e furacões (ASHLEY E MOTE, 2005).

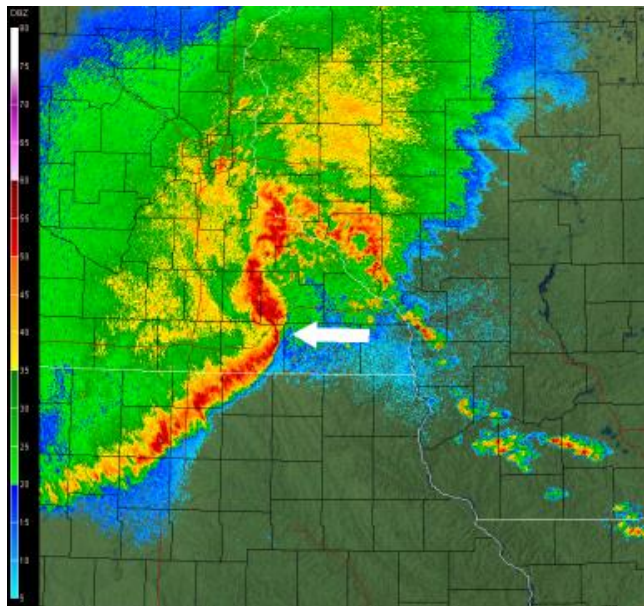


Figura 2.3: Assinatura em arco (com seta branca desenhada indicando seu ápice) em uma imagem de radar de uma linha de tempestades severas ocorrida em 26 de junho de 2010, nos Estados Unidos. (Fonte: National Weather Service – <http://www.crh.noaa.gov/arx/?n=jun2710> – acessado em 17/04/2014).

### 2.1.3 Tornados

Com ventos que podem atingir entre 125 m/s e 140 m/s (aproximadamente 500 km/h), os tornados são os mais violentos fenômenos atmosféricos. Em geral, apresentam-se como uma estreita coluna de ar em violenta rotação, com diâmetro médio de 100 m, que se estende desde o interior de uma nuvem Cb (ou, por vezes, cumulus congestus) até o solo (DAVIES-JONES ET AL., 2001). Normalmente, tornam-se visíveis pela nuvem funil que pende da base do Cb, formada pela diminuição da altura do nível de condensação por levantamento (NCL) do ambiente, mas são evidenciados também pela poeira e destroços por eles levantados do chão. No entanto, ventos destrutivos associados a tornados estendem-se para além da nuvem funil, podendo estar presentes mesmo na ausência de uma nuvem funil bem definida (WALLACE E HOBBS, 2006).

Do ponto de vista da dinâmica, os tornados surgem a partir da amplificação de vorticidade atmosférica, seja ela pré-existente ou criada por efeitos locais (DAVIES-JONES, 1986). O escoamento no interior e nas redondezas de um tornado é, no entanto, mais

complexo do que o sugerido pelo formato compacto e regular da nuvem funil. O vórtice tornádico é uma estrutura cinemática que se modifica continuamente por meio de diversos processos dinâmicos, com diferentes parcelas de ar participando do escoamento a cada instante (DOSWELL E BURGESS, 1993). Há também uma variedade de tamanhos e formatos de tornados, e um mesmo tornado pode apresentar múltiplos vórtices (por ex., FUJITA, 1971; NASCIMENTO ET AL, 2014).

No contexto dos fenômenos convectivos que os concebem, os tornados podem ser classificados em dois tipos, de acordo com Davies-Jones et al. (2001). O do tipo 1 se forma em associação a um mesociclone, a partir da inclinação e estiramento da vorticidade horizontal (gerada pelo cisalhamento vertical do vento) pelas correntes ascendentes da tempestade. Este processo gera e concentra vorticidade vertical de maneira abrupta e extremamente intensa. Numa primeira aproximação, os ventos tangentes a um mesociclone podem ser representados como um vórtice Rankine, que consiste em um núcleo em rotação de corpo sólido rodeado por um vórtice em que o vento tangente é inversamente proporcional à distância do centro da circulação. Os diâmetros do núcleo variam entre 3 e 9 km, com valores médios em torno de 5 km. A tempestade geradora de um tornado tipo 1 pode ser uma supercélula isolada, uma supercélula integrante de uma linha de tempestades (BROWNING, 1986), ou uma supercélula de menor extensão contendo um pequeno mesociclone (DAVIES, 1993; KENNEDY ET AL., 1993). Tornados grandes e violentos invariavelmente caem nesta categoria.

O tipo 2 se trata, geralmente, de um pequeno e fraco vórtice que se forma ao longo de uma lenta ou estacionária linha de mudança de vento. Forma-se a partir do surgimento de colunas de vórtices devido à inclinação da vorticidade horizontal associada a essa linha (BARCILON E DRAZIN, 1972; DAVIES-JONES E KESSLER, 1974). No caso de uma tromba terrestre (*landspout* - BLUESTEIN, 1985), por exemplo, que nada mais é que um tornado menos intenso originado em um Cb “comum”, a linha de descontinuidade de vento precede a nuvem geradora do fenômeno. Um *gustnado* (BLUESTEIN, 1980 – embora não seja propriamente um tornado) é um vórtice do tipo 2 que se forma junto ao limites do efluxo gerado pela tempestade, a significativa distância de qualquer mesociclone. A ausência de uma corrente ascendente vigorosa sobreposta à frente de rajada comumente impede que se intensifiquem expressivamente.

Em imagens de radar, núcleos de precipitação com refletividade em forma de gancho podem indicar a presença de um tornado. O chamado “eco em gancho” (*hook echo* – FUJITA, 1958) é identificado através da presença de uma região de refletividade curva pendendo do núcleo maior da tempestade, sendo uma das assinaturas clássicas de supercélulas em estado tornádico. O gancho observado na imagem surge quando a área de precipitação adquire os contornos do mesociclone associado à supercélula, abraçando uma zona de eco fraco, onde atuam as correntes ascendentes (Figura 2.4). Segundo o *National Weather Service* (EUA), a presença de um eco em gancho é suficiente para justificar a emissão de um alerta de tornado (“TORNADO WARNING GUIDANCE, SPRING 2002”).

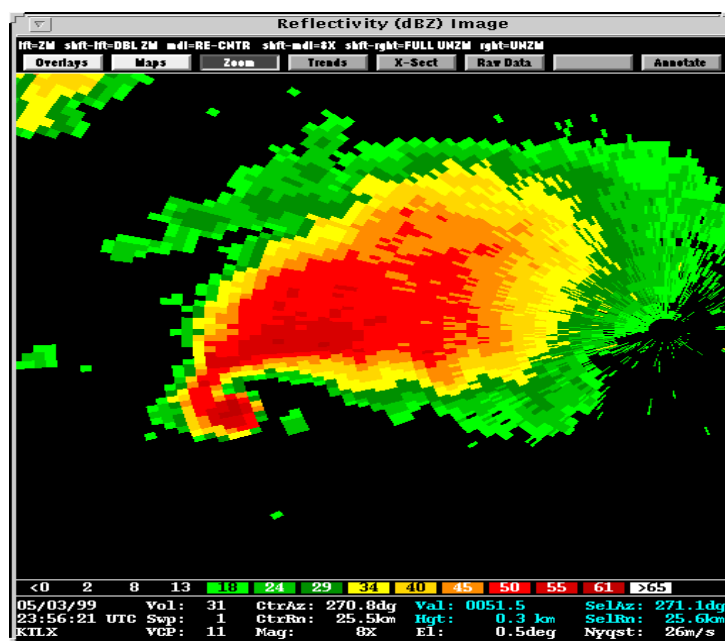


Figura 2.4: Assinatura de eco em gancho em uma imagem de radar de uma supercélula com tornado ocorrida em 3 de maio de 1999, nos Estados Unidos. (Fonte: Página do National Severe Storms Laboratory - <http://www.nssl.noaa.gov/tools/decision/cases/990503/StormA.html> – acessado em 17/04/2014).

O ambiente atmosférico que favorece a ocorrência de tornados é fundamentalmente o mesmo relacionado à formação de supercélulas, com forte cisalhamento vertical e giro do vetor vento com a altura, e intensa instabilidade convectiva (por exemplo, MENEZES, 1998 – embora haja distinções quanto à altura do nível de condensação por levantamento e ao cisalhamento do vento no primeiro quilômetro na vertical).

## 2.2 ASPECTOS DINÂMICOS E TERMODINÂMICOS ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO DE TEMPESTADES CONVECTIVAS INTENSAS – UMA BREVE REVISÃO

A gênese de sistemas convectivos intensos está atrelada a uma série de condições atmosféricas essenciais. Na maioria dos casos de tempestades severas e duradouras, configura-se um mecanismo de retroalimentação no qual o sistema, depois de estabelecido, mantém-se por si só num estado de quase equilíbrio durante um período de tempo significativo, desde que encontre uma situação ambiental propícia (MENEZES, 1998).

Normalmente, dois fatores termodinâmicos elementares se destacam. Primeiro, a presença de ar quente e úmido em baixos níveis, constituindo o suprimento de umidade fundamental para a convecção. Em paralelo, a existência de uma camada de ar potencialmente mais seca em níveis médios, favorecendo a evaporação da água líquida (e a sublimação do gelo) e, por conseguinte, intensificando as correntes descendentes em função do resfriamento evaporativo (DOSWELL, 1987, 2001; GILMORE E WICKER, 1998; dentre outros).

De acordo com o mecanismo proposto por Newton (1950) e já comentado anteriormente neste capítulo, ao atingir o nível do solo, as correntes descendentes divergem sob a base do sistema, gerando convergência entre este fluxo de ar frio proveniente das células convectivas e o ar mais quente e úmido à superfície. Nesta interface, forma-se o que é definido como frente de rajada (Figura 2.5). Conforme acrescenta Lima (2005), a convergência ao longo da frente de rajada promove o levantamento do ar quente e úmido dos baixos níveis, sustentando a convecção profunda existente. Caso a frente de rajada esteja suficientemente afastada das células convectivas, propiciam-se novos desenvolvimentos de células convectivas e a manutenção do sistema como um todo. Este maior ou menor afastamento da frente de rajada em relação às células convectivas dependerá da intensidade com que as correntes descendentes atingem o solo e divergem e do cisalhamento do vento na vertical, aspectos que serão discutidos nos próximos tópicos desta seção.



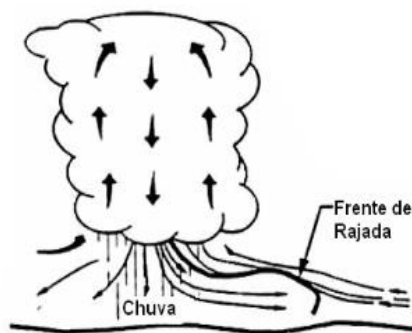


Figura 2.5: Visão esquemática da frente de rajada. (Adaptado de TEIXEIRA, 2007).

### 2.2.1 - Cisalhamento vertical do vento

O cisalhamento vertical do vento tem um papel importantíssimo na determinação do tipo de tempestade que poderá se formar num dado ambiente (por ex., WEISMAN e KLEMP, 1982; ROTUNNO e KLEMP, 1982). Quando o Cb se desenvolve num ambiente com cisalhamento vertical significativo, a corrente ascendente que alimenta a nuvem adquire uma inclinação tal que a corrente descendente se precipitará a certa distância, evitando que as correntes compitam entre si e, com isso, aumentando o tempo de vida da célula (Figura 2.6). Nessas condições, conforme observa Silva Dias (1987), o deslocamento da célula convectiva poderá ocorrer numa velocidade intermediária entre a velocidade do vento em níveis baixos, médios e altos. Desta forma, a convecção será alimentada por correntes de ar potencialmente quentes nos baixos níveis e potencialmente frias nos níveis médios e altos, contribuindo para sua intensificação, a partir do aumento da instabilidade convectiva. De fato, ambientes com forte cisalhamento do vento comumente resultam em tempestades mais intensas, organizadas e persistentes (LUDLAM, 1980; WEISMAN e KLEMP, 1982, DROEGEMEIER e WILHELMSON, 1985a, 1985b; FOVELL e OGURA, 1989; dentre outros).

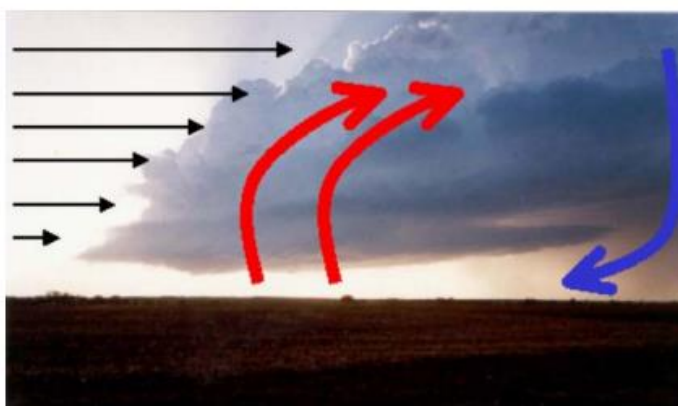


Figura 2.6: Visão esquemática do papel do cisalhamento do vento na inclinação da corrente ascendente (setas vermelhas) da tempestade e no comportamento da corrente descendente (setas azuis). (Fonte: NASCIMENTO, 2005).

Klemp e Wilhelmson (1978) realizaram simulações numéricas de células convectivas em ambientes com e sem cisalhamento no perfil de vento. No primeiro caso, foi observada a formação de uma tempestade simétrica no centro da grade horizontal. No segundo caso, a tempestade se dividia em duas com o passar do tempo, uma se propagando para a direita e outra para a esquerda em relação ao movimento da tempestade inicial. Neste caso, a célula da direita possuía vorticidade positiva e a da esquerda negativa. Quando o cisalhamento era unidirecional (hodógrafa reta), as tempestades da esquerda e da direita se desenvolviam com a mesma intensidade (Figura 2.7 a). No caso em que o vetor cisalhamento do vento girava no sentido horário com a altura (hodógrafa curva), o desenvolvimento da célula da direita era favorecido (Figura 2.7 b) e quando girava no sentido anti-horário, havia favorecimento no desenvolvimento da esquerda.

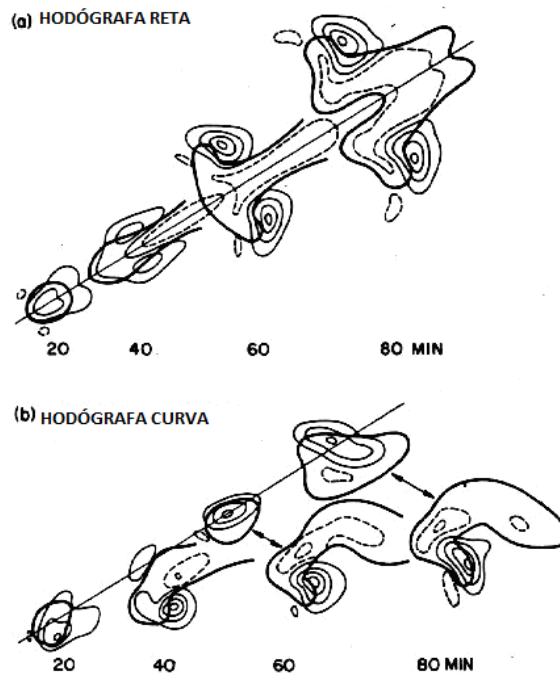


Figura 2.7: Esquema do comportamento das tempestades convectivas com cisalhamento unidirecional (hodógrafa reta) (a) e com giro no sentido horário (hodógrafa curva) (b). Fonte: Rotunno e Klemp, 1982.

Em outro trabalho de referência, Weisman e Klemp (1982; 1986) mostraram que, em situações com cisalhamento unidirecional, há a tendência de desenvolvimento de tempestades multicelulares sem região preferencial em relação à célula convectiva inicial. Por outro lado, quando o perfil atmosférico apresenta giro considerável do vetor cisalhamento com a altura (aproximadamente  $90^\circ$ ), existe uma tendência a favorecer convecção severa, frequentemente formando uma supercélula (especialmente se o cisalhamento for intenso), em um determinado flanco preferencial da tempestade inicial. No flanco oposto, poderão se desenvolver



multicélulas. O setor favorecido depende do sentido do giro do vetor cisalhamento com a altura, sendo os resultados semelhantes aos do trabalho de Klemp e Wilhelmson (1978), isto é, flanco direito no caso de giro horário e flanco esquerdo no caso de giro anti-horário. Em tempo, é importante enfatizar que esse tipo de comportamento é regido pelo giro ou não do vetor cisalhamento do vento e não do vetor vento em si.

Silva Dias (1987) define a eficiência de precipitação de uma tempestade como a razão entre a precipitação observada e o fluxo de vapor de água que entra na base da nuvem. Marwitz (1972) *apud* Silva Dias (1987) mostrou que esta razão é tanto maior quanto menor o cisalhamento vertical do vento na camada entre a base e o topo da nuvem. Por outro lado, ainda segundo Silva Dias (1987), as tempestades mais severas em termos de produção de ventanias e granizo ocorrem em condições ambientais de grande cisalhamento vertical do vento. Diversos trabalhos vêm ratificando esta afirmação, entre eles Rotunno e Klemp (1982), Rotunno et al. (1988), Weisman (1993), Nascimento (2005), Richardson et al. (2007), Wissmeier e Goller (2009), Coniglio et al. (2011), Weisman et al. (2013), e vários outros.

### 2.2.2 - Formação da corrente descendente convectiva

As forças fundamentais para a formação das correntes

descendentes da tempestade estão representadas na componente vertical da equação da conservação de momentum em um sistema Boussinesq (WAKIMOTO, 2001; HOLTON, 2004; NASCIMENTO, 2005), desprezando-se o termo de difusão turbulenta (Equação 2.1):

$$\frac{dw}{dt} = - \underbrace{\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p'}{\partial z}}_A - \underbrace{g \left( \frac{\rho'}{\rho_0} \right)}_B \quad (2.1)$$

onde  $w$  é a componente vertical do vento,  $g$  é a aceleração devido à gravidade,  $\rho$  é a massa específica e  $p$  é a pressão. Os apóstrofes denotam desvios do estado básico, este último identificado pelo subscrito “0”, o qual é hidrostático e varia somente em altura. Os dois termos do lado direito expressam as duas forças que governam as correntes verticais associadas a células convectivas: [A] força gerada pelo gradiente vertical de perturbação de pressão e [B] a flutuabilidade (*buoyancy*). O termo no lado esquerdo da equação representa a aceleração vertical, a qual é função dos termos A e B.

O gradiente vertical de perturbação de pressão é geralmente pequeno na maioria dos casos; entretanto, seu efeito se torna significativo em intensos Cbs e em sistemas convectivos de mesoescala (SCM) (WAKIMOTO, 2001). Fortes correntes descendentes podem se originar de quedas abruptas de pressão junto ao mesociclone de baixos níveis associado às supercélulas de tempestade (KLEMP E ROTUNNO, 1983). Além disso, gradientes verticais de pressão podem reger a propagação da supercélula ao promoverem regiões preferenciais de ascensão e subsidência de ar (NEWTON E NEWTON, 1959; SCHLESINGER, 1980; ROTUNNO E KLEMP, 1982).

O termo de flutuabilidade indica, com base na termodinâmica, se o ambiente é ou não favorável à formação de tempestades. Os principais fatores que, em maior ou menor grau, podem contribuir para este termo são a temperatura, as perturbações na pressão das parcelas de ar, o arrasto ocasionado pela precipitação e o entranhamento.

Diversos estudos (por exemplo, SRIVASTAVA, 1985) já concluíram que o resfriamento causado pela evaporação de gotas de chuva, ao invés do arrasto promovido pela precipitação, é mais eficiente para acelerar as correntes descendentes associadas a células convectivas. Outros autores também investigaram o resfriamento resultante de derretimento (LEARY E HOUZE, 1979; SRIVASTAVA, 1987; KNUPP, 1988; PROCTOR, 1988) e sublimação (PROCTOR, 1988; WAKIMOTO ET AL., 1994) aumentando a velocidade das correntes subsidentes. De fato, Szeto et al. (1988a, b) mostraram que as circulações de mesoescala podem ser conduzidas pelo derretimento do gelo, sozinho. No entanto, apesar de o arrasto pela precipitação tipicamente ter um efeito secundário, ele pode ser importante para iniciar a corrente descendente (BROOKS, 1922; BYERS E BRAHAM, 1949; KNUPP E COTTON, 1985; KNUPP, 1988; ROBERTS E WILSON, 1989; KINGSMILL E WAKIMOTO, 1991).

O efeito do entranhamento nas correntes verticais em nuvens Cb vem sendo extensivamente estudado ao longo dos anos (por exemplo, BYERS E BRAHAM, 1949; JAMES E MARKOWSKI, 2010). Segundo Wakimoto (2001), a mistura de ar ambiente em uma parcela de ar em ascensão diminui a flutuabilidade positiva e, por conseguinte, a velocidade de subida. Porém, ainda de acordo com Wakimoto (2001), há duas linhas de pensamento distintas para as parcelas descendentes. Malkus (1955), Haman (1973), Heymsfield et al. (1978), Paluch (1979), Knupp e Cotton (1982), Betts (1984), Knupp (1987), Kingsmill e Wakimoto (1991), e Raymond et al. (1991) sugerem que o entranhamento de ar

seco intensifica a corrente descendente devido à evaporação ou sublimação de gotas de chuva ou de nuvem ou de cristais de gelo. Este mecanismo tem sido bem documentado em tempestades severas, especialmente quando a região entranhada corresponde ao nível de mínimo de temperatura potencial equivalente ou de temperatura potencial do bulbo úmido ( $\theta_e$ ,  $\theta_w$ ; NORMAND, 1946; NEWTON, 1950; BROWNING E LUDLAM, 1962; BROWNING, 1977; OGURA E LIOU, 1980; BETTS, 1984; FOVELL E OGURA, 1988; ROTUNNO ET AL., 1988).

Em contraste, Srivastava (1985), utilizando um modelo unidimensional de nuvem, argumentou que a mistura de ar ambiente reduz a flutuabilidade negativa, na medida em que diminui o gradiente de temperatura potencial virtual. Ademais, o mesmo autor mostrou que correntes descendentes mais fortes se desenvolvem quando a umidade relativa do ambiente se encontra alta, uma vez que o ar ambiente é virtualmente mais quente que a parcela descendente. Este fato aparentemente contradiz a expectativa de que uma maior umidade relativa produziria uma subsidência mais fraca, em razão do menor potencial para resfriamento evaporativo. Entretanto, sem o entranhamento, a umidade relativa do ar subsidente é essencialmente determinada pela sua condição inicial, ao invés de ser pela umidade relativa do ar entranhado. Por isso, as velocidades verticais são determinadas puramente pelas diferenças de temperatura virtual entre a parcela de ar descendente e o ambiente, que será maior quando a umidade relativa do ambiente for mais alta. Resultados condizentes foram reproduzidos com simulações tridimensionais por Droegemeier e Wilhelmson (1985a), Proctor (1989) e mais recentemente, James e Markowski (2010), por exemplo.

A resolução destas duas teorias opostas pode estar no nível em que o entranhamento ocorre e se o *downdraft* está sendo iniciado ou mantido. Para os primeiros estudos, o entranhamento de ar potencialmente seco deverá ser importante na iniciação da subsidência; contudo, Srivastava (1985) ilustra que esse efeito pode atrapalhar o *downdraft* em níveis mais baixos. Os resultados de Proctor (1989) sustentam este conceito, propondo que intensas correntes descendentes requerem alta umidade relativa em níveis baixos, porém ar seco próximo ao nível de derretimento/congelamento. Deve-se notar que o simples aumento da umidade relativa da superfície até níveis médios pode também ocasionar o desenvolvimento de uma tempestade mais intensa. Consequentemente, esta tempestade poderá produzir correntes mais intensas mesmo sem considerar os efeitos do entranhamento.

List e Lozowski (1970) evidenciaram que, na teoria clássica da parcela, os efeitos de perturbação de pressão podem se tornar significativos em nuvens convectivas profundas. Apesar de sua discussão não estar no contexto da teoria da parcela, Newton e Newton (1959) já tinham reconhecido a importância destes efeitos na propagação de convecção intensa. Pela flutuação de pressão, uma parcela de ar será acelerada para cima se ela tiver uma pressão mais baixa que as redondezas. Schlesinger (1980) mostrou que este efeito é relativamente fraco em comparação com a influência da temperatura e do gradiente de perturbação de pressão, embora sua magnitude seja apreciável onde a corrente ascendente penetra na tropopausa.

Em suma, estudos sugerem que a maior parte das correntes descendentes são conduzidas pelo resfriamento vindo das mudanças de fase. Apesar de o arrasto pela precipitação tipicamente ter um efeito secundário, ele pode ser influente na iniciação do movimento subsidente. O entranhamento pode também dar início a subsidência; por outro lado, evidências sugerem que ele pode inibir a velocidade descendente em níveis baixos. Efeitos de perturbação de pressão são proeminentes em ambientes de forte cisalhamento, ao passo que o termo de perturbação de pressão (termo A na equação 2.1) é relativamente pequeno na grande maioria dos casos.

### 2.3 ÍNDICES ATMOSFÉRICOS

Numa visão sucinta, os índices atmosféricos são parâmetros capazes de fornecer uma medida do quanto um dado ambiente pode favorecer o desenvolvimento de tempestades convectivas severas. O cálculo de tais parâmetros é efetuado a partir de variáveis termodinâmicas e cinemáticas advindas do perfil vertical da atmosfera, de forma que representem áreas preferenciais para a formação de tempestades (LIMA, 2005; NASCIMENTO, 2005). Cada índice possui um leque de valores típicos que caracterizam situações de maior ou menor propensão ao aprofundamento convectivo, podendo também fornecer um indicativo da maior ou menor possibilidade de ocorrência de certos fenômenos associados, como vendavais intensos, por exemplo.

No entanto, Doswell e Schultz (2006) observam que os índices de instabilidade são elaborados a partir de variáveis diagnósticas, que têm pouco suporte físico para serem consideradas prognósticas. Não obstante, segundo os mesmos autores, os índices podem ser úteis na avaliação quantitativa da instabilidade atmosférica para um intervalo de tempo

próximo ao horário em que as variáveis independentes, que dão origem aos índices, são medidas.

É importante observar a diferença entre os índices cinemáticos, também chamados de índices de cisalhamento, e os índices termodinâmicos. Ao contrário destes últimos, os índices cinemáticos não contabilizam variáveis termodinâmicas (tipicamente, entram nas formulações somente os perfis de vento), de maneira que não é apropriado referir-se a estes como índices de instabilidade atmosférica. (NASCIMENTO, 2005; HALLAK E PEREIRA FILHO, 2012, dentre outros).

Os índices utilizados neste trabalho e sua metodologia de cálculo são descritos detalhadamente na Seção 3.6.

#### 2.4 EVENTOS ESTUDADOS NO BRASIL:

Conforme comenta Lima (2005), a grande maioria dos estudos sobre tormentas severas enfoca latitudes médias, onde o cisalhamento vertical do vento atinge valores que favorecem a formação de vários tipos dessas tempestades. Cotton e Anthes (1989), por exemplo, descrevem diversos casos. Entretanto, diversos estudos sobre tempestades severas em latitudes tropicais também já foram realizados, visto que essas tempestades têm grande relevância no regime pluviométrico, particularmente nas Regiões Norte, Centro-Oeste e Sudeste do Brasil (VIANELLO E ALVES, 1991).

Silva Dias (1989) revelou que, no Brasil, linhas de instabilidade semelhantes às *squallines* de latitudes médias do Hemisfério Norte (HN) podem alcançar até 20°S. Abdoulaev e Lenskaia (1998), por outro lado, estudaram as classificações dos sistemas de convecção severa para o Rio Grande do Sul, através dos valores de refletividade e deslocamento observados nas imagens do radar DWSR-88S, da Universidade Federal de Pelotas. Os autores mostraram a importância do vento na troposfera média no deslocamento e no tipo de nebulosidade formada das linhas de convecção severa, bem como a grande utilidade dos radares no estudo de tais sistemas.

Menezes (1998) utilizou o modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modelling System*) para simular um caso de linha de instabilidade que se deslocou sobre a cidade de Itu, no Estado de São Paulo, e alcançou um sistema frontal que já havia passado sobre a região.

Aparentemente a “colisão” gerou uma repentina intensificação da convecção sobre o local, provocando a ocorrência de fortes tempestades. Ainda em Menezes (1998), foi simulado o caso de uma supercélula que atingiu a cidade de Ribeirão Preto, em São Paulo. Os prejuízos materiais neste episódio, que deixou 3 mortos e 130 feridos, foram calculados em cerca de 11 milhões de dólares. Evidenciou-se que a situação sinótica na data do evento, em termos termodinâmicos e dinâmicos, favorecia a amplificação da convecção no local.

Silva Paiva e Menezes (2000) estudaram a formação de linhas de instabilidade no Estado do Rio de Janeiro. Concluiu-se que a convergência de massa e de umidade em baixos níveis e a topografia foram os principais fatores que ajudam na formação das tempestades em multicélulas (linhas de instabilidade) estudadas. Foi mostrado também que o deslocamento dos sistemas ocorreu conforme o escoamento observado em níveis médios.

Menezes e Silva Dias (1996), Menezes (1998) e Menezes e Silva Dias (1998) *apud* Lima (2005) utilizaram o modelo RAMS para avaliar o tipo de ambiente associado à formação e evolução de alguns casos de linhas de instabilidade e supercélulas isoladas ocorridos no Estado de SP. Visando diagnosticar a influência de certos fatores na simulação numérica, os autores realizaram diversos testes de sensibilidade, quais sejam: influência da topografia, das parametrizações de microfísica e de convecção, o papel da assimilação de dados nas simulações, assim como da inclusão de grades de maior resolução. Os experimentos mostraram que a interação entre a forçante sinótica, a topografia e a situação ambiente em mesoescala existentes na condição inicial foram fundamentais para explicar o desenvolvimento da tempestade. A possibilidade de utilização de grades de alta resolução de forma interativa com a intervenção do previsor foi apontada como uma possibilidade extremamente vantajosa do ponto de vista da solução do problema físico. Contudo, requer-se uma grande capacidade de processamento para tornar isto operacional.

Sousa et al. (2001) realizaram simulações com os modelos RAMS e o *Mesoscale Model 5th Generation* (MM5), com o objetivo de verificar o impacto do aumento de resolução espacial em relação ao modelo regional operacional ETA, do CPTEC (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos). Os autores simularam um evento de linha de instabilidade que atingiu o RJ, em 25 de janeiro de 2000. Este caso já havia sido estudado por Silva Paiva (2000), quando se verificou que o modelo regional ETA apresentou bons resultados ao prever o mecanismo que disparou a convecção, mas, com uma grade de 40 km de resolução, não simulou adequadamente o fenômeno. Souza et al. (2001) verificaram uma

grande eficiência dos modelos RAMS e MM5 em detectar este tipo de fenômeno, com a utilização de grades com alta resolução espacial. Posteriormente, esse mesmo evento também foi estudado por Ramalho Silva (2003), procurando verificar o efeito do aumento da resolução espacial na simulação dos parâmetros gerados pelo módulo de microfísica do modelo. A autora chamou a atenção para a capacidade do modelo em representar as características básicas da estrutura dos Cbs em seus diferentes estágios de desenvolvimento, tanto no posicionamento das categorias de água e gelo em relação ao eixo do Cb, quanto na altura em que existiram no interior das nuvens. Tais resultados foram atribuídos a melhorias implementadas na parametrização de microfísica na versão 4.3 do modelo RAMS, assim como ao aumento na resolução espacial da grade aninhada, com 2,5 km.

Lima (2004) aplicou o modelo RAMS no estudo de uma linha de instabilidade com fortes ventos que atravessou parte dos Estados de SP e RJ, em 7 de setembro de 2002. A autora investigou a influência dos esquemas de parametrização de Mellor-Yamada (MELLOR E YAMADA, 1982) e deformação anisotrópica para difusão turbulenta nos resultados. Concluiu-se que a deformação anisotrópica apresentou menores valores de umidade específica do ar em níveis baixos e médios da atmosfera, em comparação ao esquema de Mellor-Yamada. De modo geral, porém, ambos os métodos foram satisfatórios na simulação das condições sinóticas referentes ao evento, além de apresentarem indicativos associados à formação da linha de instabilidade.

Rosler (2004) utilizou um modelo de nuvem bidimensional e dependente do tempo para simular as características convectivas e os processos essenciais de precipitação associados a um caso de tempestade com ventos fortes, ocorrida em agosto de 1999, na Argentina. Além disso, a autora investigou a sensibilidade do modelo às condições iniciais através de diferentes simulações do evento. Concluiu-se que o modelo de nuvem se mostrou bastante sensível a alterações nas condições iniciais, tendo sido, particularmente, o campo de divergência/convergência em mesoescala e a evaporação em superfície os fatores determinantes nos resultados finais.

Antonio et al. (2005) analisaram dois eventos de tornado F2 e F3 (Fujita, 1981) ocorridos na região central de SP, no outono de 2004, a partir de imagens aéreas, imagens de satélite, de radar, dados observacionais de superfície e relatos de testemunhas oculares. Os eventos estiveram associados à atividade convectiva ocasionada pela passagem de uma frente fria. A indicação das classes dos tornados ocorridos foi feita de acordo com os danos

verificados em terra, segundo a escala Fujita, constatando-se que os ventos que atuaram na região de Palmital atingiram velocidades entre 252 e 330 km/h, enquanto em Lençóis Paulista alcançaram entre 180 e 251 km/h. Em ambas as ocorrências, observou-se que os máximos de refletividade nas imagens de radar das células geradoras dos tornados estiveram ao redor de 50 dBZ, sendo que os tornados ocorreram em áreas com refletividades entre 35 e 40 dBZ, em média. Os autores concluíram também que os valores da divergência/convergência de umidade no período de interesse se mostraram determinantes para a previsão de ocorrência de tempo severo na região de estudo.

Held et al. (2006) efetuaram simulações numéricas com o auxílio das versões operacional e não operacional do modelo MesoEta para estudar um caso de tempestades severas com ocorrência de tornado sobre o Estado de São Paulo, em 2005. Os resultados ressaltaram que os modelos foram capazes de prever de forma satisfatória diversos aspectos dinâmicos e termodinâmicos precedentes a tempestades severas, mas ainda precisariam sofrer mais testes e ajustes de modo a fornecer um indicativo de alerta de tempo severo com antecedência razoável.

Alonso e Saraiva (2007), fazendo uso do BRAMS, compararam os resultados obtidos com os esquemas de parametrização de cumulus de Kuo (KUO, 1974; MOLINARI, 1985) e Grell (GRELL E DEVÉNYÉ, 2002) na simulação de um caso de tempestades severas ocorrido na Região Sul do Brasil. A validação das previsões da precipitação focou-se na comparação de dois aspectos: intensidade e cobertura de área. Também foi analisada a simulação de parâmetros convectivos úteis no auxílio à identificação de ambientes atmosféricos favoráveis a convecção severa. O esquema de Kuo representou melhor a cobertura de área da precipitação, porém subestimou a sua intensidade. Concluiu-se, assim, que a melhor opção naquele caso foi a parametrização de Grell, que simulou mais fielmente a intensidade da chuva. Ambos os esquemas simularam os parâmetros convectivos com boa aproximação, com ênfase na parametrização de Grell. Em linhas gerais, os autores também atestaram que o modelo de mesoescala se mostrou uma ferramenta útil na identificação de ambientes atmosféricos favoráveis para o desenvolvimento de tempestades convectivas severas.

Salio et al. (2007) utilizaram dados da reanálise do ECMWF (*European Centre for Medium-Range Weather Forecasts*) para estudar a ocorrência de SCMs sobre a América do Sul e suas relações com a configuração do Jato de Baixos Níveis (JBNAS), durante os meses



de verão, outono e primavera. Os autores classificaram como tropicais os eventos que se formaram em latitudes menores que  $23^{\circ}\text{S}$ , sendo o restante subtropicais. Os resultados mostraram que os sistemas tropicais se formam com maior frequência durante períodos de não ocorrência do jato, ao contrário dos sistemas subtropicais, que tendem a se desenvolver e a ser mais intensos em situações em que o JBNAS está configurado. Este fato levou os pesquisadores à conclusão de que, para a região subtropical, a forçante do JBNAS é mais importante que a do aquecimento radiativo diurno, em contraste com os eventos na faixa tropical.

Nedel et al. (2012) realizaram um zoneamento das ocorrências de granizo e vendaval no estado do RS, entre os anos 1989 e 2009. Os resultados mostraram que a estação mais favorável a eventos de ventanias intensas fora a primavera (novembro e outubro). Foi mostrado também que esses eventos adversos não acontecem somente em anos com a presença dos fenômenos climáticos El Niño e La Niña, havendo registros de intensos episódios em anos classificados como neutros (ausência dos fenômenos).

### 3 METODOLOGIA

A metodologia deste trabalho se baseou em cinco etapas essenciais, resumidas no fluxograma da Figura 2.1. Primeiramente, o levantamento e a seleção de eventos significativos, detalhados na Seção 3.1 (Levantamento e Seleção de Casos Significativos), a seguir. Depois, a coleta de dados observacionais dos casos escolhidos, de modo a caracterizar sucintamente a sequência evolutiva dos eventos (Seção 3.2 – Dados Observacionais). A terceira etapa consiste na caracterização do ambiente sinótico vigente durante os períodos de interesse de cada caso, através de dados gerados pela reanálise CFSR do NCEP, visando determinar as condições em que os sistemas em questão entraram em atividade (Seção 3.3 – Dados da Reanálise CFSR do NCEP). Em quarto, a realização de simulações computacionais dos eventos com o auxílio de um modelo numérico regional, no intuito de determinar de forma mais apurada os aspectos de mesoescala envolvidos na evolução dos fenômenos ocorridos, bem como investigar a capacidade de representação e detecção de padrões conducentes a tempo severo (Seção 3.4 - Modelagem dos Casos com o BRAMS). Por fim, a aplicação dos índices atmosféricos, cujos comportamento e utilidade como ferramentas de diagnóstico e previsão são avaliados no presente trabalho (Seção 3.5 - Índices de Instabilidade).

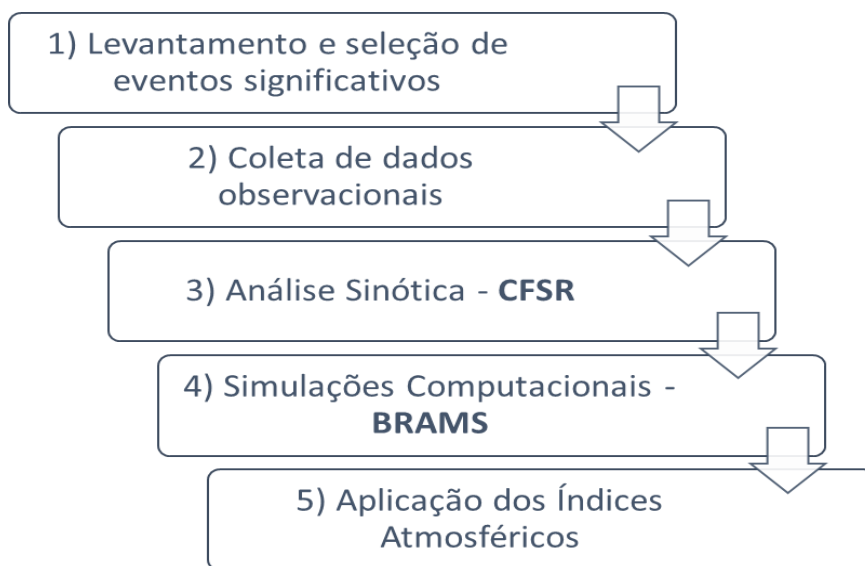


Figura 3.1: Fluxograma contendo as etapas de condução do presente trabalho.

As figuras referentes aos campos de cada variável meteorológica gerada pela CFSR e pelo modelo BRAMS são elaboradas com auxílio do programa *Grid Analysis and Display System* (GrADS), através de algoritmos criados em linguagem compatível com ele. O

programa tem versões para uma grande variedade de sistemas operacionais e é livremente distribuído pela internet.

### 3.1 LEVANTAMENTO DE CASOS SIGNIFICATIVOS

Conforme citado anteriormente, foi conduzido um levantamento dos casos de vendavais destrutivos ocorridos em território brasileiro entre os anos de 2003 e 2012, visando eleger alguns eventos significativos para investigação mais profunda. Este levantamento resultou em um conjunto de três casos com diferentes configurações de ventos intensos. Posteriormente, tendo em vista a frequente ocorrência de tempestades com chuvas torrenciais sem registro de ventos fortes e vice-versa, foi feito um segundo levantamento, nos moldes do primeiro, mas desta vez procurando casos significativos de precipitação intensa sem ocorrência de vendavais. Foi escolhido assim mais um episódio de tempestade, desta vez não acompanhado de ventos intensos, com o intuito de estabelecer comparações com os demais e identificar situações de instabilidade atmosférica propensas ou não a ventos convectivos intensos (com foco na informação extraída dos índices de instabilidade).

Optou-se por trabalhar com apenas 4 casos, de maneira que se pudesse contar com três variedades de ventanias (rajadas descendentes localizadas, tornados e linhas de instabilidade com frentes de rajadas intensas) e com mais um caso comparativo sem vendavais. Além disso, esta quantidade de casos torna viável realizar análises sinóticas, simulações numéricas e investigação de padrões atmosféricos para cada um deles. Esta quantidade restrita de casos, no entanto, limita as conclusões do presente trabalho a este conjunto de eventos. Por outro lado, pretende-se que os resultados motivem novos estudos e provejam alicerces para a construção de uma estratégia sistemática de previsão de tempestades com ventos destrutivos.

Dando sequência, a escolha do período 2003 a 2012 deveu-se à maior quantidade e facilidade de acesso a dados e informações acerca dos acontecimentos. Inicialmente, em moldes subjetivos, o levantamento foi realizado através de pesquisa em portais de notícias da internet como o G1, Zero Hora, Folha de São Paulo, O Globo, dentre outros (conforme respectivas fontes citadas), encontrando respaldo no banco de dados do Sistema Integrado de Informações sobre Desastres (S2ID - Secretaria Nacional de Proteção e Defesa Civil - <http://150.162.127.14:8080/bdrd/bdrd.html> - acessado pela última vez em agosto de 2015) e na listagem de casos significativos disponibilizada pelo CPTEC em sua homepage (<http://www.cptec.inpe.br> - acessado em maio de 2013).

Numa primeira triagem, definiu-se a região de interesse como o Sul e o Sudeste do Brasil. Dentre as razões para isso está, primeiramente, o fato de a maior parte dos estudos sobre de tempestades severas ter sido realizada para latitudes médias, logo seus resultados e conclusões podem não explicar adequadamente os fenômenos ocorridos em regiões de latitudes tropicais e equatoriais. Depois, constatou-se durante o levantamento que, de fato, a maioria dos casos extremos documentados se desencadeou nessa região, que é também a mais populosa e povoada do País, e que apresenta ainda uma maior densidade de estações e radares meteorológicos.

Numa segunda filtragem de casos, excluíram-se aqueles cujos ventos máximos registrados ou inferidos a partir dos estragos tenham sido inferiores a 100 km/h. Torres de sustentação de cabos de energia elétrica são projetadas para suportar ventos de 100 km/h, de maneira que, se tiverem sido derrubadas, conclui-se que o evento provavelmente ultrapassou este valor. Pela escala Beaufort (NOAA, 2011 - [http://www.crh.noaa.gov/images/iwx/publications/Beaufort\\_Wind\\_Chart.pdf](http://www.crh.noaa.gov/images/iwx/publications/Beaufort_Wind_Chart.pdf) - acessado em maio de 2013), este é o limiar em que passam a ocorrer danos em construções.

Com isso, foi possível elencar um total de 23 casos e, dentre eles, três foram selecionados para um estudo detalhado, sejam:

i. Caso LIRS - Linha de Instabilidade no Rio Grande do Sul em outubro de 2011

A partir da tarde do dia 7 de outubro de 2011, uma intensa linha de instabilidade atravessou parte do Rio Grande do Sul e do Uruguai, acompanhada por fortes ventos e pancadas de chuva, com registros de até 102,6 km/h (Município de Quaraí – dados do INMET – Instituto Nacional de Meteorologia). De acordo com a Companhia Estadual de Energia Elétrica (CEEE) do Rio Grande do Sul, a queda de energia ocasionada pela tempestade chegou a afetar 42 mil consumidores. Este caso foi escolhido por apresentar características clássicas de um *derecho* (JOHNS E HIRT, 1987), inclusive observável nas imagens de radar, bem como por sua severidade e por não ter sido objeto de estudos detalhados.

ii. Caso TSP - Tornado em Indaiatuba/SP - 24 de maio de 2005

No dia 24 de maio de 2005, no interior do Estado de São Paulo, uma série de tempestades convectivas formadas na dianteira de uma frente fria causaram fortes tempestades. Uma intensa supercélula originou um tornado de grandes proporções sobre o Município de Indaiatuba/SP, deixando-o em estado de calamidade pública (NASCIMENTO et

al., 2014). Outra célula tempestuosa ocasionou uma tempestade de vento na cidade de Iaras/SP, deixando prejuízos estimados de U\$ 1 milhão (HELD ET AL., 2006). Este caso foi escolhido por sua notória severidade e por ter sido bem documentado e estudado, porém não sob a ótica dos índices empregados nesta pesquisa.

iii. Caso VPR - Vendavais no Oeste do Paraná – 4 de Outubro de 2005

Na noite de 4 de outubro de 2005, tempestades com ventos fortíssimos causaram diversos estragos e derrubaram cinco torres de energia elétrica da companhia Furnas Centrais Elétricas S/A, no Paraná, forçando o desligamento automático de três circuitos da linha de transmissão do sistema. Mais de 600 casas foram atingidas por um temporal de granizo, deixando sete pessoas feridas e 200 desalojadas. (Fonte: <http://jornalnacional.globo.com/Telejornais/JN/0,,MUL562776-10406,00-VENDAVAL+DERRUBA+CINCO+TORRES+DE+ENERGIA+DE+FURNAS.html>; <http://www1.folha.uol.com.br/fsp/cotidian/ff0610200515.htm> - Acessados em Maio de 2013). Este caso foi selecionado por ter sido severo e particularmente impactante para Furnas, e por ter sido objeto de estudos não concluídos.

O levantamento dos casos sem vendavais foi feita em moldes semelhantes aos do primeiro, totalizando também 23 casos, dos quais um foi selecionado para estudo comparativo com os demais eventos de ventanias, seja:

iv. Caso SVSP - Caso “Sem Vento Forte”, tempestade com chuvas intensas em São Paulo – janeiro de 2010.

A partir do fim da noite do dia 20 e durante a madrugada do dia 21 de janeiro de 2010, tempestades associadas à passagem de uma frente fria causaram altas taxas de precipitação sobre vários municípios de SP e provocaram enxurradas, alagamentos e a morte de 9 pessoas. No entanto, não houve registro de ventos fortes e nem há no S2ID registros de estragos causados especificamente pelo vento.

Para dinamizar o texto, a partir de agora, referir-se-á aos casos como **Caso LIRS**, **Caso TSP**, **Caso VPR** e **Caso SVSP**, conforme intitulados logo acima.

## 3.2 DADOS OBSERVACIONAIS

### 3.2.1 Imagens de Satélite

Neste trabalho, foram utilizadas imagens do satélite GOES-12 nos canais visível (VIS) e infravermelho (CH4). As imagens são gratuitamente disponibilizadas pelo sistema de pedido online da página da Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE): <http://satelite.cptec.inpe.br/home/>.

O Satélite Ambiental Operacional Geoestacionário 12 (GOES-12) é administrado pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA). O GOES-12 fica posicionado sobre o equador a uma altura de 35.800 km e a 60° de longitude oeste, sendo dedicado ao monitoramento da América do Sul e oceanos adjacentes, provendo imagens a cada 15 minutos.

A DSA disponibiliza também imagens setorizadas deste satélite, com domínios abrangendo regiões específicas, sendo que as setorizadas para a Região Sul do Brasil foram aproveitadas no estudo do caso de outubro de 2011, no Rio Grande do Sul.

As imagens supracitadas trouxeram um panorama da evolução dos sistemas estudados, fornecendo também um indicativo da intensidade dos núcleos convectivos a partir da temperatura de brilho dos topos das nuvens. Registre-se que, nos casos datados de 2010 (SVSP) e 2011 (LIRS), foram utilizadas imagens do produto “infravermelho realçado”, opção não disponível para as imagens dos eventos de 2005 (TSP e VPR).

### 3.2.2 Produtos de Radares Meteorológicos

Para a análise do caso LIRS (Rio Grande do Sul, 2011), foram utilizadas imagens do radar meteorológico de Canguçu/RS. Trata-se de um radar do tipo Doppler, instalado no Destacamento de Controle do Espaço Aéreo de Canguçu (DTCEA-CGU), no Rio Grande do Sul, subordinado ao 2° Centro Integrado de Defesa Aérea e Controle de Tráfego Aéreo (CINDACTA II). Está situado nas coordenadas 31°24'14"S e 52°42'06"W e a uma altitude de 466,57 m, tendo alcance máximo de 400 km e resolução (em distância) de 125 m. Suas imagens são disponibilizadas ao público através da página [www.redemet.aer.mil.br](http://www.redemet.aer.mil.br).

O campo utilizado foi o MAXCAPPI, que representa o maior valor de refletividade presente em toda a coluna atmosférica iluminada pelo radar, fornecendo, portanto, um indicativo da precipitação mais forte que está ocorrendo em cada coluna.

As imagens de radar permitiram a caracterização do sistema ocorrido no Rio Grande do Sul como um autêntico *bow echo*, sendo essa uma informação relevante para a escolha desse caso.

### 3.3 DADOS DAS REANÁLISES CFSR DO NCEP

A reanálise CFSR do NCEP utiliza um sistema global de assimilação de dados de alta resolução acoplado atmosfera, oceano, terra, gelo e superfície do mar. Suas séries de dados estão disponíveis nas resoluções horizontais de 0,3°, 0,5°, 1,0° e 2,5° graus de longitude por latitude, a intervalos horários, através da combinação de tanto i) a análise e os prognósticos de até 5 horas, ou ii) os prognósticos de 1 até 6 horas, para cada horário de inicialização (Saha et al., 2010).

O presente trabalho utiliza apenas análises com espaçamento de 0,5°. O motivo para optar por esta resolução é o fato de ela se mostrar bastante mais apurada que a disponível nas reanálises anteriores (por exemplo, a primeira reanálise do NCEP – KALNAY ET AL., 1996 - possui resolução de 2,5°) sem que seus dados sejam volumosos a ponto de dificultarem sua manipulação.

De acordo com as informações disponíveis na página do NCEP, a CFSR inclui, em comparação às reanálises anteriores: i) acoplamento atmosfera e oceano na geração do campo de prognóstico de 6 horas, ii) um modelo interativo de gelo marítimo e iii) assimilação de radiancias de satélite através de um esquema de interpolação estatística de pontos de grade sobre todo o período. A CFSR trabalha com 64 níveis verticais estendendo-se desde a superfície até 0,26 hPa. O oceano é representado com uma resolução de 0,25° no equador, se estendendo a 0,5° através dos trópicos, com 40 níveis até uma profundidade de 4.737 m. O modelo da superfície de terra possui 4 níveis de solo e o modelo de gelo marinho apresenta 3 níveis. Mais informações sobre os dados, bem como a interface para obtenção dos próprios, encontram-se em <http://cfs.ncep.noaa.gov/cfsr/>.

A Tabela 3.1 enumera as variáveis colhidas e utilizadas indicando seus respectivos níveis verticais. Alguns dos campos gerados para este trabalho foram calculados com o auxílio do programa GRADS.

| <b>VARIÁVEL</b>  | <b>NÍVEIS</b>                     | <b>CAMPO</b>   |
|--|-----------------------------------|--|
| Pressão reduzida ao nível médio do Mar   | Superfície                        | Pressão reduzida ao nível médio do Mar   |
| Temperatura do Ar, Altura Geopotencial, Omega, Umidade Específica, Componentes Zonal, Meridional e Vertical do Vento | 1000, 925, 850, 700, 500, 200 hPa | Temperatura do ar em 1000 hPa, Umidade Específica em 925 e 850 hPa, Movimento Vertical em 500 hPa, Linhas de Corrente em 850, 500 e 200 hPa, Direção e Magnitude do Vento em 200 hPa |

Tabela 3.1: Relação das variáveis colhidas da CFSR, os respectivos níveis e os campos gerados a partir delas.

### 3.4 EXPERIMENTOS COM O MODELO NUMÉRICO BRAMS

O BRAMS é um modelo numérico atmosférico construído com base nas equações da dinâmica e da termodinâmica da atmosfera, complementadas com equações da continuidade para o vapor d'água, para a água de nuvem, para a água de chuva e para várias formas de gelo. Em seu código, estão inclusas parametrizações de difusão turbulenta, de processos de formação e de interação de nuvens e água líquida precipitante e gelo, fluxos de calor sensível e latente, radiação solar e terrestre, camadas de solo, vegetação e superfície d'água, os efeitos cinemáticos do terreno e a convecção úmida. Os experimentos numéricos são configurados de maneira relativamente simples através de uma lista de instruções (*namelist*), na qual as parametrizações e características do modelo podem ser reconfiguradas para que melhor representem as condições específicas de determinado local ou situação, o que o torna uma ferramenta altamente versátil para pesquisas meteorológicas (FERREIRA, 2011; dentre outros).



Para mais informações acerca das características e das parametrizações existentes no modelo BRAMS, podem ser consultados os trabalhos de Lima (2005), Martins (2006), Ferreira (2011) e a página do BRAMS na internet (<http://brams.cptec.inpe.br> - acessado pela última vez em 08/09/2015). A seguir, são apresentadas as configurações com as quais foram rodados os experimentos concernentes ao presente trabalho.

### 3.4.1 Configurações básicas das simulações

No presente trabalho, o BRAMS é utilizado para realizar simulações numéricas de cada um dos casos escolhidos, de modo que os eventos possam ser investigados com um maior grau de detalhamento e verossimilhança do ponto de vista da mesoescala. Ao mesmo tempo, procura-se avaliar sua capacidade de detecção com antecedência de padrões atmosféricos que conduzam a tempestades com fortes vendavais.

Conforme a metodologia empregada em diversos trabalhos (por exemplo, LIMA, 2005), para a modelagem numérica, são configuradas três grades: a primeira grade (grade 1 ou “grade mãe”) com menor resolução espacial e maior domínio, visando caracterizar os fenômenos de escala sinótica em atuação durante os eventos; a segunda (grade 2), aninhada a primeira; a terceira, de maior resolução (grade 3), aninhada a segunda. O aumento de resolução entre as grades é da ordem de quatro vezes. As grades do modelo são configuradas conforme a Tabela 3.2.

| Grade   | $\Delta x = \Delta y$<br>(km) | $\Delta t$ (s) | Número de níveis na vertical |
|---------|-------------------------------|----------------|------------------------------|
| Grade 1 | 50                            | 60             | 32                           |
| Grade 2 | 12,5                          | 20             | 32                           |
| Grade 3 | 3,1                           | 7              | 32                           |

Tabela 3.2: Resumo das configurações de grade utilizadas no experimento numérico.

A respeito dos níveis na vertical, o modelo utiliza uma grade telescópica na qual o espaçamento vertical ( $\Delta z$ ) começa com 70 m (de 0 a 70 m de altura), e cresce a uma razão de 1,2 até chegar a 1000 m, quando passa a ser constante, até totalizar os 32 níveis.

Convém observar que, não raro, tempestades no Sul e Sudeste do Brasil se iniciam fora da área geográfica destas regiões. Por exemplo, sistemas convectivos de mesoescala por vezes se formam em locais como o Paraguai, norte da Argentina ou Uruguai, e depois se propagam sobre o território brasileiro. Além disso, ainda que o fenômeno em si não tenha surgido nas vizinhanças, é muito frequente a influência marcante de padrões atmosféricos de escala sinótica. Logo, é desejável que as grades dos experimentos sejam montadas de forma a englobar esse quadro. Com isso, o domínio da simulação na grade 1, a mais abrangente, compreende uma ampla fração da América do Sul. As grades 2 e 3 são configuradas para domínios mais restritos, com foco nas regiões de maior interesse. A Figura 3.2 mostra os domínios referentes a cada grade de cada experimento.

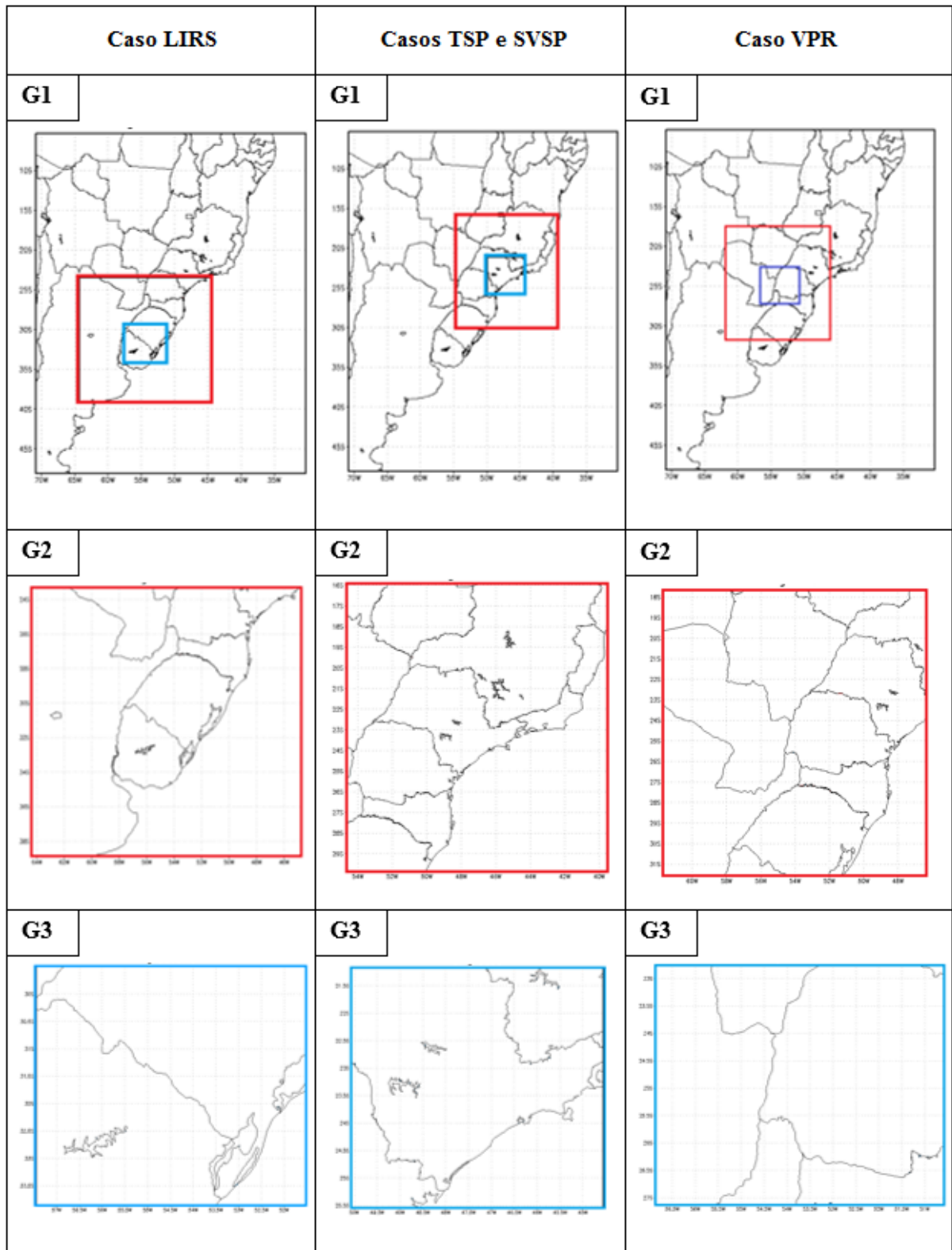


Figura 3.2: Domínios das grades 1 (G1 - destacando os domínios das grades 2 e 3, em vermelho e azul, respectivamente), 2 (G2 - retângulos vermelhos) e 3 (G3 - retângulos azuis) de cada caso simulado com o BRAMS. Uma grade por linha e um caso por coluna (estando os casos TSP e SVSP na mesma coluna, por utilizarem a mesma configuração).

As configurações básicas utilizadas nas simulações são baseadas naquelas empregadas com sucesso em outros trabalhos (por exemplo, LIMA, 2005; ALONSO E SARAIVA, 2007). As opções de parametrizações encontram-se elencadas na Tabela 3.3.

| Parametrização     | Opção                              |
|--------------------|------------------------------------|
| <b>Radiação</b>    | Chen e Cotton (1983)               |
| <b>Convecção</b>   | Grell e Devényé (2002)             |
| <b>Microfísica</b> | Flatau et al. (1989)<br>(completa) |
| <b>Turbulência</b> | Mellor e Yamada (1982)             |

Tabela 3.3: Parametrizações utilizadas para os experimentos numéricos.

Foi empregada a forma não-hidrostática do modelo, fundamental para a simulação em mesoescala. A coordenada vertical utilizada foi a shaved Eta (ADCROFT ET AL, 1997). O modelo de solo foi ativado com 9 níveis, utilizando umidade inicial de 15% no primeiro (-5 cm) e 30% no nível mais profundo (-2,0 m). Mantiveram-se a fronteira superior com topo rígido e as fronteiras laterais radiacionais de Klemp e Wilhelmson (1978).

O modelo foi inicializado e teve condições de contorno providas a cada doze horas por análises do modelo GFS (*Global Forecasting System*), rodado no Laboratório de Meteorologia Aplicada a Sistemas de Tempo Regionais (MASTER), do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG), da Universidade de São Paulo (USP). Foram utilizados dados de temperatura do ar, umidade relativa, componentes zonal e meridional do vento e altura geopotencial. A resolução horizontal desses dados é de 1,0 por 1,0 grau de latitude por longitude. As grades 2 e 3 foram inicializadas com os campos simulados pelas grades nas quais foram respectivamente aninhadas (ou seja, a grade 2 foi inicializada com os resultados da grade 1 e a grade 3 com os resultados da grade 2). A opção por usar um modelo global como entrada e contorno busca reproduzir aproximadamente uma situação rotineira de previsão do tempo. Ressalte-se que um dos focos principais do trabalho está no ferramental de auxílio à tomada de decisão do previsor. Ainda por conta disso, a

escolha do horário de inicialização das quatro simulações respeitou uma antecedência de cerca de 36 horas do início do disparo dos sistemas ocorridos (Tabela 3.4).

| Caso | Horário de Inicialização |
|------|--------------------------|
| LIRS | 06/10/2011 – 00Z         |
| TSP  | 23/05/2005 – 00Z         |
| VPR  | 03/10/2005 – 00Z         |
| SVSP | 19/01/2010 – 06Z         |

Tabela 3.4: Horários de início das rodadas de cada caso.

Das simulações, foram utilizadas as seguintes variáveis: pressão ao nível médio do mar, taxa horária de precipitação convectiva, precipitação convectiva acumulada, precipitação total resultante, taxa horária de precipitação resultante e, para 12 níveis (de pressão) verticais, vento zonal (u), meridional (v) e vertical (w), temperatura do ar, razão de mistura de vapor d'água, temperatura do ponto de orvalho, temperatura potencial e temperatura potencial equivalente.

A partir destas variáveis, foram calculados e plotados perfis de umidade específica e umidade relativa e os índices atmosféricos, sejam: DCAPE; Índice K; Índice TT; ET e IE; KO; CIS e DNRV. A metodologia empregada no cálculo destes índices, incluindo eventuais aproximações cabíveis, é descrita na Seção 4.6, a seguir. Naturalmente, foram gerados também os mesmos campos já visualizados com a CFSR, com o intuito de avaliar, mediante comparação, se o BRAMS foi capaz de representar de forma factível e coerente os principais aspectos meteorológicos dos eventos estudados.

### 3.5 ÍNDICES ATMOSFÉRICOS:

Nesta seção, é apresentada a metodologia dos índices utilizados no presente estudo.

#### 3.5.1 Índice K

Segundo George (1960), o índice K [°C] é definido por:

$$K = T_{850} - T_{500} + Td_{850} - Dep_{700} \quad (3.1)$$

Onde T, Td e Dep representam respectivamente temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho e depressão do bulbo úmido para os níveis indicados em subscrito, sempre em graus Celsius (°C). Portanto, o índice K leva em conta a lapse rate (LR) de níveis médios (dois primeiros termos do lado direito da Equação 3.1), a umidade em 850 hPa (terceiro termo da Equação 3.1) e o grau de subsaturação atmosférica em 700 hPa (último termo).

De acordo com Henry (1987) *apud* Nascimento (2005), valores de K acima de 30°C são considerados altos (assinalando alto potencial para ocorrência de tempestades), e acima de 40°C são extremamente altos (potencial extremo para tempestades). Todavia, o uso do índice K demanda cuidado, pois a presença de ar seco em níveis médios acarretará em valores mais baixos (o termo relativo à depressão ao nível de 700 hPa, que é negativo, terá módulo maior). O ideal é analisá-lo concomitantemente com outros índices, por exemplo, o TT, para caracterizar melhor a situação atmosférica (ver Seção 3.5.3).

#### 3.5.2 - Índice TT

O TT, conforme Miller (1972) *apud* Nascimento (2005), é dado por:

$$TT = T_{850} + Td_{850} - 2T_{500} \quad (3.2)$$

onde as variáveis são definidas como na Equação 3.1, observando-se os níveis subscritos. Este índice correlaciona três informações básicas: a LR de níveis médios, a oferta de umidade do ambiente em 850 hPa, e a temperatura ambiental em 500 hPa. Segundo Henry (1987) *apud* Nascimento (2005), valores de TT a partir de 40°C indicam situações favoráveis a tempestades, e valores acima de 50°C indicam chances de tempestades severas. Entretanto, analisar somente o TT para a previsão convectiva não é suficiente, uma vez que uma LR elevada entre níveis baixos e médios pode levar a um valor elevado mesmo sem o suporte de umidade em baixos níveis (isto pode ser verificado pela Equação 3.2). A Seção 3.5.3, a seguir,

propõe uma alternativa para contornar esse inconveniente e também indicar a possibilidade de intensificação das correntes descendentes convectivas.

### 3.5.3 – Índice Combinado “TTK”

O uso combinado dos índices K e TT pode trazer informações sobre a potencialidade da atmosfera em produzir ventos fortes na ocorrência de nuvens Cb (por exemplo, SILVA DIAS, 2000; HALLAK E PEREIRA FILHO, 2012). Valores elevados do índice TT (>40°C – HENRY, 1987) representam uma situação de instabilidade com grande oferta de umidade e calor em baixos níveis (850 hPa), e ar mais frio em 500 hPa, porém sem levar em conta a umidade em níveis médios. O índice K, por outro lado, só terá valores significativos (>30°C – HENRY, 1987) se houver calor suficiente em baixos níveis e umidade em abundância desde a superfície até 700 hPa. Como visto anteriormente, a presença de ar seco entre níveis médios baixos e médios tende a intensificar o resfriamento promovido pela evaporação das espécies condensadas e o derretimento do gelo, fatores importantes para a produção de correntes descendentes fortes. Portanto, uma camada seca em 700 hPa reduz o valor de K sem afetar o índice TT, de modo que valores baixos de K em conjunto com valores altos de TT teoricamente representam situações propensas a vendavais.

Com tal cenário em mente, propõe-se neste trabalho a utilização de um novo índice capaz de expressar a diferença entre os valores de TT e de K, de modo a auxiliar no diagnóstico de situações favoráveis a vendavais. Assim, o índice “TTK” é definido como a diferença algébrica entre os índices TT e K, isto é:

$$TTK = TT - K \quad (3.3)$$

Portanto, quanto maior o valor de TTK, maior a diferença entre TT e K e, por esse parâmetro, maior potencial haverá para produção de correntes descendentes intensas.

### 3.5.4 DCAPE – A CAPE da corrente descendente

A DCAPE é um parâmetro que representa a energia potencial disponível para a geração de correntes descendentes, de maneira análoga à CAPE para as correntes ascendentes. Segundo Emanuel (1994), esta energia, associada à flutuabilidade negativa adquirida pelas parcelas de ar por efeito do resfriamento evaporativo (e do derretimento de gelo), se origina em duas etapas, esquematizadas no diagrama Skew T x log P da Figura 3.3: primeiramente, o

ar em níveis médios sofre resfriamento isobárico até a saturação, causado pela evaporação das gotículas de nuvem e de precipitação e/ou derretimento de flocos de gelo de nuvem em seu interior; depois, esta parcela de ar descende por um processo pseudoadiabático até a superfície, mantendo uma taxa de evaporação suficiente para conservar sua temperatura potencial do bulbo úmido. A integração da área entre esta curva pseudoadiabática percorrida pela parcela e o perfil de temperatura ambiente observado corresponde à DCAPE. Portanto, de acordo com Emanuel (1994), Gilmore e Wicker (1998), Nascimento (2005):

$$DCAPE = g \int_{SUP}^Z \frac{\bar{\theta}_v(z) - \theta_v}{\bar{\theta}_v(z)} dZ \quad (3.4)$$

Onde  $\Theta_v$  é a temperatura potencial virtual da parcela,  $\theta_v$  é a temperatura potencial virtual do ambiente/sondagem, SUP é a superfície (ou  $Z = 0$ ) e  $Z$  é o nível de subsidência livre (LFS – *level of free sink*).

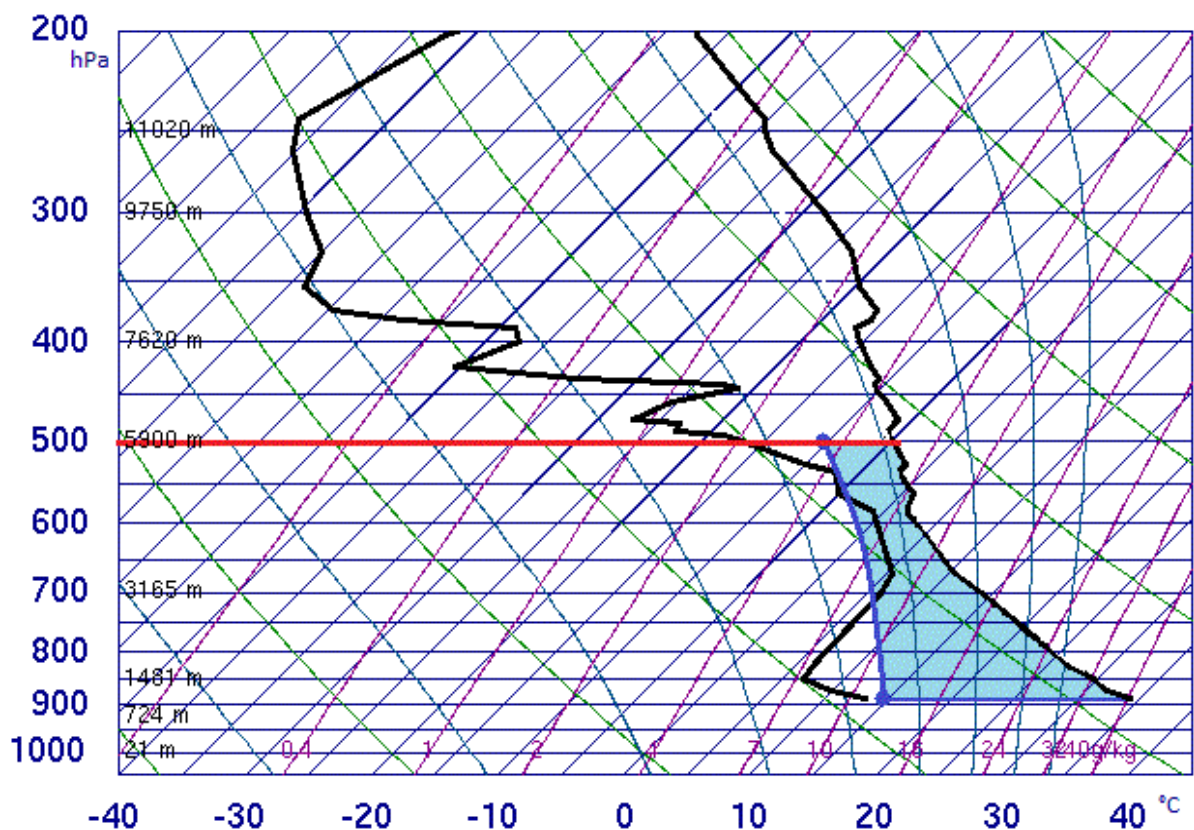


Figura 3.3: Diagrama “skew T x log P” com perfis atmosféricos de temperatura e ponto de orvalho, destacando-se a área (sombreada em azul) correspondendo à DCAPE. A linha vermelha marca o limite superior “Z”, normalmente o nível de menor temperatura potencial do bulbo úmido entre 2 e 7 km de altura (não necessariamente neste exemplo). Baseado em uma sondagem realizada em Amarillo, Texas, às 00Z do dia 23/07/2011. Imagem original disponível em <http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html> (Acessado pela última vez em setembro de 2015).



É imperativo entender que não se trata da mesma parcela de ar teórica utilizada no cálculo da CAPE e da CINE, mas de uma nova parcela teórica que sofre processos físicos distintos. O limite superior (“Z” na Equação 3.4) da integração se refere geralmente ao nível da parcela de ar com menor temperatura potencial do bulbo úmido ( $\theta_w$ ) entre 2 e 7 km de altura (GILMORE E WICKER, 1998). Por fim, o limite inferior é o nível em que a parcela adquire flutuação neutra ou, normalmente, a superfície (também a opção neste trabalho).

O entranhamento de ar seco entre níveis baixos e médios em tempestades é um dos mecanismos de produção de correntes descendentes intensas através de processos de resfriamento do ar via evaporação/sublimação das espécies condensadas (WAKIMOTO, 2001; NASCIMENTO, 2005). A DCAPE explora esta característica; camadas entre 850 hPa e 500 hPa dominadas por intrusão de ar seco apresentam baixo  $\theta_w$ , maximizando a DCAPE. Nesse sentido, quanto maior a DCAPE, maior o potencial para ocorrência de rajadas descendentes intensas.

Em geral, os valores começam a ser significativos a partir de 800 J/kg (KUCHERA E PARKER, 2006), mas em ambientes de intensa forçante sinótica tempestades com fortes correntes descendentes podem ocorrer mesmo com DCAPE bem abaixo deste limiar (EVANS E DOSWELL, 2001).

Vale notar que a definição de DCAPE supõe que a parcela de ar subsidente mantém-se saturada até atingir o solo (conservando  $\theta_w$ ). Com isso, são ignorados os efeitos de aquecimento adiabático para as parcelas subsaturadas, bem como o entranhamento de ar ambiente, capazes de reduzir sensivelmente a aceleração (EMMANUEL, 1994; GILMORE e WICKER, 1998). Além disso, não é considerada a influência de hidrometeoros e dos gradientes verticais de pressão, os quais também desempenham um papel importante na aceleração das correntes descendentes (EMMANUEL, 1994; WAKIMOTO, 2001). Com efeito, estes fatores ferem a teoria da parcela e, segundo Gilmore e Wicker (1998), fazem com que a DCAPE não seja um bom indicador da intensidade de *downdrafts* oriundos de supercélulas, demandando assim um parâmetro mais sofisticado para tanto.

No presente trabalho, o cálculo do índice DCAPE foi implementado na rotina de pós processamento do modelo BRAMS (programa “Ramspos”). Dentre as razões para isso estão a maior praticidade (a variável é calculada sobre cada ponto de grade do nível de superfície das saídas do modelo, facilitando sua manipulação), a acessibilidade do algoritmo em

linguagem Fortran e a possibilidade de incrementar o programa e promover do uso da DCAPE em estudos futuros como possível indicador de ventanias convectivas.

Para efetuar o cálculo, no entanto, certas considerações foram tomadas. Primeiramente, empregam-se as temperaturas virtuais da parcela e do ambiente no integrando, no lugar das temperaturas potenciais virtuais. Essa consideração visa facilitar o cálculo e também manter certa coerência com o algoritmo de cálculo da CINE e da CAPE pelo pós processamento do modelo, que faz uso dessa mesma variável. Assim, utilizou-se:

$$DCAPE = -R \int_{p_{LFS}}^{p_{sup}} (T_{vamb} - T_{vpar}) d \ln p \quad (3.5)$$

Na Equação 3.5: “R” é a constante do gás para o ar seco; “Tvamb” e “Tvpar” são as temperaturas virtuais do ambiente e da parcela, respectivamente; “pLFS” é a pressão no LFS, isto é, onde se inicia a subsidência e, portanto, a integração; “psup” é a pressão à superfície (não confundir com a pressão ao nível médio do mar), onde a termina a integração.

A segunda consideração diz respeito ao nível de “disparo” do *downdraft* (nível de subsidência livre, isto é, o nível a partir do qual a parcela é mais fria que o ambiente e irá afundar por empuxo). Foram calculadas as DCAPEs partindo dos níveis do modelo correspondentes (mais próximos) a 2, 3, 4, 5, 6 e 7 km de altura (tendo sido selecionado o nível com valores mais expressivos), ao invés de procurar o menor valor de temperatura potencial do bulbo úmido nesta camada para definir o nível. Esta aproximação visa driblar a necessidade de elaboração de um algoritmo para a definição do nível, e possui a vantagem de permitir a análise dos valores de DCAPE de diferentes níveis. Nota-se que o sentido físico da DCAPE não é violado com essa metodologia.

A sub-rotina escrita em Fortran para obter a DCAPE se encontra transcrita no Anexo I deste trabalho.

### 3.5.5 ET e IE

Os campos de umidade, temperatura, altura geopotencial e velocidade têm sido usados tanto sozinhos quanto combinados em várias formas em muitos estudos de tempestades e esquemas de previsão. Esses parâmetros, no entanto, podem ser combinados de uma maneira fisicamente consistente em termos de unidade de energia (DARKOW, 1968). A ET de uma massa de ar pode ser expresso como a soma da entalpia específica, energia potencial

gravitacional, energia latente e energia cinética, respectivamente, onde  $C_p$  é o calor específico do ar a pressão constante,  $T$  é a temperatura,  $gZ$  é o geopotencial,  $q$  é a umidade específica e  $V$  é a velocidade escalar (Equação 3.6).

$$ET = C_p T + gZ + Lq + \frac{V^2}{2} \quad (3.6)$$

O termo da energia cinética é normalmente duas ordens de grandeza menor do que os outros termos e, portanto, pode ser negligenciado. Os três termos ( $C_p T + gZ + Lq$ ) são chamados de “Energia Estática Úmida” (KREITZBERG, 1964 *apud* DARKOW, 1968), ou “função sigma” (KIEFER, 1941 *apud* DARKOW, 1968). Estes termos são conservativos em relação aos processos saturados e subsaturados e são diretamente proporcionais à temperatura potencial pseudo-equivalente e à temperatura potencial do bulbo úmido.

Considerando a aproximação  $q = w$  e  $L = L_0$ , onde  $w$  é a razão de mistura e  $L_0$ , o calor latente de condensação, é possível expressar a energia estática como o produto de constantes físicas conhecidas por variáveis rotineiramente obtidas dos perfis atmosféricos. Sendo assim, dividindo a Equação 3.6 por  $C_p$ , obtêm-se os campos de temperatura potencial equivalente:

$$\theta_E = \frac{ET}{C_p} = T + \frac{L_0 w}{C_p} + \frac{gZ}{C_p} \quad (3.7)$$

Vale notar que como  $C_p = 1005 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ , a ET das tempestades, quando expressa em J/g, é essencialmente semelhante à temperatura potencial equivalente (expressa em Kelvin). Por serem conservativos em relação aos processos não saturados e saturados adiabáticos, a ET para formação de tempestades e sua temperatura potencial equivalente poderão ser empregados na análise de fenômenos convectivos da mesma maneira que outras variáveis concernentes à física das tempestades. Entretanto, o parâmetro da ET tem a vantagem prática de ser de fácil computação numérica porque não envolve uma dependência exponencial em níveis de pressão.

A Figura 3.4 mostra um modelo conceitual do perfil atmosférico de ET que tipicamente precede a formação de tempestades convectivas intensas, de acordo com DARKOW (1968). Nos primeiros 100 hPa a partir da superfície, nota-se a presença da camada limite atmosférica (CLA), onde a energia é essencialmente uniforme em virtude da mistura promovida por turbulência convectiva e dinâmica em microescala. Acima da CLA, observa-se um decréscimo no valor de ET com a altura até atingir um mínimo em níveis médios, por volta de

550 hPa. Portanto, a camada entre o topo da CLA e os níveis médios nesses ambientes é potencialmente convectivamente instável. A partir deste último nível, os valores de ET voltam a aumentar gradativamente com a altitude, alcançando os patamares observados na baixa troposfera.

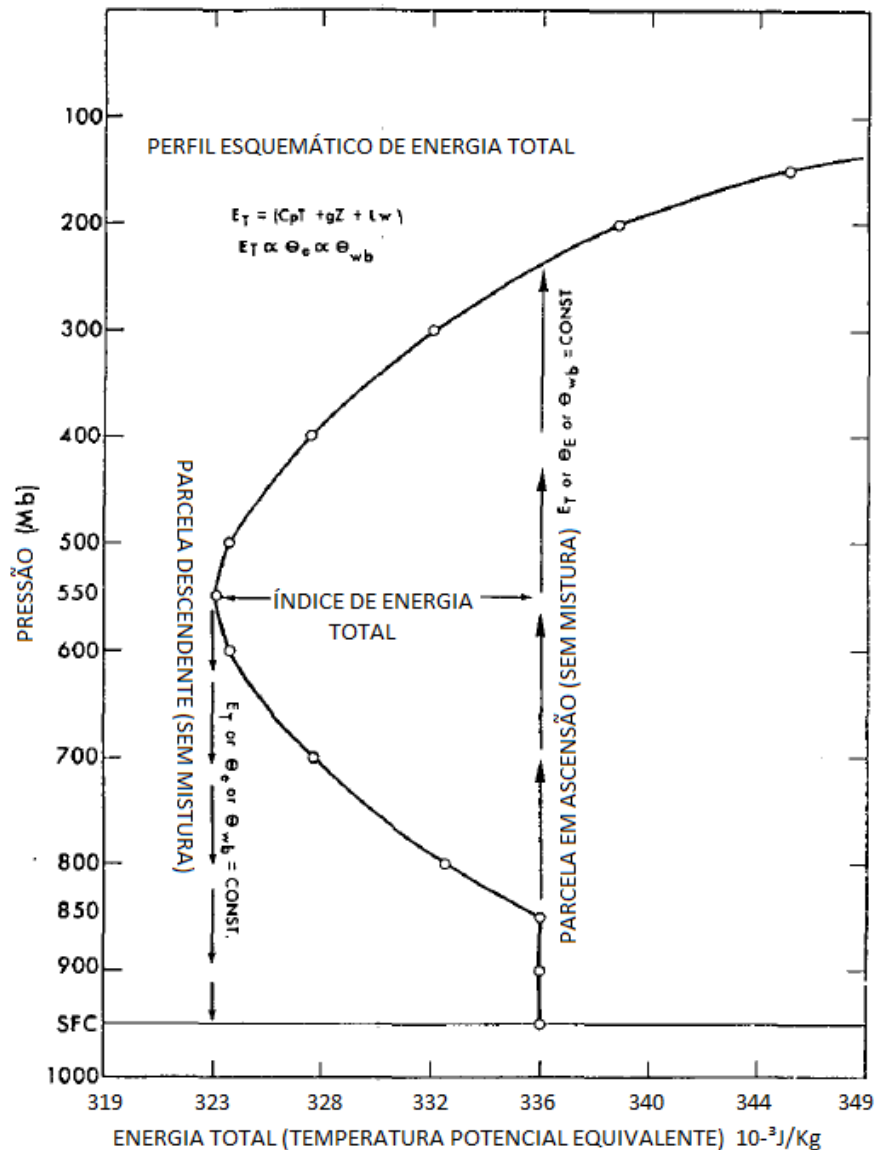


Figura 3.4: Esquema do perfil atmosférico de ET em uma tarde antecedente ao disparo de tempestades convectivas severas. As flechas verticais indicam as trajetórias de parcelas em ascensão e/ou em subsidência, considerando a não ocorrência de entranhamento durante o processo. Adaptado de Darkow (1968).

Ainda na Figura 3.4, estão esquematizadas as curvas de ascensão e subsidência de uma parcela de ar saindo, respectivamente, dos níveis de 850 hPa e 550 hPa, considerando a não ocorrência de entranhamento (o que permite a conservação da energia durante esse processo). Assim, é possível verificar que quanto maior (mais negativa) for a diferença de Et entre níveis médios e baixos, maior será a contribuição das correntes ascendentes e descendentes para a

intensificação da tempestade. Esse conceito é expresso por Darkow (1968) na forma de um IE, que se trata tão somente da diferença algébrica entre os valores de ET em 500 hPa e em 850 hPa (Equação 3.8).

$$IE = (ET_{500} - ET_{850}) \text{ (Equação 3.8)}$$

Darkow (1968) calculou e plotou o IE para diversos casos de tempestades convectivas significativas, entre os anos de 1966 e 1967, no Meio Oeste dos Estados Unidos. Os resultados mostraram que em ambientes com valores de IE (convertidos de cal/g para  $10^{-3}$ J/kg pelo autor do presente trabalho) entre 0 e  $-4,2 \times 10^{-3}$  J/kg, tempestades podem ocorrer, mas não de forma severa. Em ambientes com IE entre  $-4,2$  e  $-8,4 \times 10^{-3}$  J/kg, é possível ocorrer tempestades severas isoladas, principalmente se estiverem integrando sistemas convectivos advindos de outra região. Para valores de IE abaixo de  $-8,4 \times 10^{-3}$  J/kg, a ocorrência de tempestades severas e tornados mostrou-se bastante provável, desde que houvesse um mecanismo capaz de disparar a convecção. Ainda naquele estudo, foram observados valores de IE de até  $-25,1 \times 10^{-3}$  J/kg.

A Figura 3.5, por sua vez, apresenta um perfil médio de Et para 27 ambientes próximos a “tornados” (num raio de 80 km e até 1h45min depois do lançamento da sondagem), juntamente com o perfil médio para 27 sondagens “controle” (leituras distantes dos eventos tornádicos, mas ainda na mesma “massa de ar”), ainda segundo o estudo de Darkow (1968). Antes de continuar, cabe uma observação feita com um olhar mais atual: por se tratar de um estudo dos anos 1960, é possível que parte destes 27 eventos considerados tornádicos fossem, na verdade, *downbursts*, pois até os trabalhos de Fujita (a partir dos anos 1970), boa parte dos vendavais destrutivos de mesoescala eram contabilizados como tornados (FUJITA, 1985; dentre outros). Com efeito, o principal parâmetro avaliado pelo IE é a instabilidade convectiva, determinante para a formação de ventanias convectivas mas insuficiente para, sozinha, gerar supercélulas e tornados (para os quais o cisalhamento vertical tem um papel indispensável). Assim, para interpretar corretamente esses resultados e preservar a contribuição que eles podem dar ao presente trabalho, deve-se levar em conta essa questão.

Prosseguindo com a análise: em situações consideradas pelo pesquisador como “tornados”, o perfil é caracterizado por valores significativamente maiores desde a superfície até cerca de 650 hPa, mas apresenta um mínimo por volta de 550 hPa, com valores menores

que a sondagem “controle” entre aproximadamente 500 e 600 hPa. Os valores do IE são maiores para os casos de “tornados”, com média de  $-10,29 \times 10^{-3} \text{ J/kg}$ , ficando em  $-4,98 \times 10^{-3} \text{ J/kg}$  para os demais.

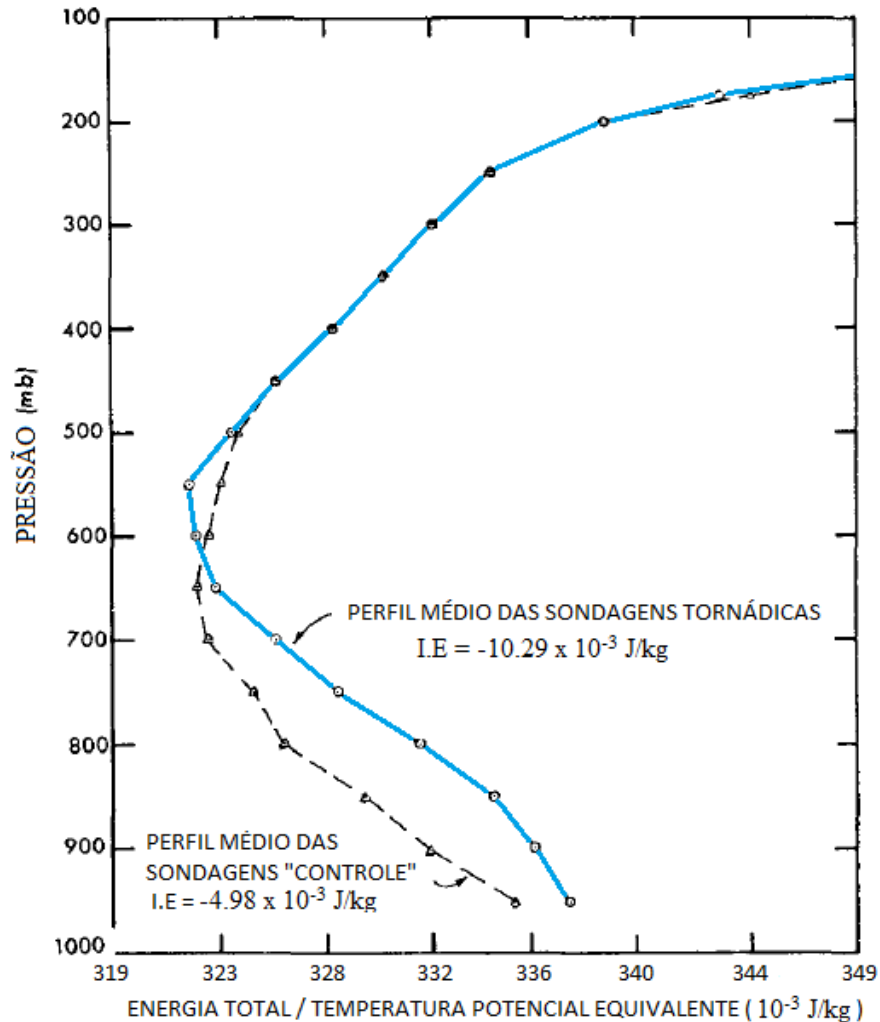


Figura 3.5: Perfil médio de ET para 27 sondagens próximas a “tornados” (linha azul contínua) e perfil médio para 27 sondagens “controle” (ambientes distantes da ocorrência de tornados – linha preta tracejada). Adaptado de Darkow (1968).

### 3.5.6 Índice KO

O índice KO (ANDERSSON ET AL.,1989) foi desenvolvido pelo Serviço Meteorológico Alemão para expressar a instabilidade convectiva entre os níveis baixos e médios da troposfera. É baseado no cálculo da temperatura potencial equivalente em diferentes níveis (850, 700 e 500 hPa), sendo sua principal característica a maior sensibilidade

à umidade nos baixos níveis do que os tradicionais índices, como K e TT (POLIFKE, 2014). O índice é expresso por:

$$KO = 0,5 (\theta_{e_{700}} + \theta_{e_{500}} - 2\theta_{e_{850}}) \quad (3.9)$$

De acordo com estudos feitos para a Europa, valores abaixo de -6 K indicam moderado potencial de formação de tempestades, sendo que um índice abaixo de -2 já pode ser considerado alto. Entretanto, é importante que haja um mecanismo de levantamento da camada de ar, garantindo que a estratificação térmica da coluna atmosférica se torne instável.

### 3.5.7 Índices de Cisalhamento Vertical

A existência de cisalhamento vertical do vento na atmosfera, importante na determinação do tipo de tempestade que poderá se desenvolver, pode ser quantificada através de alguns índices. O mais básico deles é o módulo do vetor cisalhamento vertical (CIS) entre o vento médio nos primeiros 500 m acima da superfície e o vento a 6000 m de altura (de agora em diante, **CIS6km**), isto é:

$$CIS6km = |V_{6km} - V_{500m}| \quad (3.10)$$

Onde  $V_{6km}$  é o vetor vento em 6 km de altura e  $V_{500m}$  o vetor vento a 500m de altura. Altos valores de CIS6km representam maior probabilidade de ocorrência de tempestades severas (RASMUSSEN e BLANCHARD, 1998). Para a América do Norte, valores de CIS6km acima de 15 m/s são comumente associados a situações favoráveis à formação de tempestades rotativas (NASCIMENTO, 2005). Além disso, segundo Colquhoun e Riley (1996) *apud* Nascimento (2005), este índice também se mostra eficaz na identificação de condições propícias à gênese de tornados.

Um segundo parâmetro de cisalhamento a ser empregado na caracterização de situações conducentes a tempo severo é o **DNRV** (Denominador do Número de Richardson Volumétrico). De acordo com Weisman e Klemp (1982), Stensrud et al. (1997) e outros:

$$DNRV = 0,5 (\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \quad (3.11)$$

onde u e v são, respectivamente, as componentes zonal e meridional do vetor diferença entre o vento médio nos primeiros 6000 m (ponderado pela densidade do ar) e vento médio nos primeiros 500 m acima do solo. De acordo com Stensrud et al. (1997) — com base em saídas

de um modelo numérico de mesoescala — valores moderados de DNRV (entre, aproximadamente,  $40 \text{ m}^2/\text{s}^2$  e  $100 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ) podem indicar ambientes favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas com rotação em baixos níveis, apontando potenciais situações de tornados, desde que haja CAPE e helicidade relativa suficientemente altas. Com DNRV relativamente baixo (abaixo de  $40 \text{ m}^2/\text{s}^2$ ), mas ainda bem acima de zero e com a existência de CAPE, o ambiente se torna mais favorável para tempestades severas com frentes de rajadas intensas, associadas com intensas rajadas de vento em superfície, particularmente em situações de fraca forçante sinótica (EVANS e DOSWELL, 2001). Entretanto, Thompson (1998) e Evans e Doswell (2001) indicaram que o limiar inferior de  $40 \text{ m}^2/\text{s}^2$  para DNRV sugerido por Stensrud et al. (1997) para identificar situações de supercélulas pode na verdade ser uma subestimativa.



## 4 RESULTADOS

### 4.1 ANÁLISE SINÓTICA E VALIDAÇÃO DAS SIMULAÇÕES NUMÉRICAS DOS EVENTOS

Nesta Seção, são conduzidas análises sinóticas sucintas de cada um dos 4 casos investigados neste trabalho, utilizando a reanálise CFSR do NCEP, imagens de satélite e de radar. Esta investigação visa determinar as condições atmosféricas de escala sinótica que antecederam os episódios, porém não contemplando descrições detalhadas da sequência de eventos ocorridos. Adicionalmente, são apresentados os campos simulados com o modelo numérico BRAMS, com o intuito de verificar o quão bem representaram a situação da atmosfera durante cada caso. Portanto, a discussão dos campos sinóticos observados será apresentada em concomitância com a validação dos experimentos, a seguir.

#### 4.1.1 – Caso LIRS - Linha de Instabilidade no RS –7 de outubro de 2011

A partir do fim da tarde do dia 7 de outubro de 2011, uma intensa linha de instabilidade atravessou parte do Estado do Rio Grande do Sul (Figura 4.1 – a), acompanhada por pancadas de chuva e fortes ventos, com registro de 102,6 km/h, no Município de Quaraí (dados do INMET). Segundo o METAR do aeroporto de Uruguaiana, os ventos alcançaram 91 km/h e a temperatura caiu de 32,4°C às 14h45min para 19,4°C às 15h50min. No Uruguai, na cidade de Artigas (fronteira com Quaraí), o grau de destruição sugeriu a ocorrência de rajadas de até 150 km/h (<http://meteorologiauruguay.blogspot.com.br/2011/10/violenta-turbonada-con-vientos-de-100.html> - Acessado em 29/07/2015).

As áreas de instabilidade que atuaram no RS podem ser vistas através da imagem realçada do satélite GOES-12 no canal infravermelho (Figura 4.1 – b), de onde se observa uma extensa banda de nebulosidade com topos frios cobrindo a fronteira sul e o oeste do Estado na noite dia 7/10/2011 (23:30Z - 20h30min local). Nesse mesmo horário, a imagem do radar meteorológico de Canguçu revela uma intensa linha de instabilidade sobre a região de interesse durante a noite dia 7/10/2011 (Figura 4.1 – c). A faixa de maior refletividade no eco do radar adquiriu o formato de um arco, padrão conhecido como *bow echo* (eco em arco), tipicamente associado a vendavais (WAKIMOTO, 2001; dentre outros).

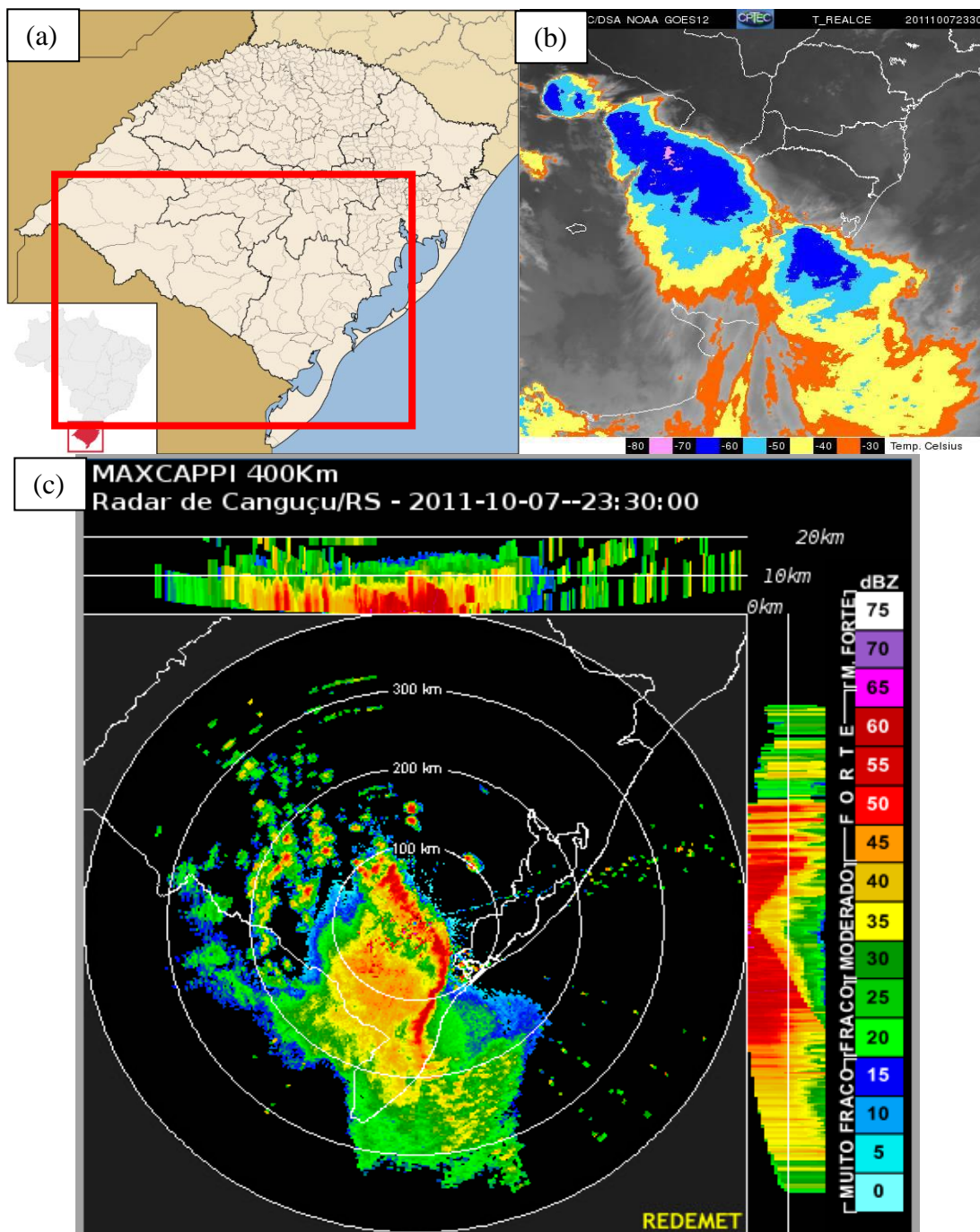


Figura 4.1: (a) Mapa do Estado do Rio Grande do Sul destacando a região afetada pelo fenômeno (retângulo vermelho inserido pelo autor) – Fonte do mapa: WIKIPÉDIA, A Enciclopédia Livre. [http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=Rio\\_Grande\\_do\\_Sul&oldid=40204120](http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=Rio_Grande_do_Sul&oldid=40204120) (Acesso em 13/09/2014); (b) Imagem realçada do Satélite GOES-12 no canal infravermelho – 23:30Z do dia 07/10/2011; (c) Campo de refletividade em MAXCAPPI 400 Km do Radar Meteorológico de Canguçu/RS (REDEMET) – 23:30Z do dia 07/10/2011.

O campo de pressão reduzida ao nível médio do mar evidencia a presença de um cavado invertido sobre o norte da Argentina e a região de interesse na tarde do dia 7 (Figura 4.2 – a). O campo de umidade específica em 925 hPa, na mesma figura, mostra valores entre 9 e 13,5 g/kg na região do evento nesse horário. Na modelagem (Figura 4.2 – b), o cavado

aparece menos pronunciado e as pressões estão em média 5 hPa mais elevadas naquele setor. Em relação à oferta de umidade na simulação, os valores estão mais baixos, em média entre 3 e 9 g/kg, na região do evento.

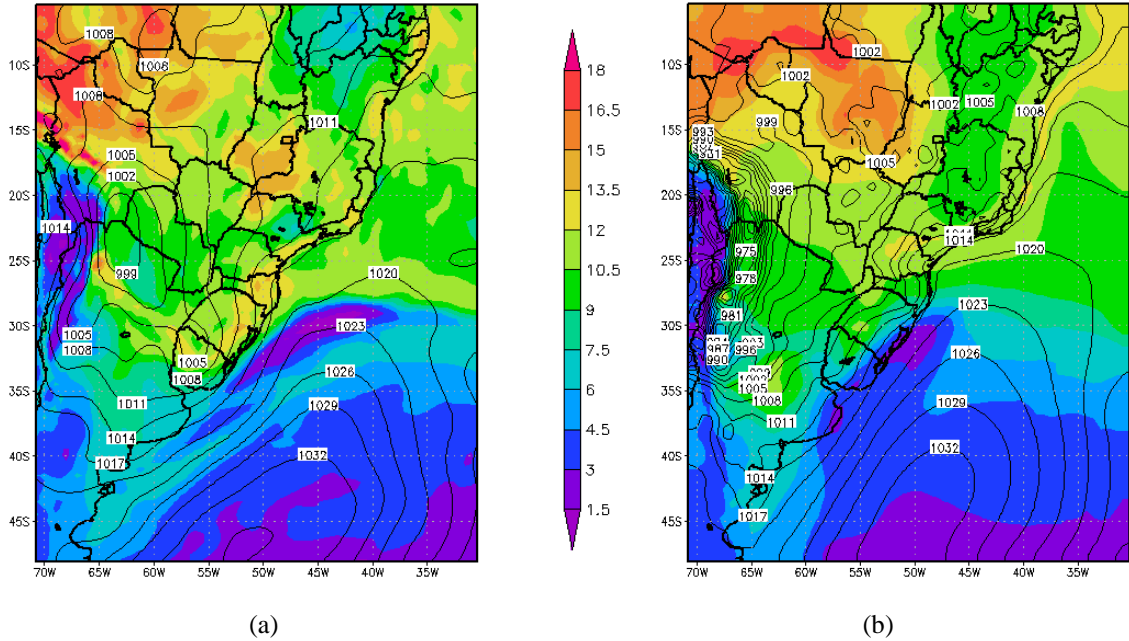


Figura 4.2: Pressão reduzida ao nível médio do mar (contornos - hPa) e umidade específica (colorido - g/Kg) em 925 hPa, às 18Z do dia 07/10/2011. (a) CFSR e (b) BRAMS.

No campo de vento em 850 hPa é notável a atuação de um escoamento semelhante ao jato de baixos níveis, no sentido da região de interesse. No horário das 18Z (Figura 4.3 – a), nota-se uma confluência sobre o norte do Uruguai e sul do RS, justamente quando a linha de instabilidade estudada estava se organizando. Este é um fator importante para promover o levantamento do ar de baixos níveis e, por conseguinte, torná-lo convectivamente instável. Na simulação, este fluxo foi coerentemente representado, embora o escoamento esteja mais fraco e a região de confluência sobre o Uruguai não tenha ficado tão bem marcada (Figura 4.3 – b).

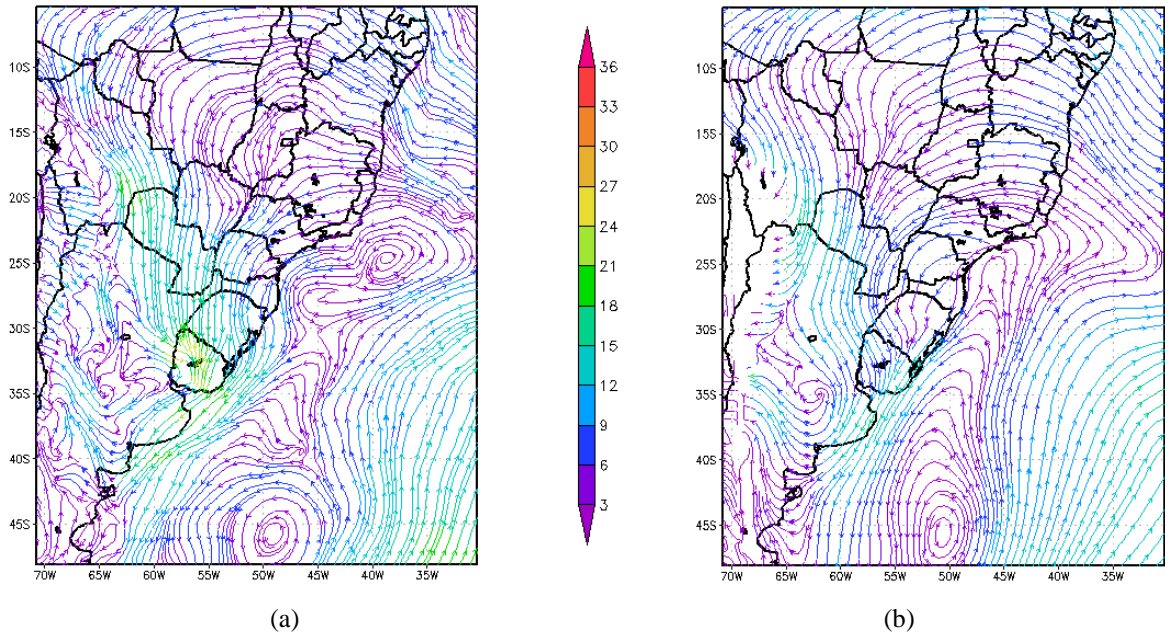


Figura 4.3: Escoamento (linhas de corrente) em 850 hPa (m/s), às 18Z do dia 07/10/2011. (a) CFSR e (b) BRAMS.

Em altos níveis, destaca-se a presença da corrente de jato, deixando a região afetada pelas tempestades em sua entrada equatorial (Figura 4.4 – a). Nos resultados do BRAMS (Figura 4.4 – b), o jato encontra-se deslocado para norte, e a corrente é menos intensa, com núcleo em torno de 50 m/s (cerca de 15 m/s mais fraco que na CFSR).

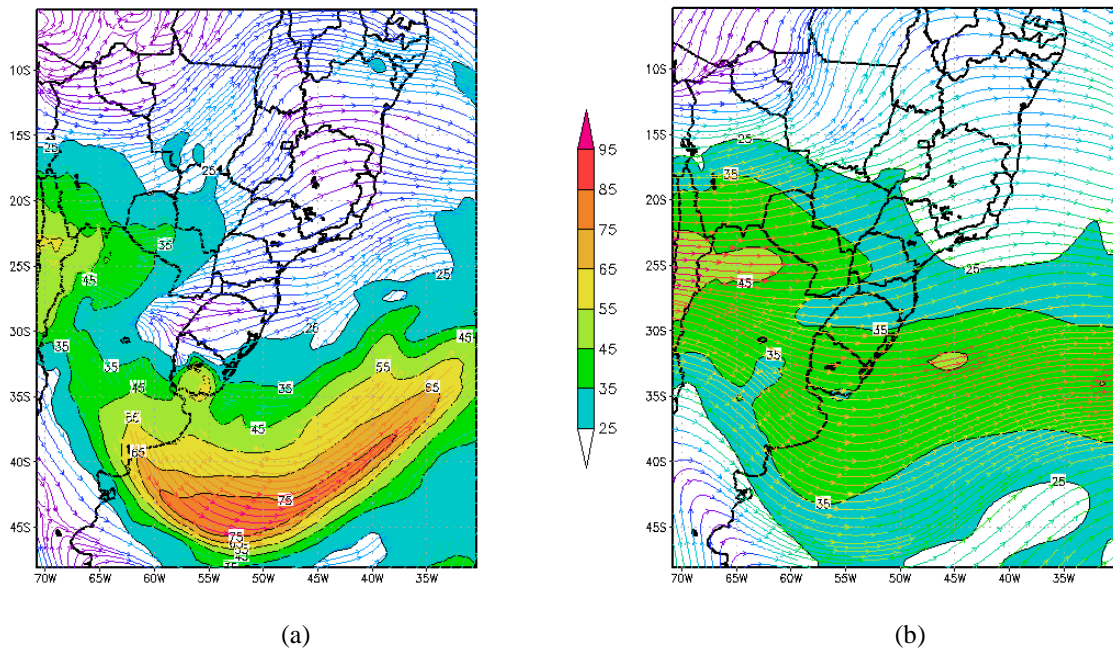


Figura 4.4: Escoamento (linhas de corrente) e Jato (colorido) em 200 hPa (m/s), às 18Z do dia 07/10/2011. (a) CFSR e (b) BRAMS.

Em linhas gerais, a análise sinótica aponta para o transporte de ar úmido em baixos níveis, aliado à entrada equatorial do jato polar de altos níveis, como os ingredientes básicos



para o desenvolvimento das tempestades severas ocorridas no Caso LIRS. A simulação com o BRAMS caracterizou de maneira razoável o escoamento de baixos níveis (embora este tenha ficado mais fraco no resultado do modelo), mas subestimou o suprimento de umidade (ainda em baixos níveis) e a magnitude do jato de altos níveis. O cavado e o centro de baixa pressão associados ao evento não foram satisfatoriamente reproduzidos pela modelagem.

#### 4.1.2 Caso TSP – Tornado em Indaiatuba/SP – 24 de Maio de 2005

No dia 24 de maio de 2005, no interior do Estado de São Paulo, uma série de tempestades convectivas formadas na dianteira de uma frente fria causaram fortes rajadas de vento e altas taxas de precipitação. Ao menos uma destas células convectivas tornou-se uma supercélula e originou um tornado de grandes proporções, que atingiu o Município de Indaiatuba/SP (Figura 4.5 – a), em torno das 17h25min (horário local – 20:25Z). A destruição na cidade foi caracterizada como sendo de grau F3 na escala de Fujita (FUJITA, 1981; NASCIMENTO ET AL, 2014). Outro núcleo tempestuoso ocasionou uma intensa tempestade de vento na cidade de Iaras/SP, deixando prejuízos estimados de U\$ 1 milhão (HELD ET AL., 2006). A imagem do satélite GOES-12 disponível para esta data mostra, às 18Z (Figura 4.5 – b), uma ampla faixa de nebulosidade estendendo-se desde o Oceano Atlântico até o PR e SP, associada a esse sistema frontal recém configurado.

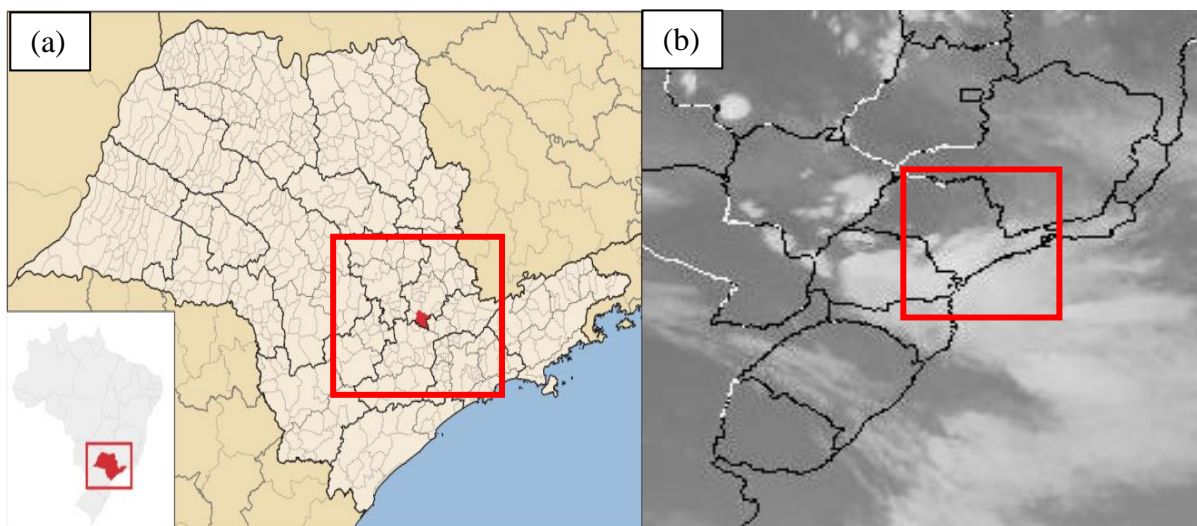


Figura 4.5: (a) Mapa do Estado de São Paulo destacando em vermelho a localização do Município de Indaiatuba (WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre - <http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=Indaiatuba&oldid=40194017>. Acessado em 13/09/2014). (b) Imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho às 18Z do dia 24/05/2005. O retângulo vermelho destaca a região de interesse.

A Figura 5.6 mostra uma sobre posição do campo de pressão ao nível médio do mar com a umidade específica no nível de 925 hPa para CFSR (Figura 4.6 – a) e BRAMS (Figura 4.6 – b) na tarde (18Z) do dia 24/05/2005. Percebe-se na CFSR uma ampla faixa de valores de umidade em torno de 12 e 15 g/kg sobre o Estado de SP neste horário. A faixa de valores nesses limares é sensivelmente menor na modelagem, embora ela ainda englobe a porção do Estado onde o tornado de Indaiatuba ocorreu. Na reanálise, constata-se também um significativo gradiente de umidade paralelo à fronteira entre o Brasil e o Paraguai, aliado a uma faixa de baixas pressões, situação condizente com uma frontogênese sobre esta região. Essa área de baixas pressões e a alta oferta de umidade em baixos níveis e não foram bem reproduzidos pelo modelo, apesar de os valores de pressão na região de interesse estarem no mesmo patamar. O gradiente de umidade também não teve boa representação, estando mais fraco e mais zonal na modelagem.

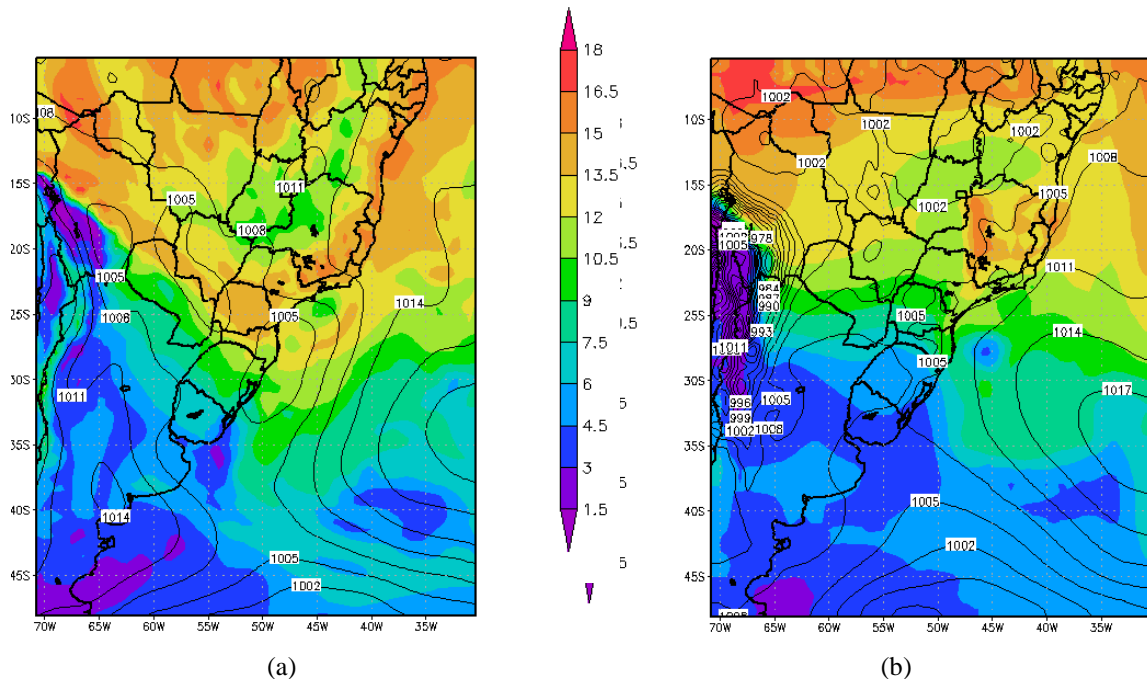


Figura 4.6: Pressão reduzida ao nível médio do mar (contornos - hPa) e Umidade específica (colorido - g/Kg) em 925 hPa, para o horário das 18Z, do dia 24/05/2005 – CFSR (a) e BRAMS (b).

No campo de escoamento em 850 hPa, destaca-se um padrão similar a um jato de baixos níveis convergindo sobre região de interesse e alimentando-a com ar úmido da Região Amazônica (Figura 4.7 – a; horário de 18Z), além de uma faixa de confluência sobre a porção leste de SP. A modelagem com o BRAMS (Figura 4.7 – b) também configurou um escoamento de norte/noroeste, porém não tão bem definido, apresentando menor magnitude e confluência mais fraca. Por outro lado, a faixa de confluência vista sobre SP na CFSR aparece, no modelo, deslocada em cerca de 100 km a norte, sobre a porção oeste e sudoeste de

Minas Gerais. Isto é coerente com o máximo de umidade em 925 hPa configurado sobre esta mesma região (rever Figura 4.6 – b), como esperado.

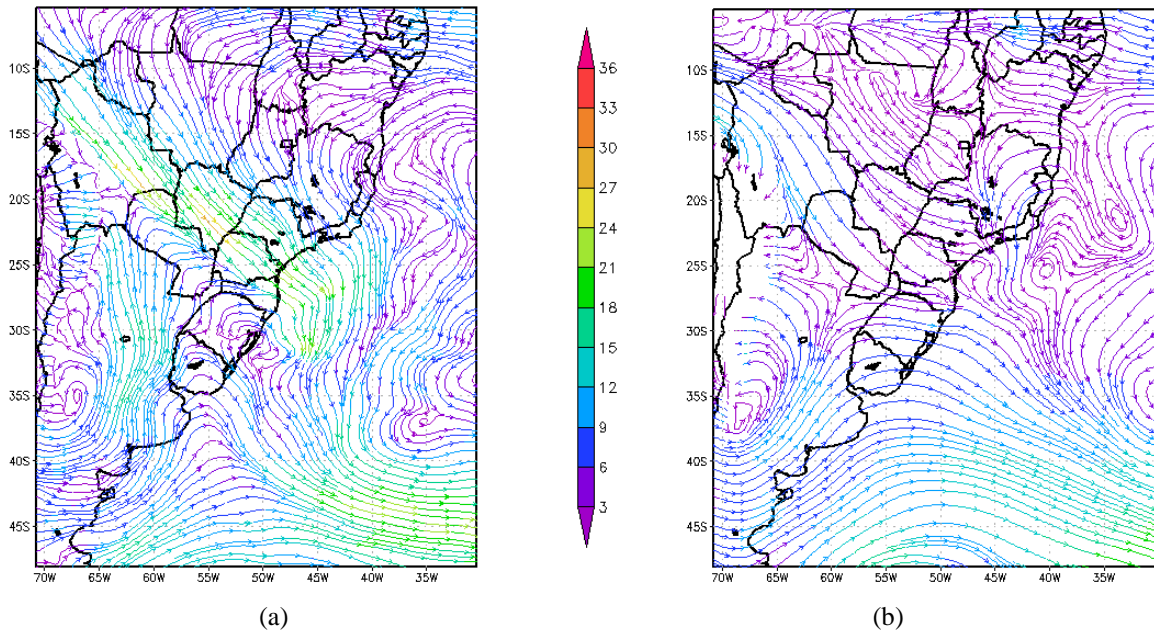


Figura 4.7: Escoamento (linhas de corrente) em 850 hPa (m/s) às 18Z do dia 24/05/2005. (a) CFSR e (b) BRAMS.

Neste mesmo horário, em altitude, constata-se a atuação da corrente de jato e de um amplo cavado, ambos associados à frente fria que estava se formando (Figura 4.8 – a), deixando a região de interesse em sua porção leste. É possível identificar também uma difluência no escoamento na dianteira deste sistema, sobre os Estados do PR e de SP, contribuindo dinamicamente para o disparo das tempestades. No resultado do experimento (Figura 4.8 – b), o cavado foi bem localizado, mas o posicionamento do jato não foi reproduzido adequadamente.

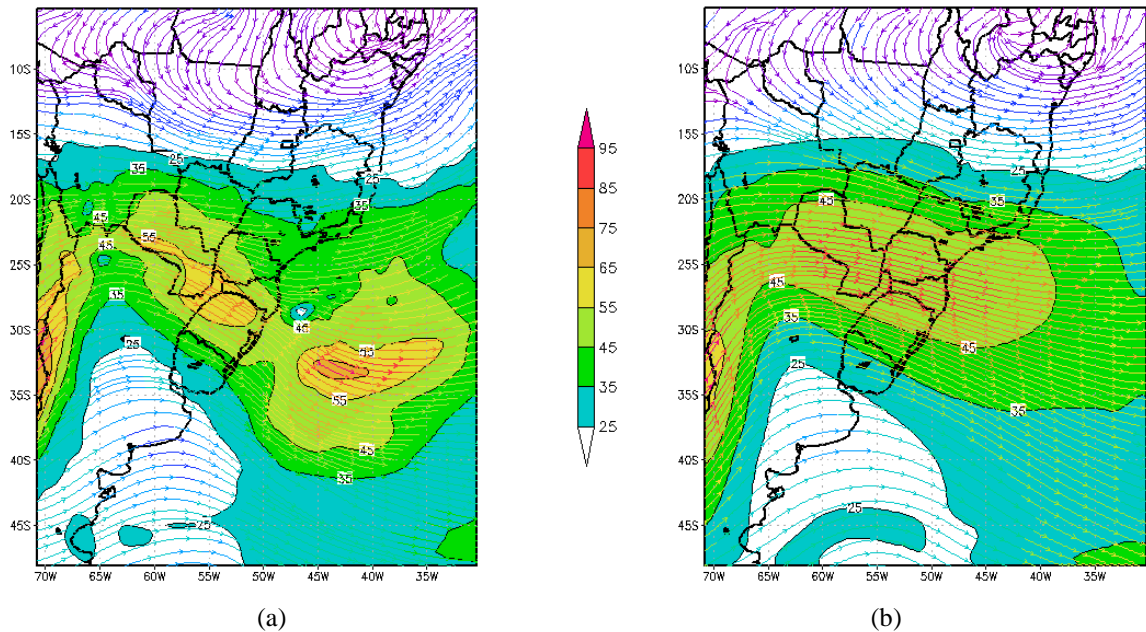


Figura 4.8: Escoamento (linhas de corrente) e Jato (sombreado) em 200 hPa (m/s) às 18Z do dia 24/05/2005. (a) CFSR e (b) BRAMS.

Em suma, a análise sinótica mostra que as tempestades se formaram num ambiente de intensa forçante sinótica na dianteira de um sistema frontal em formação. O posicionamento a leste de um cavado de altos níveis associado a essa frontogênese, em conjunto com um grande suprimento de umidade em baixos níveis, favoreceram a propagação de tempestades sobre SP no dia 24. Em geral, estes padrões não foram reproduzidos com fidelidade pelo BRAMS; contudo, o modelo configurou o suporte dinâmico do jato de altos níveis e caracterizou, em baixos níveis, uma faixa de confluência com valores relativamente altos de umidade nas adjacências da região de interesse.

#### 4.1.3 Caso VPR – Vendavais no Oeste do PR – 4 de outubro de 2005

No dia 4 de outubro de 2005, entre 20h30min e 22h00min (hora local), vendavais associados a tempestades convectivas causaram a queda de cinco torres de energia elétrica da companhia Furnas Centrais Elétricas S/A, no Paraná, entre os municípios de São Miguel do Iguaçu e Toledo (Figura 4.9 – a), forçando o desligamento automático de três circuitos da linha de transmissão do sistema. Um levantamento realizado pela equipe de meteorologia de Furnas, integrante do Plano de Atendimento a Emergências (PAE) da empresa, descreveu danos condizentes com a ocorrência tanto de rajadas descendentes quanto de ventos com movimento rotacional, semelhante a um tornado (Fonte: meteorologista Daniele Rodrigues Ornelas de Lima – contato pessoal). Em Pinhão, no sul do Estado, mais de 600 casas foram atingidas pelo temporal de granizo. Ao todo, sete pessoas ficaram feridas e 200 desalojadas. A



imagem de satélite (Figura 4.9 – b) mostra a nebulosidade associada a esse sistema alcançando a região de interesse às 22h00min (horário local).

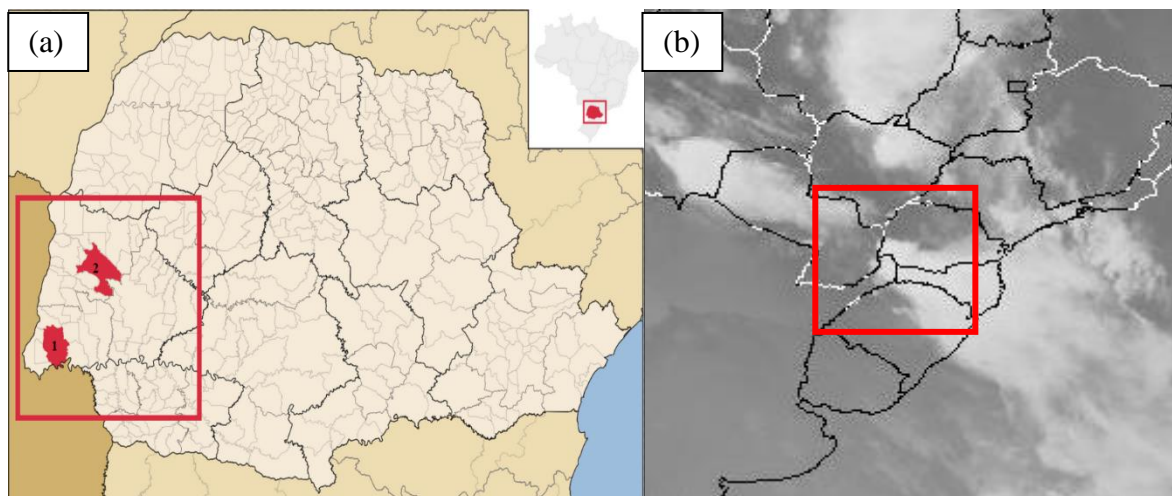


Figura 4.9: (a) Mapa do Estado do Paraná destacando a região mais afetada pelas tempestades (retângulo vermelho) e os municípios de São Miguel do Iguazu (1) e Toledo (2). Fonte: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre – [http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=S%C3%A3o\\_Miguel\\_do\\_Igua%C3%A7u&oldid=40025655](http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=S%C3%A3o_Miguel_do_Igua%C3%A7u&oldid=40025655). Acessado em 13/09/2014. Editado pelo autor. (b) Imagem do satélite GOES-12, no canal infravermelho, para as 22h00min (local) - dia 04/10/2005.

Na tarde do dia do evento, os campos de umidade específica em 925 hPa e pressão ao nível médio do mar (Figura 4.10 - a) evidenciam um quadro coerente com a atuação de um sistema frontal no sul da Região Sul do Brasil, com um marcante gradiente nos valores destas variáveis entre o Paraguai e o RS. Nota-se um alto conteúdo de vapor d'água sobre a região de interesse, com valores em torno de 12 g/kg, alcançando 15 g/kg nas adjacências. No resultado do BRAMS (Figura 4.10 – b), os valores sobre a região de interesse estão dentro do patamar de 12 g/kg, mas a região com maior oferta de umidade aparece bastante deslocada, sobre o Paraguai e o norte da Argentina.

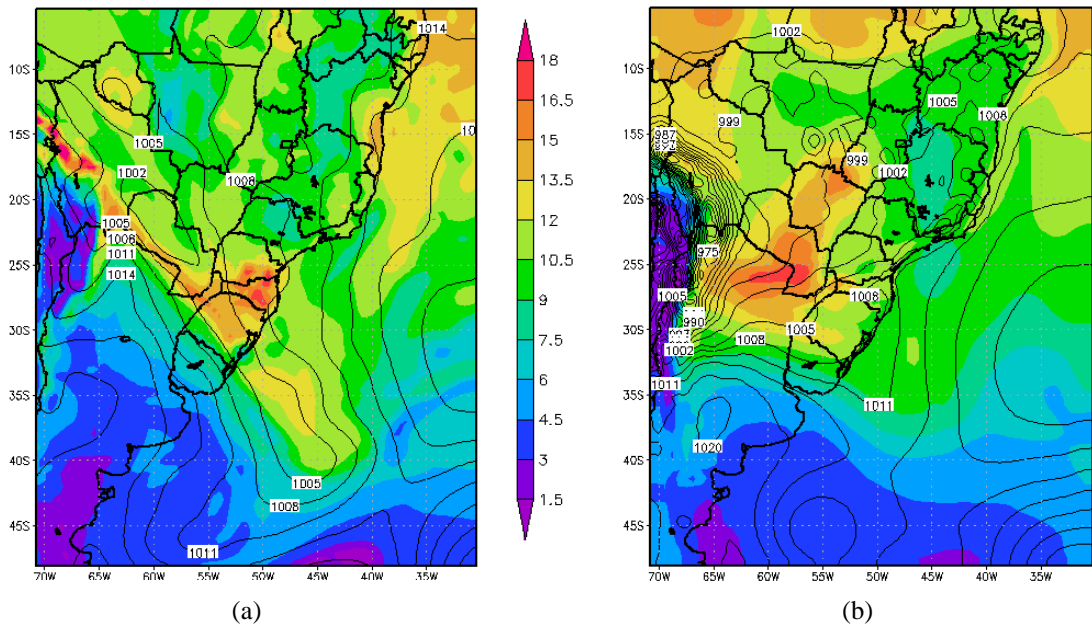


Figura 4.10: Pressão reduzida ao nível médio do mar (contornos - hPa) e Umidade específica (sombreado - g/Kg) em 925 hPa para o horário das 18Z do dia 04/10/2005 – CFSR (a) e BRAMS (b).

No campo de escoamento em 850 hPa (Figura 4.11 – a), nota-se uma configuração semelhante à do jato de baixos níveis estendendo-se desde o Amazonas e convergindo sobre a Região Sul, trazendo ar úmido para a região de interesse. Na simulação numérica (Figura 4.11 – b), apesar de aparecer mais fraco, este escoamento está razoavelmente bem representado. Embora o jato esteja mais meridional na modelagem, configuram-se uma confluência marcante na vizinhança da região do evento.

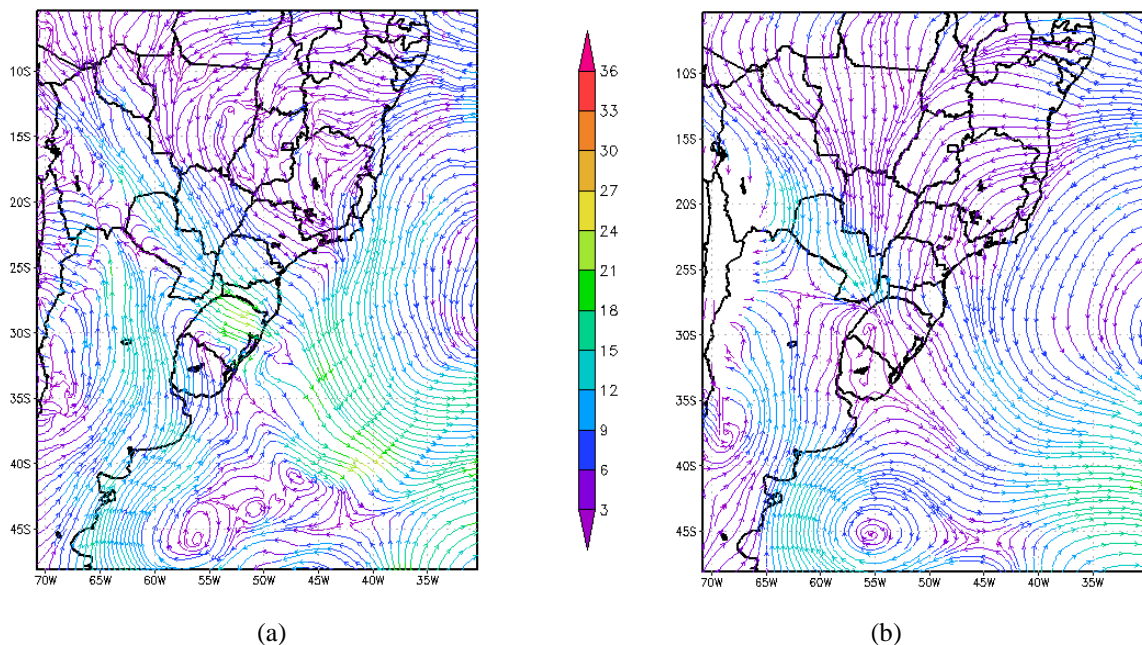


Figura 4.11: Escoamento (linhas de corrente) em 850 hPa (m/s) às 18Z dia 04/10/2005. (a) CFSR e (b) BRAMS.

Em altos níveis, o campo de escoamento também exibe um padrão tipicamente favorável à formação de sistemas convectivos, destacando-se o posicionamento bem configurado da corrente de jato, que deixa a porção oeste do Paraná sob sua região de entrada equatorial (Figura 4.12 – a). Na modelagem (Figura 4.12– b), este favorecimento dinâmico também fica evidenciado, porém o núcleo do jato é menos intenso e se localiza mais ao norte, sobre o Uruguai e o sul do RS.

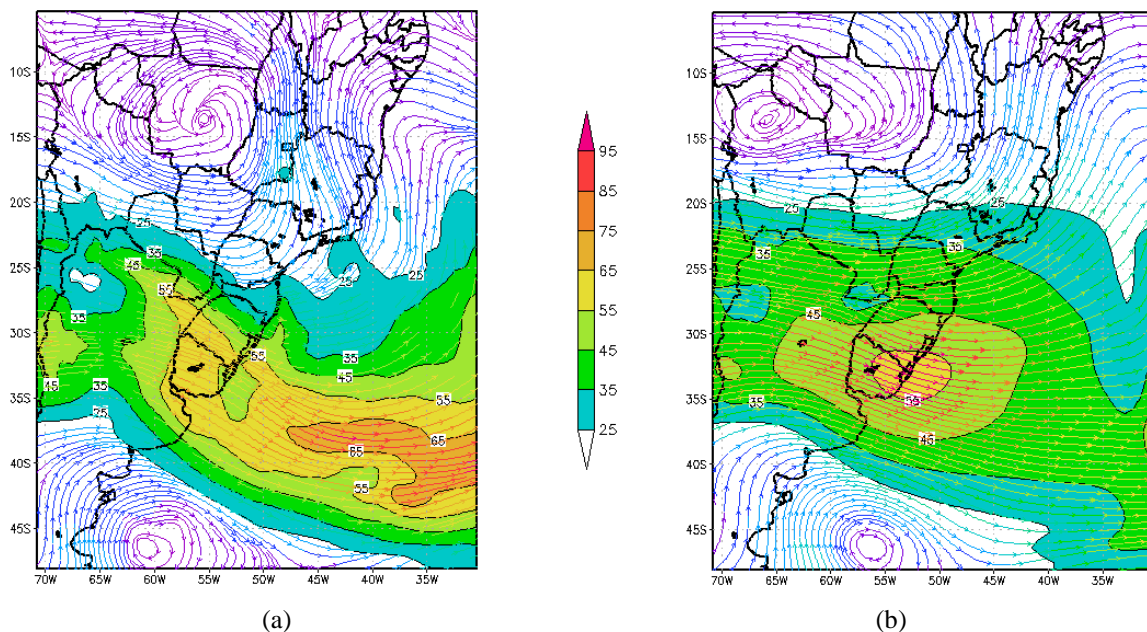


Figura 4.12: Escoamento (linhas de corrente) e Jato (sombreado) em 200 hPa (m/s) às 18Z do dia 04/10/2005. (a) CFSR e (b) BRAMS.

Esta análise sinótica preliminar, portanto, indica que a oferta de umidade em uma região de confluência em baixos níveis, somada à presença do setor de entrada equatorial do jato de altos níveis, deram suporte ao disparo dos vigorosos sistemas convectivos observados no dia 4/10/2005 sobre o Estado do Paraná. De maneira geral, a modelagem com o BRAMS subestimou a magnitude destes fatores, bem como apresentou uma tendência a deslocar para oeste a região mais favorecida por eles (em relação ao domínio de interesse).

#### 4.1.4 Caso SVSP - Tempestades Torrenciais no Estado de SP - janeiro de 2010

A partir do fim da noite do dia 20 e durante a madrugada do dia 21 de janeiro de 2010, tempestades associadas à passagem de um sistema frontal causaram altas taxas de precipitação sobre a Região Metropolitana de São Paulo (Figura 4.13 – a). Enxurradas,

alagamentos e outras ocorrências relacionadas provocaram a morte de 9 pessoas. Contudo, não houve registro de ventos intensos ou de danos ocasionados especificamente por ventanias.

A Figura 4.13 – b apresenta uma imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho realçado, exibindo uma ampla faixa de nebulosidade com topos frios sobre a região, às 21h00min no horário local.

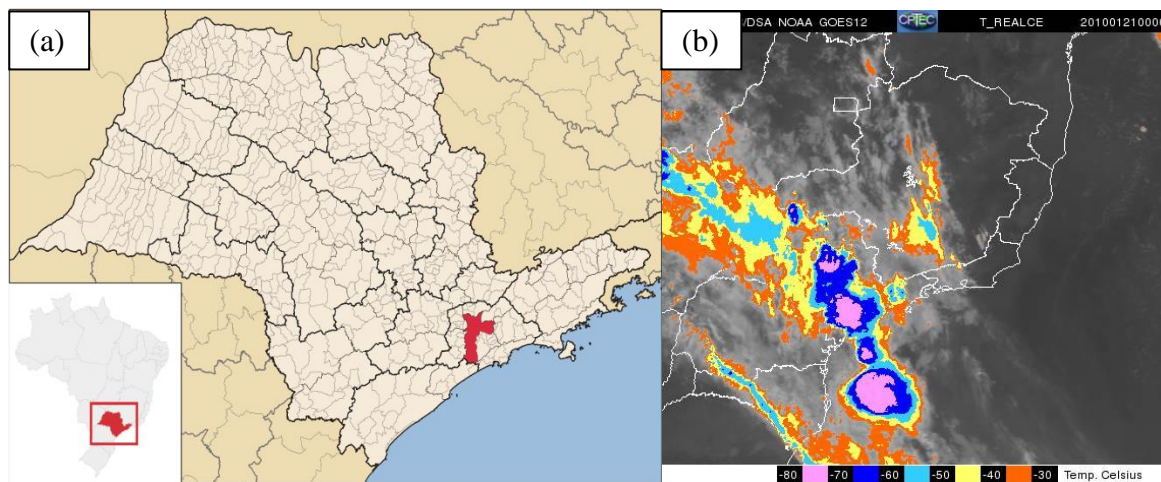


Figura 4.13: (a) Mapa do Estado de São Paulo destacando a região mais afetada pelo fenômeno (vermelho). Fonte: WIKIPÉDIA, A Enciclopédia Livre. [http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=Rio\\_Grande\\_do\\_Sul&oldid=40204120](http://pt.wikipedia.org/w/index.php?title=Rio_Grande_do_Sul&oldid=40204120). Acesso em 13/09/2014. (b) Imagem do satélite GOES-12 no canal infravermelho realçado para o horário das 00Z do dia 21/01/2010.

Nesse mesmo horário, o campo de pressão ao nível médio do mar e a umidade específica em 925 hPa configurados pela CFSR (Figura 4.14 – a) mostram a configuração de uma frente fria atravessando o Estado de SP durante a noite do dia 20, com significativo gradiente de umidade estendendo-se desde o Oceano Atlântico e até o continente, sobre o Paraguai, e o ciclone extratropical associado. Evidencia-se também um alto conteúdo de umidade em baixos níveis sobre São Paulo, com valores ultrapassando 18 g/kg. A frente fria e a faixa de máximo de umidade foram caracterizadas pelo BRAMS (Figura 4.14 – b), porém cabem ressalvas. Quanto à umidade, os valores estão, em média, ligeiramente mais baixos, alcançando até 16,5 g/Kg. Já no campo de pressão, o ciclone simulado se posiciona centenas de quilômetros ao norte/noroeste de sua localização na CFSR, e sua profundidade é subestimada em mais de 10 hPa.



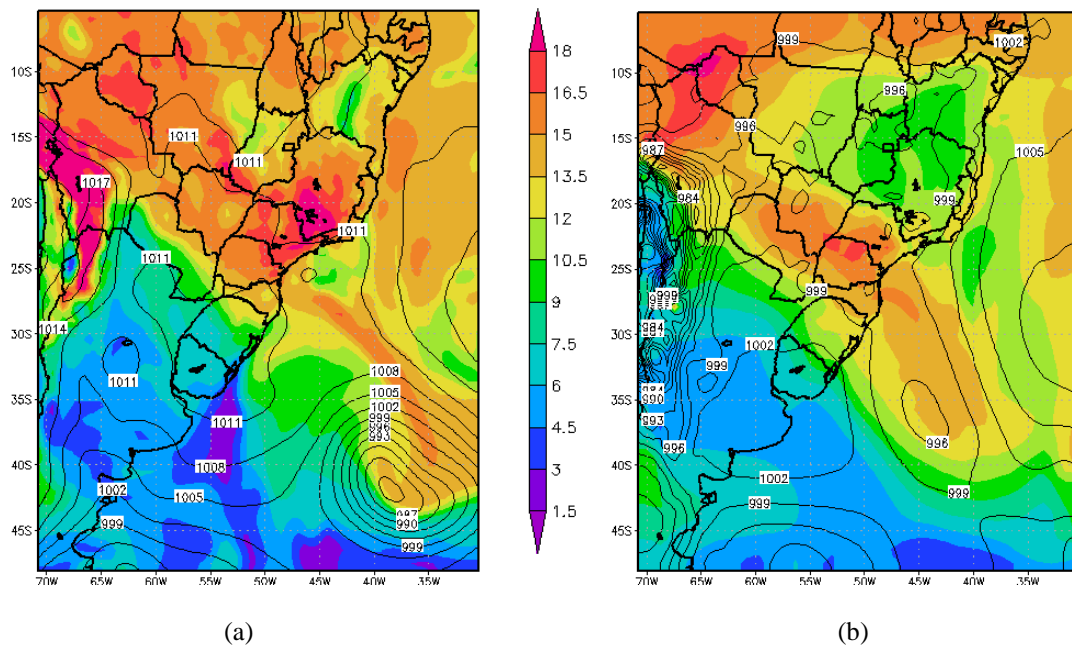


Figura 4.14: Pressão reduzida ao nível médio do mar (contornos - hPa) e Umidade específica (sombreado - g/Kg) em 925 hPa para o horário das 00Z do dia 21/01/2010 – CFSR (a) e BRAMS (b).

O campo de escoamento em 850 hPa permite observar, 6 horas antes (18Z, isto é, 15h00min local), o fluxo de ar úmido oriundo da Região Amazônica convergindo sobre o Estado de São Paulo (Figura 4.15 – a). O BRAMS também caracterizou este aspecto de maneira satisfatória (Figura 4.15 – b), assim como o cavado e o ciclone associados ao sistema frontal.

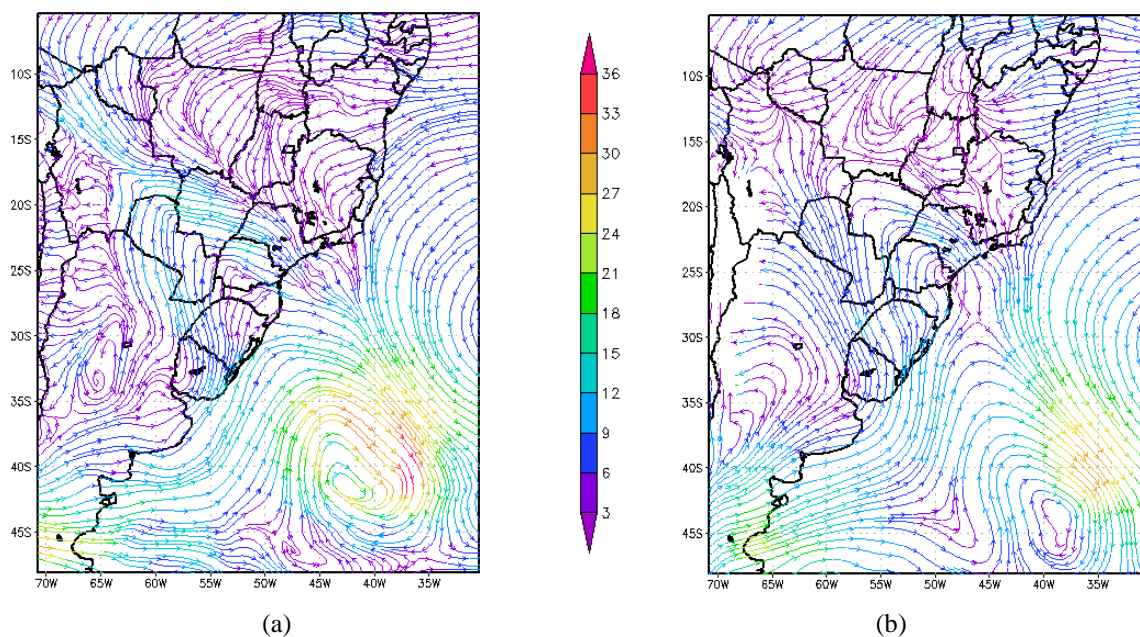


Figura 4.15: Escoamento (linhas de corrente) em 850 hPa (m/s) às 18Z dia 20/01/2010. (a) CFSR e (b) BRAMS.

Em médios níveis (figura não mostrada) e em altos níveis (Figura 4.16 – a), nota-se a

atuação de um amplo cavado, dando suporte dinâmico ao aprofundamento das tempestades em sua porção leste. Novamente, a modelagem representou estes padrões a contento (Figura 4.16 – b), apesar de o núcleo do jato ter sido bastante deslocado para sudeste.

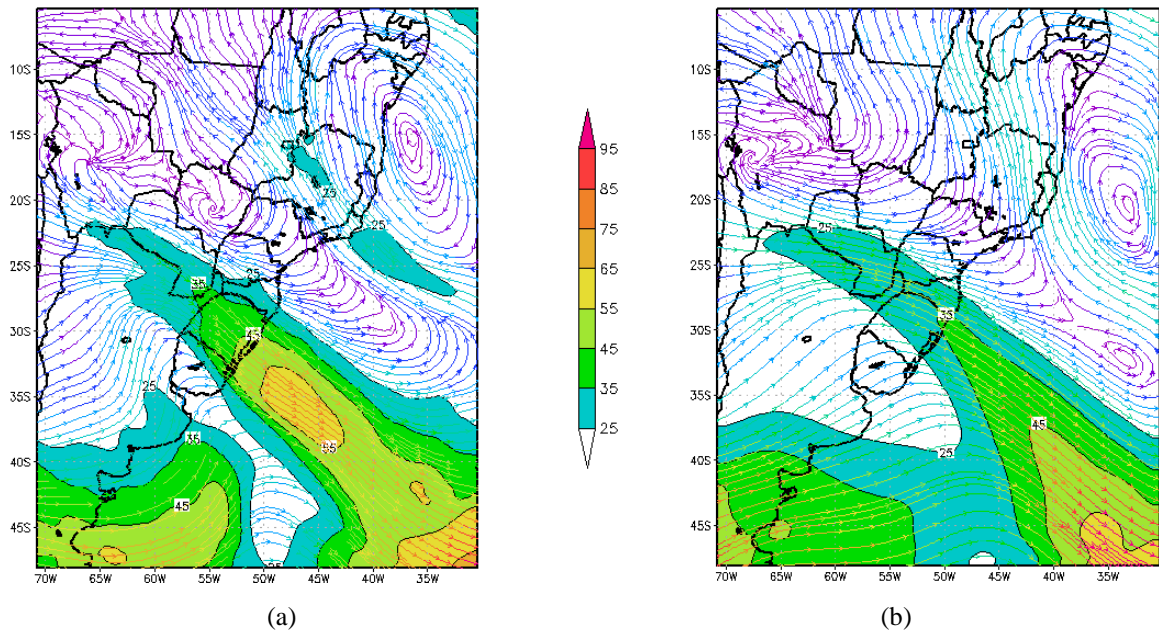


Figura 4.16: Escoamento (linhas de corrente) e Jato (sombreado) em 200 hPa (m/s) às 18Z dia 20/01/2010. (a) CFSR e (b) BRAMS.

Sendo assim, de acordo com esta análise sinótica, as tempestades que afetaram o Estado de SP nesse episódio estiveram imersas em um ambiente com grande oferta de vapor d'água em baixos níveis e suporte dinâmico de cavados em níveis médios e em altitude. A reprodução desses aspectos essenciais pelo BRAMS foi razoável, em que pese a simulação pouco satisfatória do campo de pressão ao nível médio do mar.

#### 4.1.5 Considerações sobre os resultados em escala sinótica das simulações

A explicação para muitas das discrepâncias encontradas na comparação entre alguns campos da CFSR e do BRAMS reside nas diferentes naturezas da reanálise e da previsão numérica. Ao contrário da simulação com o modelo, a reanálise assimila, em todo o domínio, mais dados observados a cada horário, atualizando a situação atmosférica e mantendo-a mais perto da realidade. O uso do BRAMS neste trabalho, por outro lado, visa simular a ferramenta disponível para o previsor operacional em uma situação cotidiana, quando obviamente não existe a possibilidade de se contar com a CFSR.

Assim, uma vez que os modelos tendem a ter bastante sensibilidade às condições iniciais, as diferenças observadas são compreensíveis. No entanto, nota-se que, em geral, há

coerência entre ambos nos padrões de escala sinótica, o que é importante.

## 4.2 SIMULAÇÕES COM O BRAMS - ÍNDICES DE INSTABILIDADE

Nesta Seção, são expostos e discutidos os resultados dos índices de instabilidade calculados a partir das simulações com o modelo BRAMS. Os horários das figuras exibidas são sempre aqueles em que o índice em questão apresentou os valores mais significativos dentro de um período de até 6 horas antes do início observado dos eventos (inclusive), exceto quando explicitada outra razão. Conseqüentemente, os horários mostrados diferem entre os quatro casos e podem variar dependendo do índice, sem prejuízo do critério de análise.

Em tempo, as figuras que aparecem nesta Seção são referentes à grade 3 dos experimentos, para manter o foco nas regiões de interesse.

### 4.2.1 Índice TTK

No presente trabalho, a introdução experimental do índice TTK (diferença algébrica entre os índices TT e K) busca aliar estes dois índices para facilitar a identificação de ambientes com grande instabilidade termodinâmica e presença de ar seco em níveis médios, situações tipicamente conducentes a tempestades com fortes ventanias. Sua análise, contudo, demanda cautela, tendo em vista que um alto valor de TTK não necessariamente significa que TT também está suficientemente alto (acima dos limiares para tempestades). Por isso, sua plotagem foi feita em conjunto com o campo de TT, para afastar a possibilidade de um falso diagnóstico.

Sendo assim, a Figura 4.17 mostra um panorama dos campos de TTK (colorido) e TT (contornos numerados) nos 4 casos estudados. A maior diferença entre TT e K foi observada no Caso LIRS (Figura 4.17 a), seguido pelo Caso SVSP (Figura 4.17 d) e o Caso TSP (Figura 4.17 b), os dois últimos apresentando valores sensivelmente menores. Por último, o Caso VPR (Figura 4.17 c) foi onde se constataram as diferenças mais baixas, estando ambos os índices TT e K bastante elevados sobre a região de interesse. Vale observar que os valores de TT estiveram acima de 47°C em boa parte da região de interesse nos Caso LIRS (onde a isolinha de 50°C abraça a maior parte do domínio) e VPR, situação bastante favorável a tempestades severas, segundo a literatura.

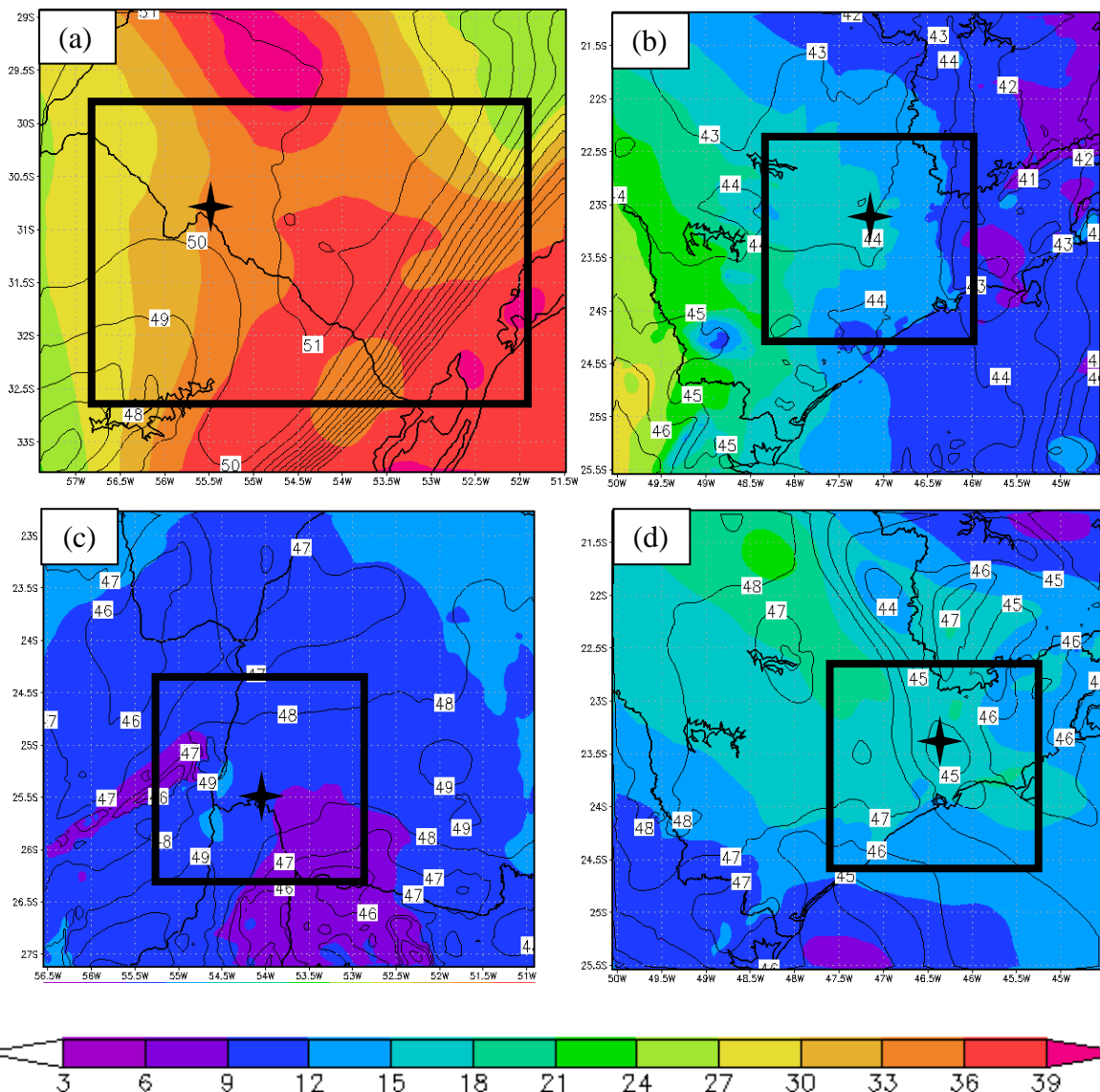


Figura 4.17: Índice TTK (colorido) e índice TT (contornos legendados) para (a) Caso LIRS – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP – 15Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 18Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP – 00Z do dia 21/01/2010. As estrelas negras localizam pontos de interesse na região afetada pelas tempestades em cada caso.

A Figura 4.18 expõe a evolução temporal dos índices TT, K e TTK em quatro pontos escolhidos nas regiões de interesse de cada um dos quatro casos, indicados com estrelas na Figura 4.17. Estes quatro locais de interesse correspondem a lugares afetados pelas tempestades em cada caso, sejam: Caso LIRS – Município de Santana do Livramento/RS; Caso TSP – Município de Indaiatuba/SP; Caso VPR - Município de São Miguel do Iguaçu; Caso SVSP – Município de São Paulo. Os retângulos vermelhos destacam o período de tempo desde 6h antes até o momento de atuação dos fenômenos. São evidentes, à primeira vista, os altos valores de TT e os baixos valores de K no caso LIRS (Figura 4.18 – a), aumentando nas 6 horas anteriores ao evento. Com efeito, a curva de TTK resultante é a maior dentre os quatro casos, sinalizando o favorecimento à atividade convectiva intensa com possibilidade de



correntes descendentes destrutivas. Os casos TSP (Figura 4.18 – b) e SVF (Figura 4.18 – d) apresentam, em média, valores da mesma ordem. Todavia, no caso TSP existe um máximo de TTK entre 16Z e 18Z (ou seja, entre 4h e 2h antes da ocorrência do tornado), acompanhado por um mínimo de K. No Caso VPR, as curvas de TT e K estão ambas elevadas, resultando na mais baixa curva de TTK dentre todos; nota-se, porém, um ligeiro aumento nos valores de TT a partir das 21Z, em conjunto com uma diminuição nos valores de K nesse mesmo intervalo.

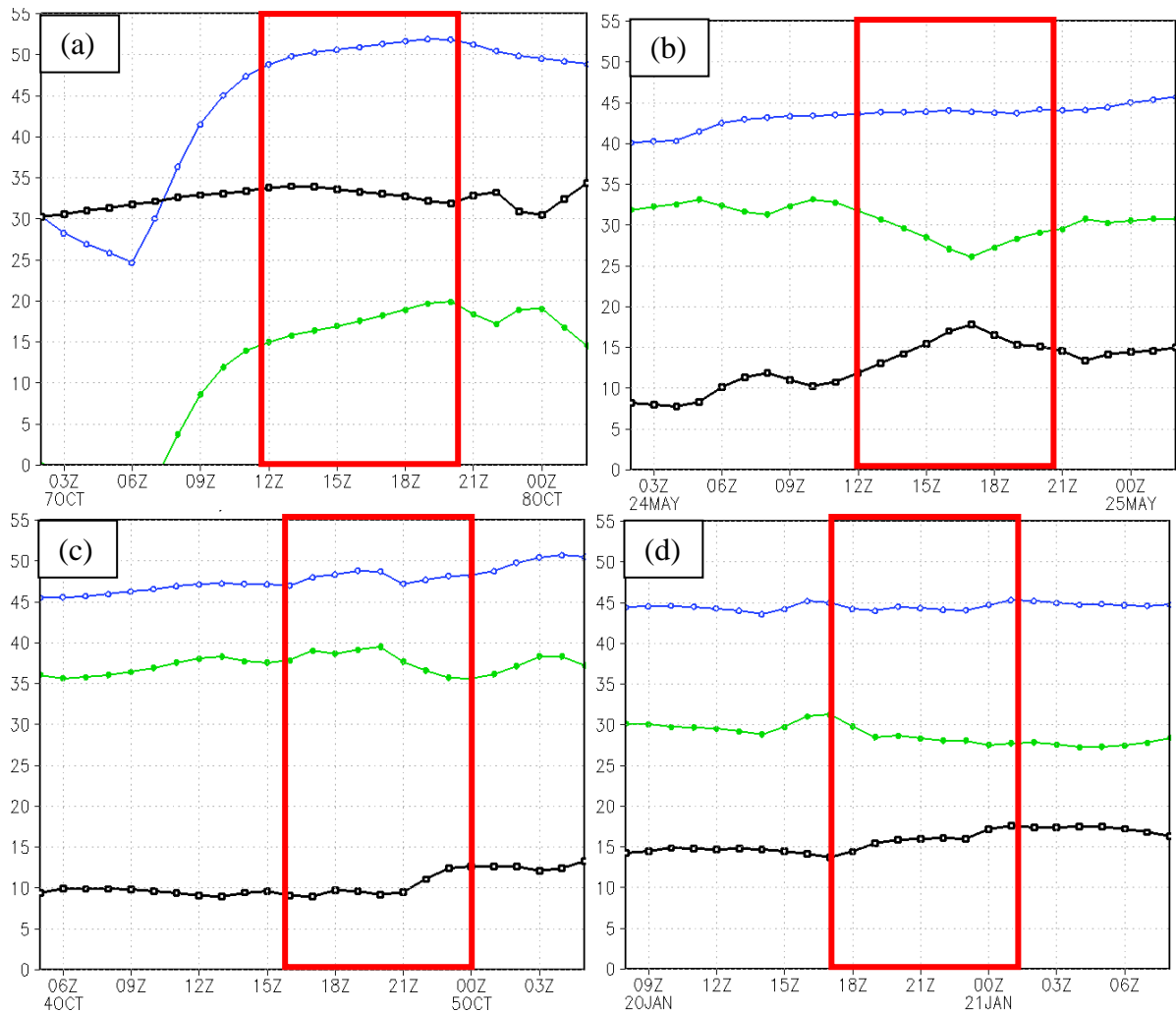


Figura 4.18: Evolução temporal dos índices TTK (preto), TT (azul) e K (verde) para (coordenadas entre parênteses) (a) Caso LIRS (30,80°S 55,50°W); (b) Caso TSP (23,05°S 47,13°W); (c) Caso VPR (25,50°S 54,05°W); (d) Caso SVSP (23,32°S 46,38°W). Os retângulos vermelhos destacam o intervalo de tempo desde aproximadamente 6h antes até o momento da ocorrência de cada fenômeno.

Convém ter em mente que o índice K é afetado pelo nível de subsaturação (“secura”) somente no nível de 700 hPa. Por conta disso, a existência de uma camada de baixa umidade relativa ligeiramente acima deste patamar (por exemplo, entre 670hPa e 500 hPa) não será computada pelo índice, ainda que tenha potencial para iniciar fortes ventanias. Para examinar melhor esse aspecto, a Figura 4.19 apresenta cortes verticais latitudinais para cada caso, nas

latitudes que atravessam os mesmos pontos de interesse da Figura 4.18. Nota-se a existência de camadas secas em níveis médios nos Casos LIRS (Figura 4.19 a), VPR (Figura 4.19 c) e, principalmente, no Caso TSP (Figura 4.19 b). Quanto mais subsaturado o ar em uma determinada camada, maior será a evaporação experimentada pelas gotículas de nuvem e hidrometeoros, e mais intensas serão as correntes descendentes. O perfil de umidade relativa no Caso SVSP (Figura 4.19 d) conta com valores notavelmente mais elevados do que nos demais, o que novamente condiz com a ausência de vendavais intensos durante este evento, levando-se em conta este fator.

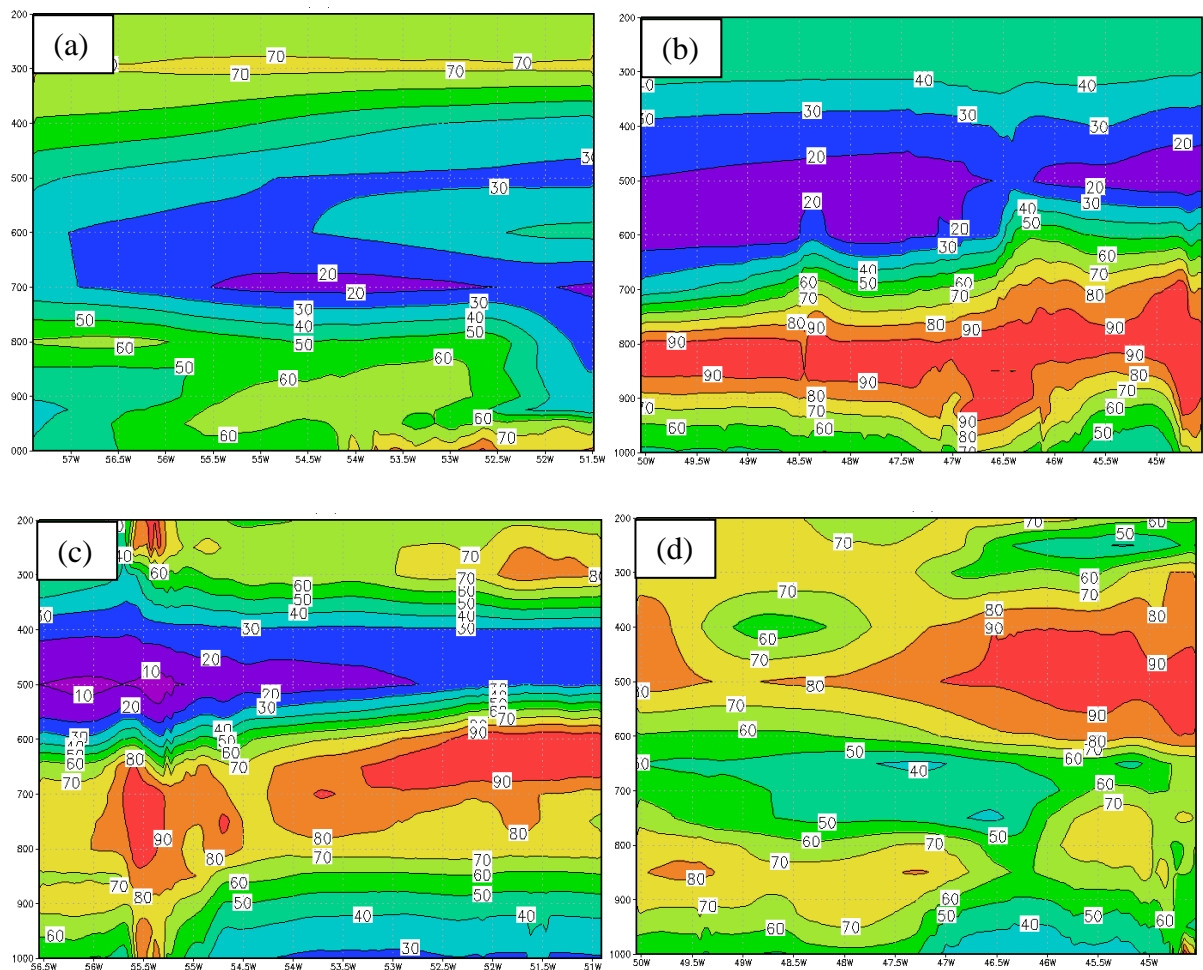


Figura 4.19: Perfil latitudinal (latitudes entre parênteses) de Umidade Relativa do Ar (%) para (a) Caso LIRS (30,80°S) – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP (23,05°S) – 15Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR (25,50°S) – 18Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP (23,32°S) – 00Z do dia 21/01/2010.

Por outro lado, a umidade relativa não é adequada para medir o suprimento de vapor d'água em uma dada parcela de ar. Assim, complementando a análise, a Figura 4.20 apresenta os cortes verticais latitudinais para a umidade específica, evidenciando que a maior oferta de vapor d'água em baixos níveis aparece no Caso SVSP (Figura 4.20– d), seguida pelos Casos VPR (Figura 4.20– c), TSP (Figura 4.20– b) e LIRS (Figura 4.20– a). Observa-se também que

os casos associados a vendavais apresentavam, em média, um gradiente vertical de umidade específica muito mais intenso do que no Caso SVSP. A exceção é o Caso LIRS, no qual o conteúdo de vapor d'água em baixos níveis mostrou-se menor que nos demais, resultando num gradiente vertical menos intenso, apesar dos valores baixos em médios níveis. De toda maneira, no caso sem ventanias, a faixa de valores acima de 1,5 g/kg se estende até cerca de 350 hPa, ao contrário dos três anteriores, onde estes valores não chegam a alcançar o nível de 500 hPa.

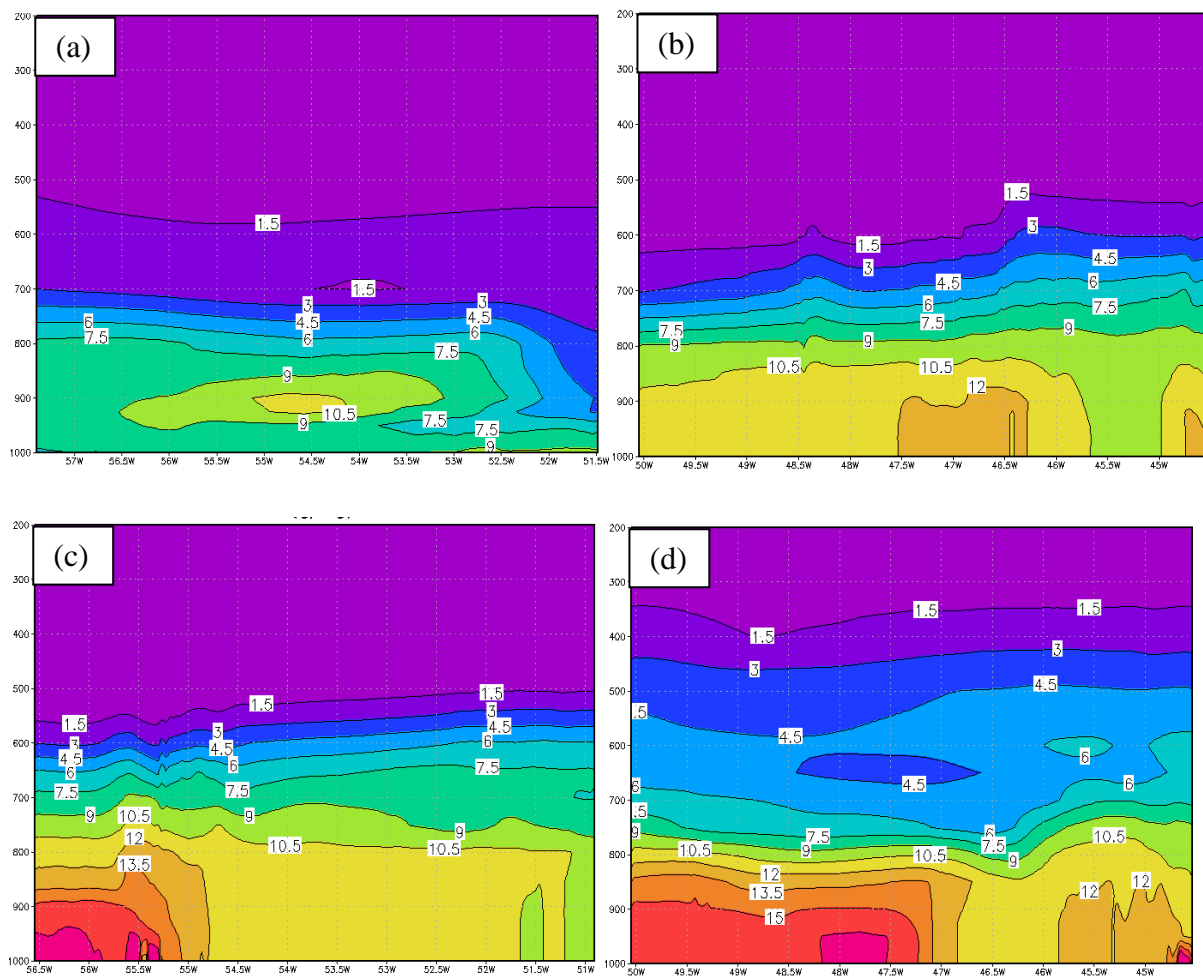


Figura 4.20: Perfil latitudinal (latitudes entre parênteses) de Umidade Específica (g/kg) para (a) Caso LIRS (30,80°S) – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP (23,05°S) – 15Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR (25,50°S) – 18Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP (23,32°S) – 00Z do dia 21/01/2010.

Os perfis de umidade específica fornecem um indicativo da instabilidade convectiva nos respectivos casos, pois permitem avaliar a estratificação de umidade em cada ambiente (e, com isso, a presença de camadas de ar seco sobre camadas de ar úmido). As atmosferas mais instáveis convectivamente são, em geral, aquelas em que há maior gradiente vertical de umidade. Isto pode ser expresso quantitativamente com o uso do índice ET, a seguir.

#### 4.2.2 ET / IE / Instabilidade Convectiva

Prosseguindo a discussão dos resultados, uma maneira de caracterizar o grau de instabilidade convectiva da atmosfera é através do IE (diferença de ET entre 500 e 850 hPa). Os valores mais significativos aparecem no caso VPR (Figura 4.21 – c), no qual se nota uma ampla faixa de valores abaixo de  $-9 \times 10^{-3} \text{ J/kg}$  sobre a região de interesse, alcançado  $-17 \times 10^{-3} \text{ J/kg}$  a oeste, sobre o Paraguai. Os casos LIRS (Figura 4.21 – a) e TSP (Figura 4.21 – b) exibiram valores entre  $-5$  e  $-9 \times 10^{-3} \text{ J/kg}$  sobre as respectivas regiões de interesse, ficando o caso SVSP (Figura 4.21 – d) com os valores menos expressivos, entre  $-1$  e  $-3 \times 10^{-3} \text{ J/kg}$  nos arredores da Cidade de São Paulo.

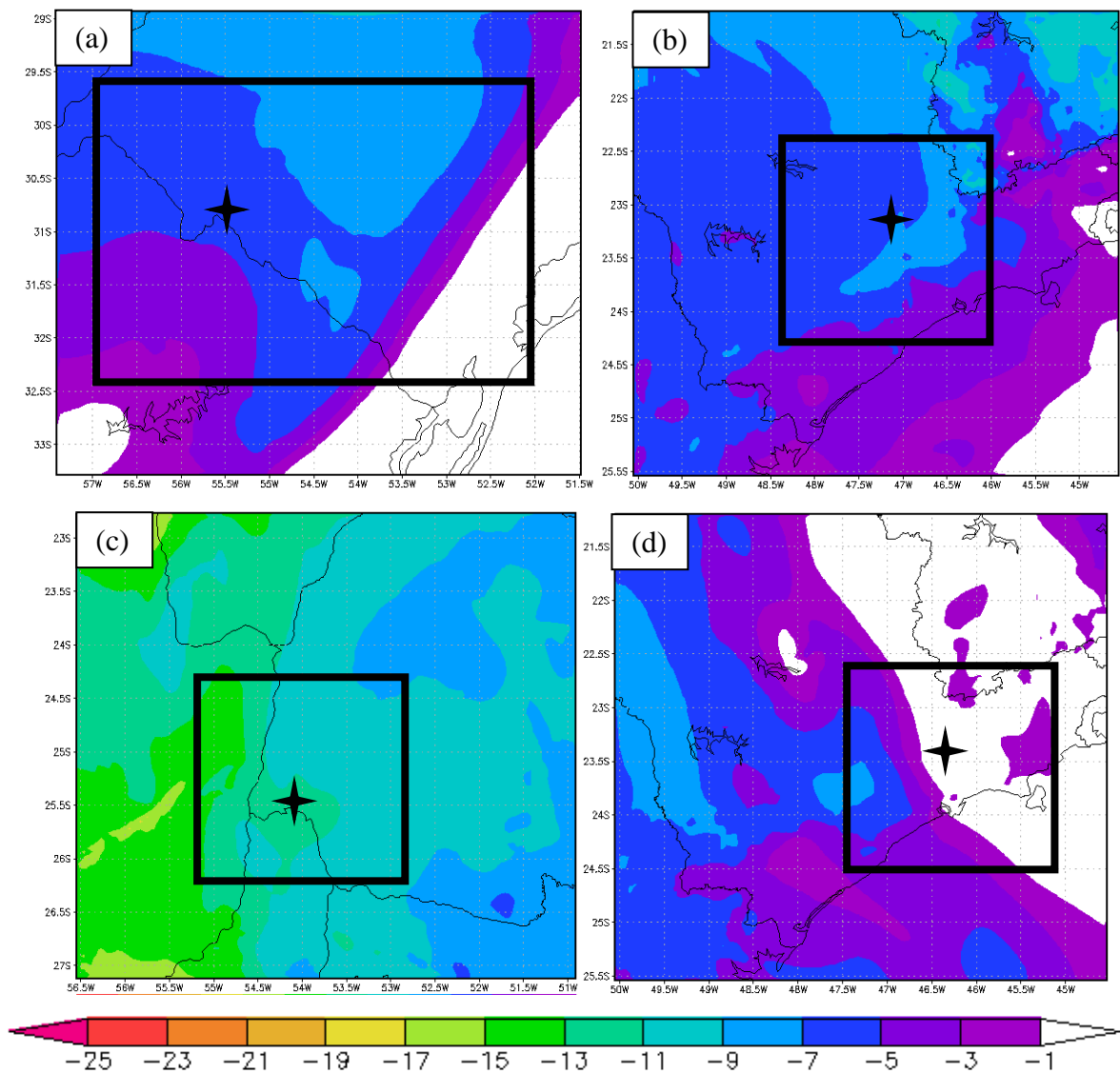


Figura 4.21: IE ( $10^{-3} \text{ J/kg}$ ) para (a) Caso LIRS – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP – 15Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 18Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP – 00Z do dia 21/01/2010. As estrelas negras localizam pontos de interesse na região afetada pelas tempestades em cada caso.

A Figura 4.22 apresenta a plotagem de perfis de ET para pontos correspondentes aos locais atingidos pelas tempestades em cada um dos casos (mesmos pontos utilizados na Figura 4.18, indicados novamente com estrelas negras na Figura 4.21 – coordenadas explicitadas na legenda), nos horários correspondentes a aproximadamente 2 horas antes da atividade dos sistemas de tempo estudados. Optou-se por plotar o perfil partindo do nível de 950 hPa para evitar possíveis distorções causadas pelo relevo nos campos de temperatura e umidade gerados pelo modelo (e, conseqüentemente, no cálculo de ET) abaixo deste patamar. A análise revela que o caso TSP tinha um perfil bastante próximo do padrão típico que precede a formação de tornados e ventos convectivos severos, segundo as referências utilizadas para este índice (rever Figura 3.3): os valores são relativamente elevados desde a superfície até cerca de 925hPa, decaindo significativamente a partir deste nível até atingir um mínimo em 600 hPa. O IE calculado para este local resulta em  $-6,3 \times 10^{-3}$  J/kg. Na curva do Caso VPR aparece o maior valor de IE dentre todos, com  $-11,08 \times 10^{-3}$  J/kg, ultrapassando o valor de referência para ambientes com tornados e ventos severos ( $-10,29 \times 10^{-3}$  J/kg – DARKOW, 1968). De fato, se observa uma significativa queda nos valores de ET desde 800hPa até um mínimo em 500hPa. O caso LIRS, por sua vez, exibe uma queda acentuada da ET com a altura, com um máximo em 900 hPa e um mínimo em 700 hPa. O IE neste ponto é de  $-5,9 \times 10^{-3}$  J/kg. Por fim, o Caso SVSP apresenta um padrão muito mais suave de queda na ET com altura, tendo máximo em 850 hPa e um mínimo em 700 hPa; já o IE deste local equivale a  $+1,1 \times 10^{-3}$ /kg, fora dos limiares de referência (segundo DARKOW, 1968).

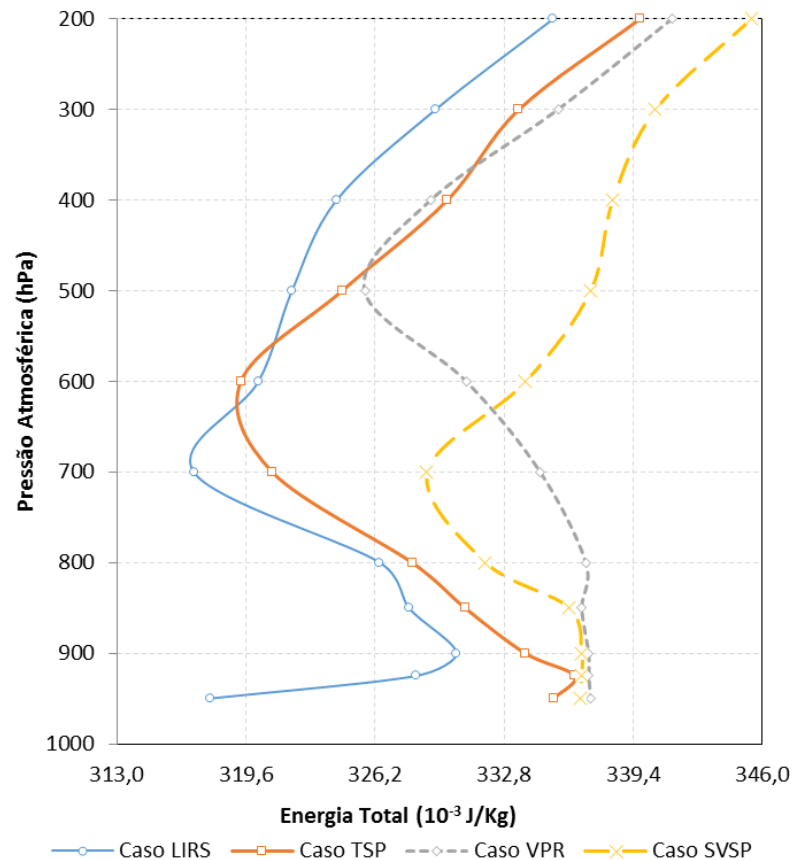


Figura 4.22: Perfil de ET ( $10^{-3}$  J/kg) para (horários e coordenadas entre parênteses) os Casos LIRS (15Z do dia 07/10/2011 - 30,80°S 55,50°W); TSP (18Z do dia 24/05/2005 - 23,05°S 47,13°W), Caso VPR (18Z do dia 04/10/2005 - 25,50°S 54,05°W) e Caso SVSP (00Z do dia 21/01/2010 - 23,32°S 46,38°W).

Em geral, todos os perfis precedentes a vendavais apresentaram uma queda significativa da ET entre os níveis baixos e os níveis médios-baixos (entre 700hPa e 500hPa) e valores de IE abaixo de  $-5 \times 10^{-3}$  J/kg. Portanto, conclui-se que este comportamento está relacionado à potencial produção de ventos severos quando da ocorrência de tempestades convectivas. Em tempo, seguindo esta metodologia, os resultados apontam para o caso SVSP como o que possuía menor potencial para ventanias.

#### 4.2.3 Índice KO

Os valores do índice KO estiveram mais acentuados no Caso LIRS (Figura 4.23 – a), com uma ampla faixa de valores e entre -10,5 e -13,0 K próximo à região do evento. Nos casos TSP (Figura 4.23 – b) e VPR (Figura 4.23 – c), o índice KO esteve respectivamente entre -6 e -9,0 K e entre -7,4 e -9 K no domínio de interesse. O Caso SVSP (Figura 4.23 – d) apresentou uma faixa de valores abaixo de -3 K imediatamente a leste do Município de São Paulo (centro do retângulo negro na figura), embora a oeste os valores estejam relativamente intensos, em torno de -10,5 K.

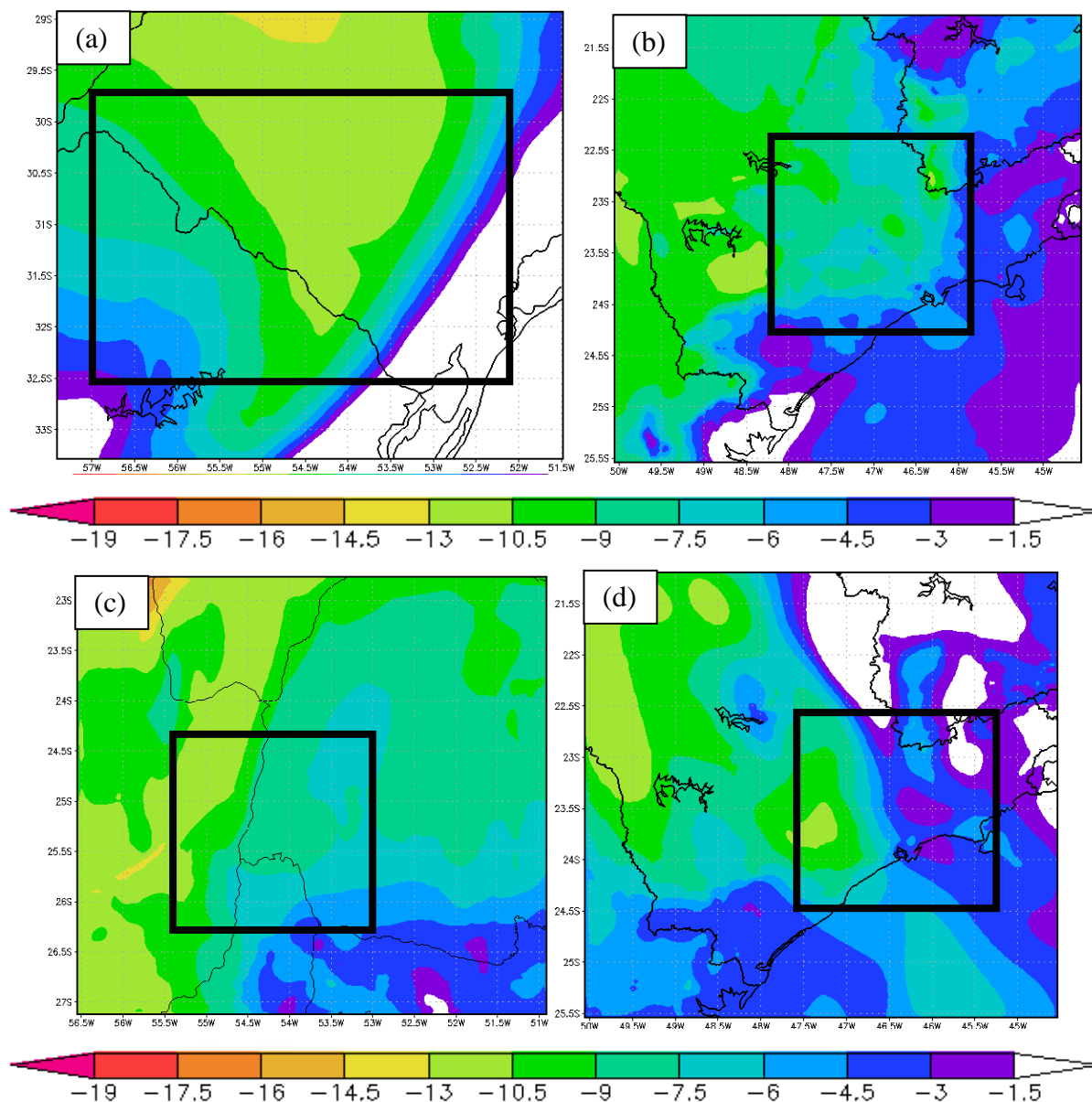


Figura 4.23: Índice KO para (a) Caso LIRS – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP – 15Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 18Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP – 00Z do dia 21/01/2010.

Esta análise evidencia que os quatro casos apresentavam situações de instabilidade convectiva sobre os domínios estudados, sendo, portanto, favoráveis à geração de tempestades (de acordo com as referências). O fato de o KO ser um índice bastante sensível à umidade em baixos níveis explica a existência de valores elevados em parte da região de interesse no Caso SVSP; por outro lado, deve-se lembrar que este também foi um caso de tempestade intensa, mas em relação ao volume de chuva, logo esses valores significativos de instabilidade não são incoerentes.

#### 4.2.4 DCAPE

Conforme descrito mais detalhadamente na Seção 3.6.5, foi calculada e examinada a DCAPE dos níveis verticais equivalentes a 2, 3, 4, 5, 6 e 7 km de altura, pois é normalmente nesta camada que tem início o *downdraft* (segundo, por exemplo, GILMORE e WICKER, 1998). Seguindo essa metodologia, os campos aqui expostos para cada caso correspondem ao nível com DCAPE mais intensa.

Os campos de DCAPE apresentaram um resultado bastante destacável no Caso LIRS (Figura 4.24 – a), com um faixa de valores de até 1100 J/Kg sobre o Estado do RS durante a manhã do dia do evento. Os Casos TSP (Figura 4.24– b) e SVSP (Figura 4.24– d) exibiram valores na faixa de 300 a 500 J/Kg sobre o Estado de SP, ao passo em que os menores valores sobre a região de interesse foram observados no Caso VPR (Figura 4.24– c), onde a DCAPE esteve aproximadamente nula no decorrer do período de interesse.

No Caso LIRS, o resultado da DCAPE é particularmente interessante pelo fato de os maiores valores estarem nas proximidades do Município de Quaraí (círculo preto na Figura 4.24 – a), local em que se registrou uma rajada de 102,6 km/h durante o episódio. Sendo assim, pode-se dizer que a DCAPE foi eficaz em sinalizar as condições propícias a *downbursts* intensos neste caso.



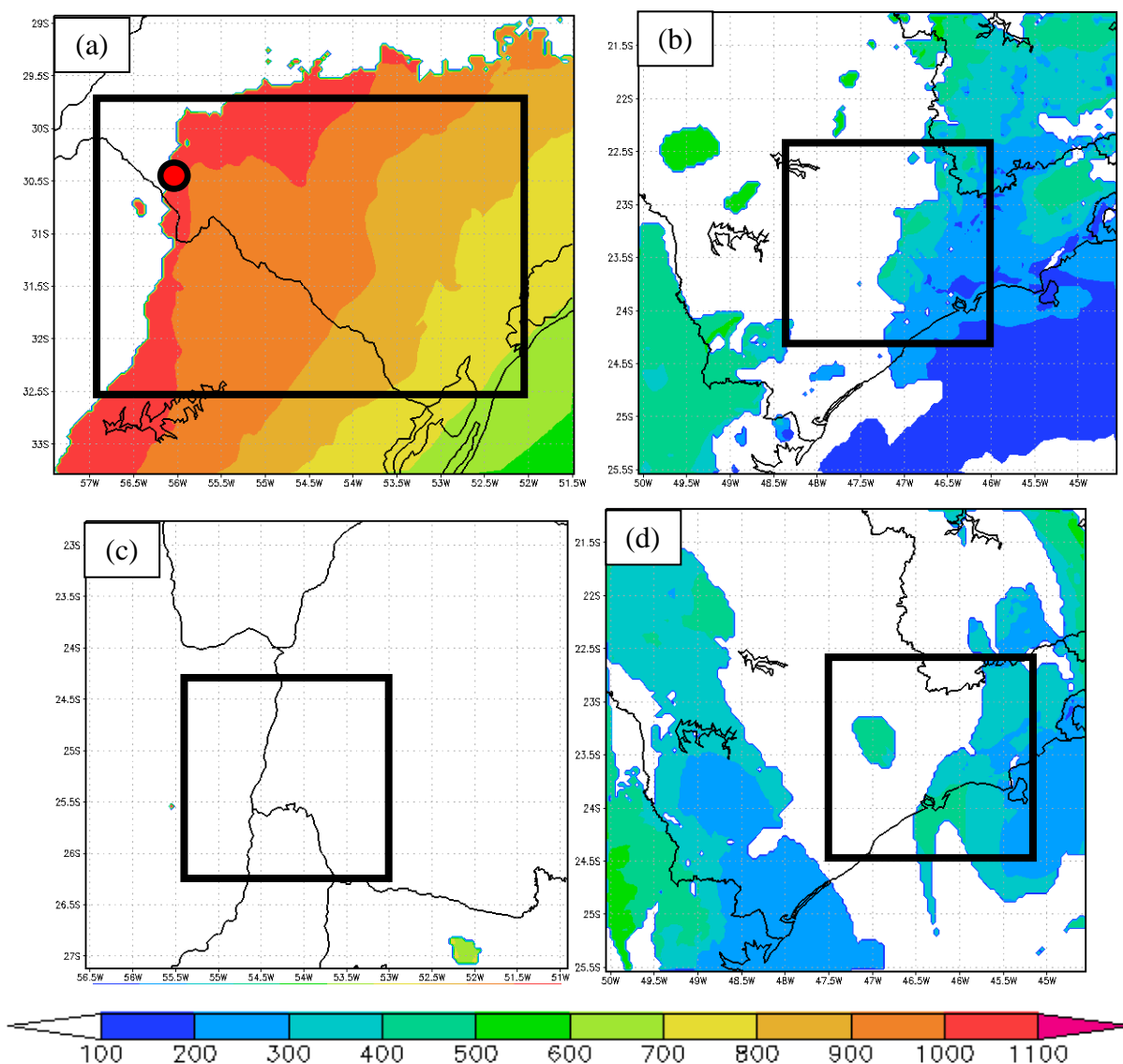


Figura 4.24: DCAPE (J/kg) para (a) Caso LIRS – 12Z do dia 07/10/2011 (o círculo negro localiza aproximadamente o Município de Quaraí); (b) Caso TSP – 18Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 20Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP – 00Z do dia 21/01/2010.

Desprezando o cisalhamento, a máxima energia cinética a ser obtida por uma dada parcela de ar descendente resultará da conversão de toda a energia potencial disponível para a subsidência. Assim, considerando a hipótese de toda a DCAPE ser convertida em energia cinética e, por conseguinte, em velocidade vertical ( $w$ ), vale a igualdade  $w_{max} = \sqrt{2 DCAPE}$ . Utilizando nessa equação o valor de 1000 J/kg observado no Caso LIRS, obtém-se uma velocidade de aproximadamente 160 km/h. Embora se trate de uma superestimativa, é um valor plausível, lembrando que os danos causados pelo fenômeno em Artigas/Uruguai permitiram inferir a passagem de ventos de até 150 km/h. Além disso, de fato, velocidades dessa grandeza são eventualmente observadas em tempestades severas (EMMANUEL, 1994; dentre outros).

Não obstante, é fundamental observar que altos valores de DCAPE geralmente não favorecem ambientes de supercélulas e tornados. A ocorrência de uma frente de rajada muito intensa tende a frear o desenvolvimento dos mesociclones, dificultando a formação de tornados (GILMORE E WICKER, 1998; dentre vários outros). Logo, a ausência de valores apreciáveis de DCAPE não exclui a possibilidade de que o ambiente propicie manifestações de tempo severo.

Num estudo para os Estados Unidos, Evans e Doswell (2001) identificaram 67 casos de *derechos* e mostraram que ambientes com uma intensa forçante sinótica foram capazes de favorecer frentes de rajada destrutivas com DCAPE entre 580 J/kg e 970 J/Kg, tendo sido observados casos de *bow echoes* com valores abaixo dos 100 J/Kg. Portanto, pode-se dizer que a estimativa da velocidade máxima do *downburst* feita anteriormente ratifica a utilidade do índice para o caso LIRS, mas não implica em um mau resultado para os outros casos. Ademais, para o território brasileiro, ainda não há pesquisas que estabeleçam limiares significativos de DCAPE para episódios de tempestades severas.

#### 4.2.5 Índices de Cisalhamento Vertical

A análise dos parâmetros de cisalhamento vertical entre níveis baixos e médios da troposfera pode ajudar a diferenciar os ambientes pré-convectivos associados aos 4 casos em estudo. Por conseguinte, a Figura 4.25 apresenta os campos CIS6km para os 4 casos estudados. Fica evidenciado imediatamente que o ambiente do caso SVSP (Figura 4.25 – d) possui um cisalhamento muito mais fraco que nos casos com ventanias, com valores que não chegam a 4 m/s na região do evento. Considerando os domínios de interesse, os três casos de ventanias têm cisalhamento vertical expressivo. Valores ligeiramente maiores e cobrindo uma extensão mais ampla aparecem nos casos LIRS (Figura 4.25 – a) e TSP (Figura 4.25 – b), onde o CIS6Km se encontra respectivamente entre 22 e 30 m/s e entre 24 e 26 m/s nas regiões de interesse. No Caso VPR (Figura 4.25 – c), há uma banda de valores entre 18 e 24 m/s pronunciando-se sobre a área do evento.

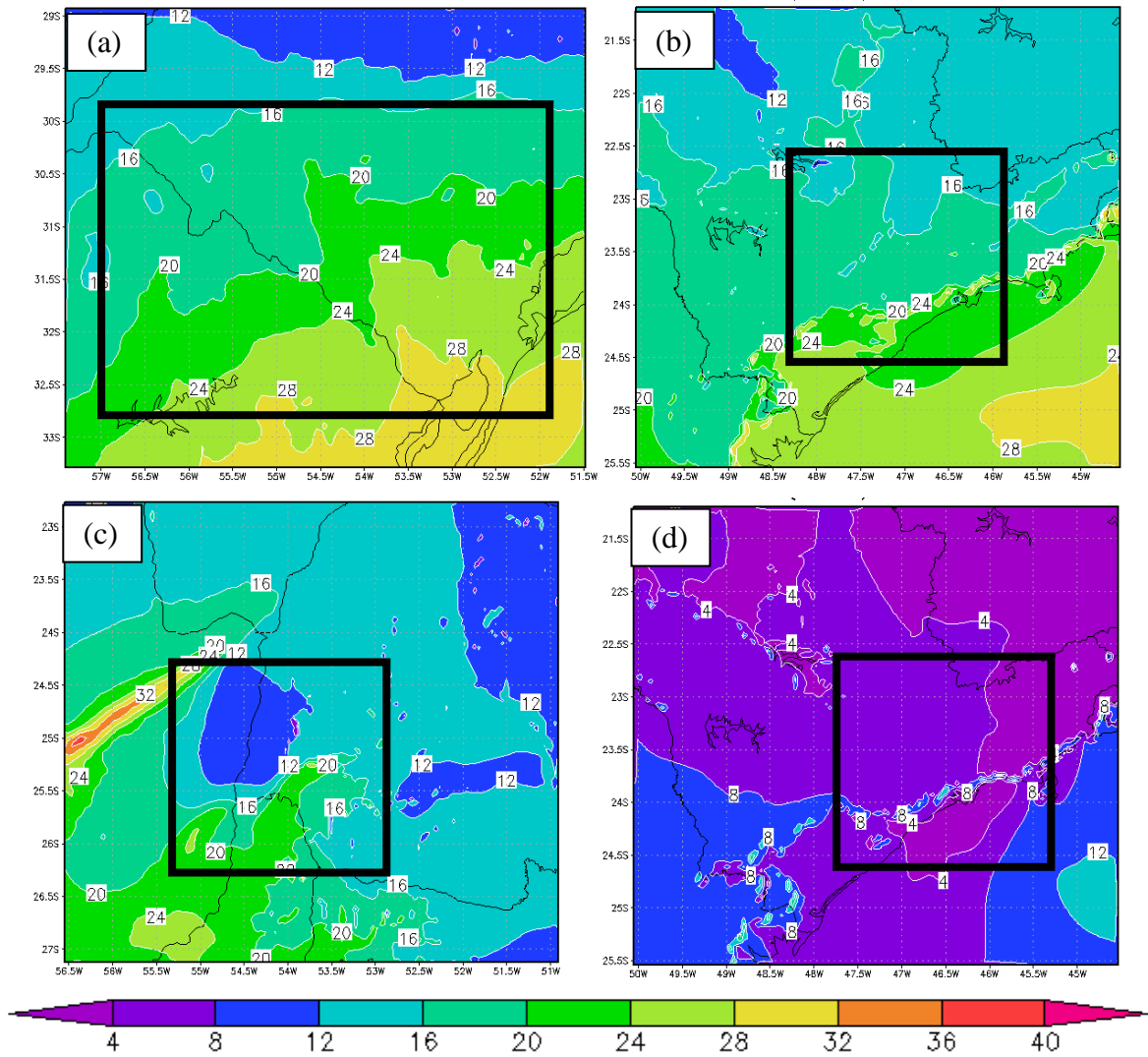


Figura 4.25: Índice CIS6km (m/s) para (a) Caso LIRS – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP – 20Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 21Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVSP – 00Z do dia 21/01/2010.

Outra abordagem do cisalhamento vertical é obtida a partir do índice DNRV, presente na Figura 4.26. Novamente, e em coerência com o CIS6km, observa-se que o caso SVSP (Figura 4.26 – d) teve valores muito menores do que os demais. O caso LIRS (Figura 4.26 – a), por sua vez, mostra o resultado mais marcante, com áreas de DNRV acima de  $130 \text{ m}^2/\text{s}^2$  dentro do domínio de interesse, denotando grande favorecimento à intensificação de tempestades naquele ambiente. O caso VPR exhibe uma faixa de valores também expressivos, entre  $50$  e  $80 \text{ m}^2/\text{s}^2$  sobre a região do evento. Em tempo, o resultado para o caso TSP (Figura 4.26 – b) mostra valores em torno de  $50 \text{ m}^2/\text{s}^2$  nas proximidades do Município de Indaiatuba, o que, embora não seja particularmente elevado, é significativo.

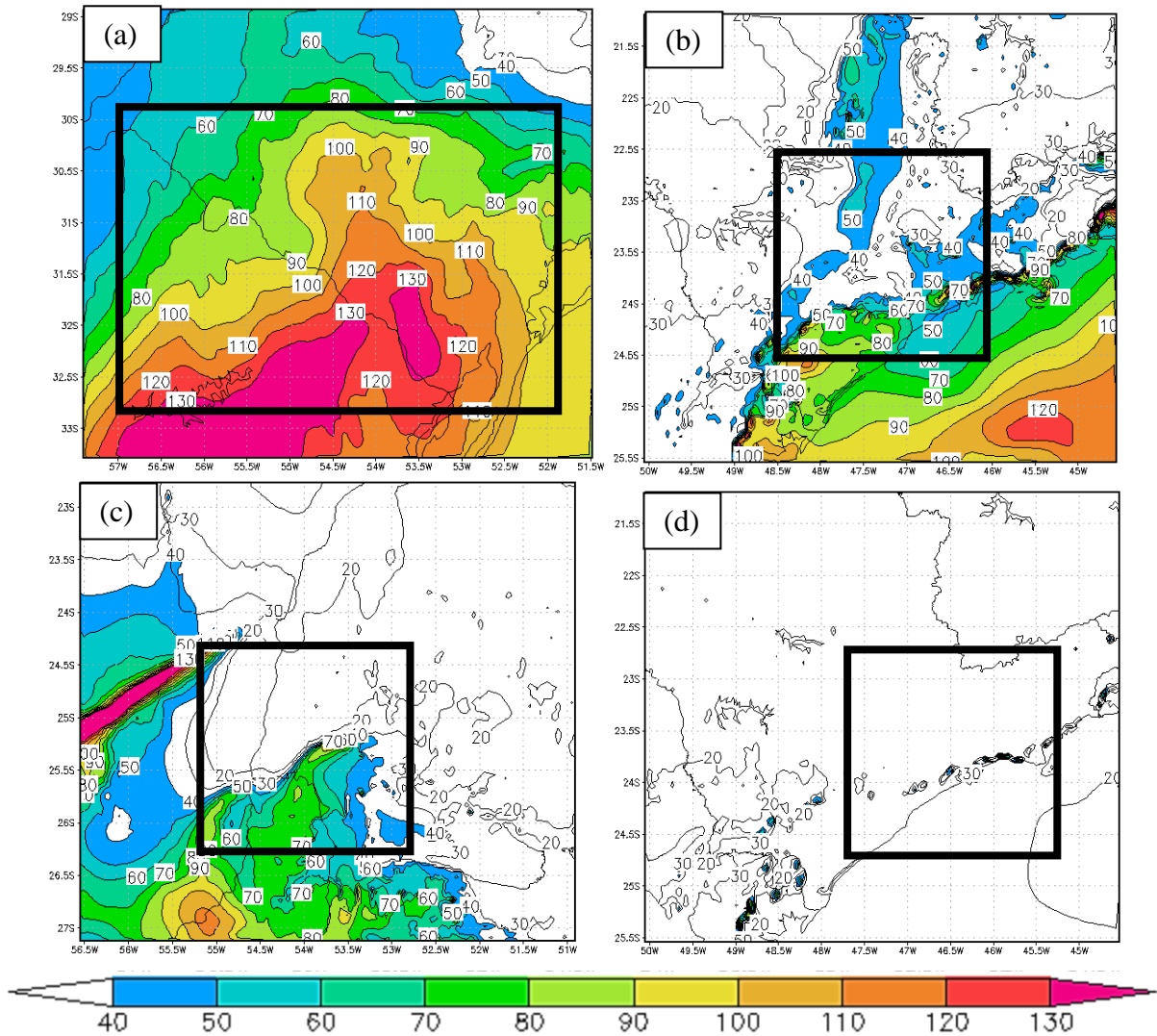


Figura 4.26: Índice DNRV ( $m^2/s^2$ ) para (a) Caso LIRS – 15Z do dia 07/10/2011; (b) Caso TSP – 20Z do dia 24/05/2005; (c) Caso VPR – 21Z do dia 04/10/2005; (d) Caso SVF – 00Z do dia 21/01/2010.

#### 4.2.6 Considerações sobre os Resultados

Os resultados discutidos nesta seção indicam que a presença de camadas de ar seco entre níveis médios e médios-baixos na troposfera, aliada a um expressivo gradiente vertical de umidade e de ET, foram fatores primordiais para a geração das ventanias observadas. O cisalhamento vertical do ambiente, por sua vez, também esteve elevado nos três casos com ventos fortes, e bastante fraco no caso sem vendavais. Por outro lado, os altos valores de DCAPE no caso da linha de instabilidade parecem ter diferenciado este evento dos casos de supercélulas. Este fato está de acordo com a teoria de que frentes de rajada muito fortes atrapalham o desenvolvimento de mesociclones, e conseqüentemente de supercélulas e tornados. Por fim, o fato de o caso SVSP apresentar valores significativos em alguns índices

(como K e TT) não é contraditório, pois trata-se também de um evento intenso, mas em relação ao volume de precipitação.

Tais conclusões, obviamente, se restringem ao reduzido número de eventos estudados, mas mostram consistência e coerência com a teoria física utilizada na elaboração dos índices. Sendo assim, é possível, dentro das limitações impostas pela pequena amostra de casos, introduzir um modelo conceitual de auxílio à previsão de vendavais convectivos.

Esta proposta de esquema conceitual de previsão de vendavais se encontra concatenada no fluxograma da Figura 4.27, abaixo, e é detalhada na sequência.

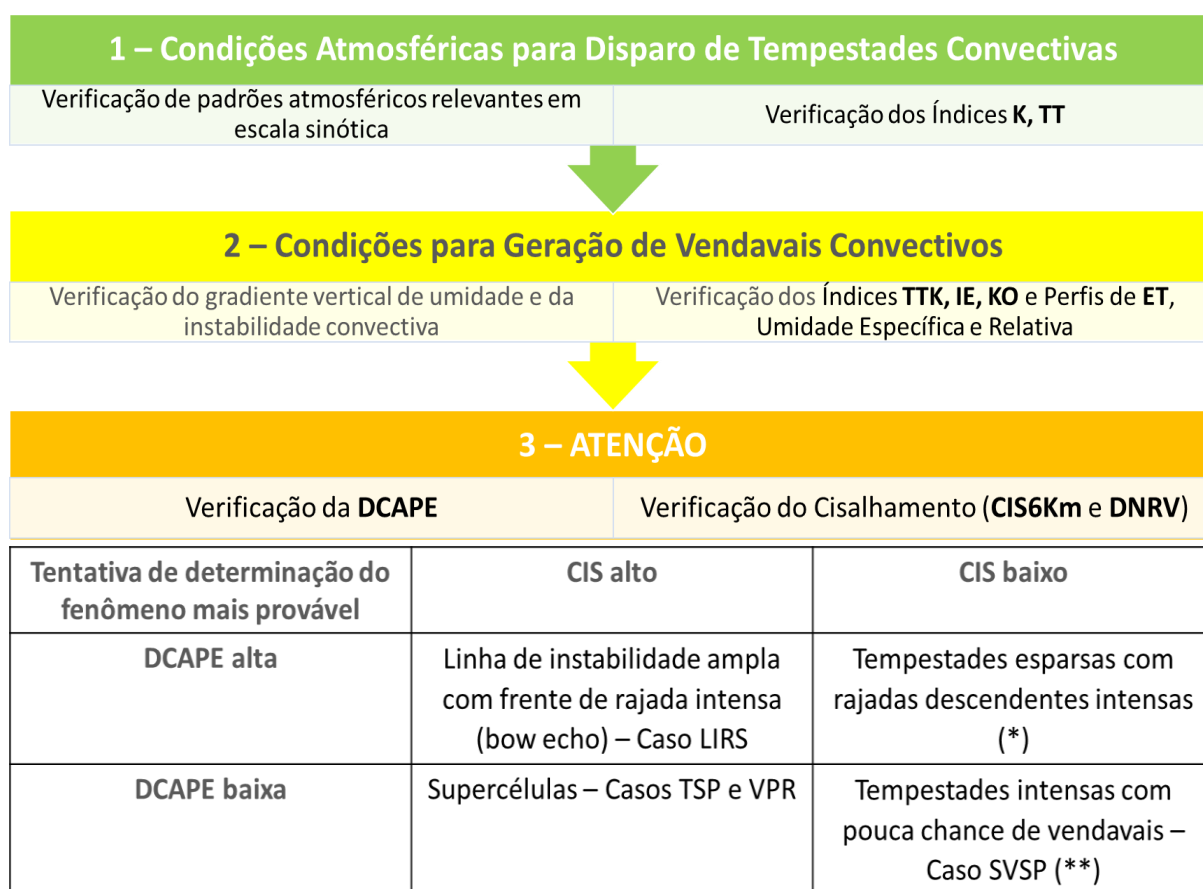


Figura 4.27: Fluxograma do modelo conceitual de previsão de vendavais convectivos esboçado no presente trabalho. \* Situação hipotética com base na teoria que sustenta a metodologia dos índices. \*\* No Caso SVSP e em casos semelhantes, o previsor provavelmente não chegaria a este estágio do fluxograma, pois não haveria indicativo de condições para geração de vendavais.

Na primeira etapa (1), o previsor analisa os padrões atmosféricos de escala sinótica potencialmente conducentes a tempestades. Verificam-se os campos de umidade em baixos níveis e o escoamento em níveis baixos, médios e altos em escala sinótica, procurando situações que favoreçam o aprofundamento de convecção na área de interesse. Avalia-se também a instabilidade atmosférica denotada por índices como K e TT. Estes procedimentos

são aqueles já rotineiramente efetuados nos centros de previsão do tempo, e se encaixam nos níveis 1 e 2 da Tabela 1.1 (rever Seção 1.2).

Caso a etapa 1 indique condições favoráveis à ocorrência de convecção profunda, passa-se a uma segunda etapa (2), buscando averiguar se há possibilidade de geração de vendavais convectivos. Verificam-se o gradiente vertical de umidade e a instabilidade convectiva na atmosfera através de cortes verticais nos campos de umidade relativa e umidade específica ou, mais objetivamente, pelos índices TTK, IE e KO. É interessante também acompanhar a variação temporal prevista para TTK, avaliar a tendência de aumento desse índice com o tempo no local de interesse.

Caso a etapa 2 aponte para condições favoráveis a ventanias, entra-se em um “estágio de atenção”, e prossegue-se a uma terceira etapa (3). Nessa fase, é avaliada a existência de valores significativos de DCAPE e são examinados os indicadores ligados ao cisalhamento vertical do vento na região de interesse, tentando determinar o tipo de fenômeno convectivo mais provável de ocorrer naquele ambiente.

Caso haja valores expressivos de DCAPE, o previsor ficaria em atenção para possibilidade da ocorrência de rajadas descendentes intensas. Paralelamente, na presença de cisalhamento significativo deve-se ficar atento para a possibilidade de propagação e grande intensificação das tempestades em diversas formas (com base na vasta literatura para tempestades em mesoescala). Pelo que os resultados do presente trabalho sugeriram (e, novamente, de maneira consistente com os resultados de outros pesquisadores), a existência de DCAPE elevada em ambientes com cisalhamento vertical intenso pode indicar a propagação de linhas de instabilidade com fortes frentes de rajada. Em caso de DCAPE pouco significativa nesse mesmo ambiente, deve-se considerar a possibilidade de formação e intensificação de supercélulas com potencial para tornados.

Naturalmente, novos estudos são necessários para incrementar e solidificar este esquema de procedimentos. É imprescindível, por exemplo, testar a aplicação da DCAPE em um número consistentemente maior de episódios de vendavais, de maneira que se possa conhecer melhor seu comportamento e, se for preciso, ajustar os limiares significativos ao território brasileiro. No âmbito do cisalhamento, é interessante também investigar a helicidade do campo de vento e sua relação com o deslocamento da tempestade. Este aspecto pode ser decisivo para determinar se o disparo de convecção dará origem a supercélulas ou linhas de

instabilidade, por exemplo (SILVA DIAS, 1987; DOSWELL, 2001; NASCIMENTO, 2005; e vários outros). Além disso, é bastante desejável investigar o comportamento de outros índices e agregá-los ao esquema.

Por fim, convém ressaltar que, mesmo no caso sem vendaval, as altas taxas de precipitação causaram seríssimos transtornos, inclusive com mortes. Portanto, obviamente, é fundamental que o previsor não desconsidere a possibilidade de tempestades destrutivas mesmo que o ambiente atmosférico em uma dada ocasião não se enquadre no “estágio de atenção para ventanias” proposto.

## 5 CONCLUSÕES

Este trabalho investigou características sinóticas e de mesoescala associadas a quatro casos de tempestades intensas ocorridas nas Regiões Sul e Sudestes do Brasil. Em três destes casos, houve ventanias de mais de 100 km/h (sendo um caso de linha de instabilidade, outro de supercélula com tornado e outro de supercélulas com possíveis tornados), enquanto um deles foi acompanhado de chuvas torrenciais, porém sem registro de ventos tão fortes. As condições sinóticas observadas foram analisadas com o auxílio da reanálise CFSR, com resolução de 0,5°. Os aspectos de mesoescala foram estudados através de simulações com o modelo BRAMS, com 3 grades aninhadas, tendo a mais refinada uma resolução de 3,1 km. Estas simulações também tiveram o importante propósito de apurar a habilidade de detecção de padrões conducentes a ventos severo pela modelagem, bem como avaliar o próprio desempenho do BRAMS como ferramenta de previsão, em linhas gerais.

Buscaram-se na literatura índices de instabilidade que, por sua formulação teórica, fossem capazes de distinguir entre os ambientes que produzem ventos convectivos severos e os que não favorecem esse tipo de ocorrência. Estes índices foram aplicados às simulações dos eventos escolhidos, de maneira que se pudesse avaliar seu comportamento nos diferentes casos e estabelecer diferenças fundamentais.

Em escala sinótica, os resultados mostraram que os quatro casos foram influenciados pela atuação de um escoamento de baixos níveis de quadrante norte convergindo nas vizinhanças da região de interesse, trazendo umidade para o aprofundamento dos sistemas convectivos. Em altos níveis, como esperado, os quatro casos tiveram suporte dinâmico para a propagação de tempestades, através do posicionamento de cavados ou da entrada equatorial ou a saída polar de jatos.

Em uma visão geral, a modelagem com o BRAMS reproduziu de forma relativamente aceitável esses aspectos, mas não representou a intensidade e a localização de certos padrões e sistemas sinóticos (por exemplo, jatos de baixos e altos níveis, cavados e frentes frias associados) da mesma forma que a CFSR. Estas discrepâncias se explicam pelas diferenças entre a natureza da simulação numérica e a reanálise (que se trata de um dado observado atualizado a cada novo horário, e não uma previsão). Por outro lado, como já comentando antes nesta seção, o emprego dessa metodologia para a modelagem também visa simular a ferramenta disponível para o previsor de tempo em uma situação operacional cotidiana. Tendo



isso em mente, a consistência física dos resultados dos índices de instabilidade mostrou que o modelo pôde trazer informações valiosas, mesmo assim.

Os resultados obtidos com os índices e a modelagem em mesoescala apontaram para a existência de ar seco entre níveis médios e médios-baixos, conjugada com intensos gradientes verticais de umidade e de ET, como aspectos decisivos para a ocorrência de ventanias convectivas. Os índices TTK, ET, IE e KO, quando analisados conjuntamente, tiveram um bom desempenho em assinalar estes fatores, diferenciando os casos de vendavais do caso sem vento forte.

Os índices CIS6km e DNRV, que expressam o cisalhamento vertical entre a baixa e a média troposfera, também mostraram destreza na distinção dos casos de vento destrutivo do caso não acompanhado por ventanias. Quanto ao índice DCAPE, somente o caso da linha de instabilidade esteve associado a valores significativos. Isto condiz com a teoria de que frentes de rajada muito fortes tendem a inibir o desenvolvimento de mesociclones e, portanto, de supercélulas e tornados (observados nos demais casos de ventanias).

É importante salientar que estas conclusões ficam limitadas à diminuta amostra de eventos estudados, mas os resultados são consistentes e coerentes com a teoria física utilizada na elaboração dos índices. Assim, com base nessas informações, foi esboçada uma versão inicial de um esquema de auxílio à previsão de vendavais convectivos. Obviamente, novos estudos são necessários para incrementar e sedimentar a aplicabilidade desses procedimentos. Espera-se que os resultados aqui expostos motivem e contribuam para a extensão das pesquisas neste âmbito.

Como propostas para trabalhos futuros, primeiramente, é indispensável a aplicação dos índices a uma amostra de casos estatisticamente relevante. Alguns índices não explorados no presente trabalho também podem trazer informações preciosas sobre o potencial para certos fenômenos de vento severo. Destacam-se, dentre estes, mais índices que contabilizam o cisalhamento vertical, tais como o índice SWEAT, a helicidade relativa à tempestade, o índice de energia-helicidade e o parâmetro da supercélula (todos devendo ser adaptados ao HS). Além disso, é possível estudar a combinação da DCAPE a outros índices, obtendo assim novos parâmetros que facilitem o diagnóstico de certas situações. Finalmente, o desenvolvimento de trabalhos sobre o tema em conjunto com setores operacionais pode trazer bons frutos, impactando positivamente no auxílio à tomada de decisão dos previsores.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABDOULAEV, S.; STAROSTIN, A.; LENSKAIA, O. Sistemas de mesoescala de precipitações no Rio Grande do Sul. Parte 3: Estrutura e evolução dos sistemas não-lineares de convecção severa. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 16, p. 165-175, 2001.

ADCROFT A., HILL, C., e MARSHALL, J.. Representation of Topography by Shaved Cells in a Height Coordinate Ocean Model. *Monthly Weather Review*, 125, 2293–2315, 1997.

ALONSO, Marcelo Félix; SARAIVA, Jaci Maria Bilhalva. Estudo numérico do papel dos esquemas de convecção na simulação de um evento severo nos extratropicos do Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*. São Paulo, v. 25, n.3, 2007. Disponível em [http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci\\_arttext&pid=S0102-261X2007000300002&lng=en&nrm=iso](http://www.scielo.br/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S0102-261X2007000300002&lng=en&nrm=iso). Acesso em 03 Nov 2014.

ANDERSSON, T., ANDERSSON, M., JACOBSSON, C., NILSSON, S. Thermodynamic indices for forecasting thunderstorms in southern Sweden. *Meteorological Magazine*. 116, 141- 146, 1989.

ANTONIO, M. A.; ANTONIO, C. A. A.; FIGUEIREDO, J. C. Tornados do Outono de 2004 no Interior Paulista. In: XII Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Goiânia, Brasil, 16-21 abril 2005. *Anais...* INPE, 2005, p. 2819-2826.

ASHLEY, WALKER S., THOMAS L. MOTE. Derecho Hazards in the United States. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 86, 1577–1592, 2005.

BARCILON, ALBERT; DRAZIN, PHILIP G. Dust devil formation. *Geophysical and Astrophysical Fluid Dynamics*, vol. 4, Ed. 1, pp.147-158, 1972.

BETTS, A. K. Boundary Layer Thermodynamics of a High Plains Severe Storm. *Journal: Monthly Weather Review*. vol. 112, 1984.

BLUESTEIN, H. B. The University of Oklahoma Severe Storms Intercept project – 1979. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 61, 560-567, 1980.

BLUESTEIN, H.B. The formation of a "landspout" in a "broken-line" squall line in Oklahoma. Preprints, 14th Conf. Severe Local Storms (Indianapolis, IN), American Meteorological Society, 267-270, 1985.

BROOKS, C. F. The local, or heat, thunderstorm. *Monthly Weather Review*, 50, 281-287, 1922.

BROWNING, K. A. "The structure and mechanisms of hailstorms", In: *Meteorological Monographs*, v.16 (38), pp. 1-43, 1977.

BROWNING, K. A. Morphology and classification of middle latitude thunderstorms. In: KESSLER, E. (Org.) *Thunderstorm Morphology and Dynamics*. 2ed. Oklahoma. University of Oklahoma Press, p. 133-152, 1986.

- BROWNING, K. A AND LUDLAM, F. H. Airflow in Convective Storms. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 88, p. 117-135, 1962.
- BYERS, H. R., BRAHAM, R. R. *The Thunderstorm*. Washington D.C., USA. U.S. Govt. Printing Office, 1949. 287p.
- CHARBA, J. Application of Gravity Current Model to Analysis of Squall-Line Gust Front. *Monthly Weather Review*. Vol. 102, Ed. 2, p. 140-156. 1974.
- CHEN, C.; COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer, *Boundary-Layer Meteorology*, v 25, pp. 289-321, 1983.
- COLQUHOUN, J. R.; RILEY, P. A. Relationships between tornado intensity and various wind and thermodynamic variables. *Weather and Forecasting*, v. 11, p. 360-371, 1996.
- CONIGLIO, M. C. CORFIDI, S. F., and KAIN, J. S. Environment and Early Evolution of the 8 May 2009 Derecho-Producing Convective System. *Monthly Weather Review*, 139, 1083–1102. 2011.
- CORREA, C. S. A Ocorrência de Fluxos no Perfil Vertical do Vento na Baixa Atmosfera e seu Efeito na Intensidade do Índice “K”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.22, n.2, 129-133, 2007.
- COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. *Storm and Cloud Dynamics*. San Diego, CA, Academic Press, 1989. 883p.
- DARKOW, G. L. The Total Energy Environment of Severe Storms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 7, pp. 199-205, 1968.
- DAVIES, J. M. Small tornadic supercells in the Central Plains. Preprints, 17th Conf Severe Local Storms, St Louis, MO, American Meteorological Society, 305-309, 1993.
- DAVIES-JONES, R., 1986. Tornado dynamics. In: KESSLER, E. (Org) *Thunderstorms: A social, Scientific, and Technological Documentary*. Vol. 2: *Thunderstorm Morphology and Dynamics*. Norman, OK. Univ. of Oklahoma Press, 1968. p. 197-236.
- DAVIES-JONES, R. AND KESSLER, E. Tornadoes. In: HESS W. N (Org), *Weather and Climate Modification*. Wiley, 1974. p. 552-595.
- DAVIES-JONES, R., R. J. TRAPP, AND H. B. BLUESTEIN. Tornadoes and tornadic storms. In: DOSWELL, C. A. III (Org), *Severe Convective Storms*. American Meteorological Society, 2001. p. 167–222.
- DOSWELL, C. A. III, 1987: The Distinction between Large-Scale and Mesoscale Contribution to Severe Convection: A Case Study Example. *Weather and Forecasting*, 2, 3–16.
- DOSWELL, C. A. III. Severe convective storms -- An overview. *Meteorological Monographs*. 28, n. 50, American Meteorological Society, 2001. p. 1-26.

DOSWELL, C. A., III, AND D. W. BURGESS. Tornadoes and tornadic storms: A review of conceptual models. In: CHURCH, C. ET AL (Org), *The Tornado: Its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. Geophysical Monograph 79*, American Geophysical Union, 1993. p. 161-172.

DOSWELL, C. A. III, AND SCHULTZ, D. M. On the use of indices and parameters in forecasting severe storms. *Electronic Journal of Severe Storms Meteorology*, 1(3), p. 1–22. 2006. Disponível em <http://www.ejssm.org/ojs/index.php/ejssm/article/view/11/10>. Acesso em 05 Set 2015.

DROEGEMEIER, K.K.; WILHELMSON, R. B. Three-Dimensional Numerical Modeling of Convection Produced by Interacting Thunderstorm Outflows. Part I: Control Simulation and Low-Level Moisture Variations. *Journal of The Atmospheric Sciences*, vol. 42, no. 22, p. 2381-2403. 1985.

DROEGEMEIER, K.K.; WILHELMSON, R. B., 1985. Three-Dimensional Numerical Modeling of Convection Produced by Interacting Thunderstorm Outflows. Part II: Variations in Vertical Wind Shear. *Journal of The Atmospheric Sciences*, vol. 42, no. 22, pp. 2404-2414, 1985.

EMANUEL, K. *Atmospheric Convection*. Oxford University Press, 1994. 580p.

EVANS, J. S.; DOSWELL, C. A. Examination of derecho environments using proximity soundings. *Weather and Forecasting*, v. 16, p. 329-342, 2001.

FERREIRA, Simone Pereira. Estudo comparativo do pós-processamento estatístico aplicado ao modelo BRAMS. 2011. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto). 132f. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

FLATAU P. J., ET AL. “The CSURAMS Cloud Microphysics Module: General Theory and Code Documentation”. Colorado State University, Academic Science, Paper No. 451, p. 88. 1989.

FOVELL, R. G.; DAILEY, G. S., 1995. The Temporal Behavior of Numerically Simulated Multicell-Type Storms. Part I. Modes of Behavior. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 52, Ed. 11, pp. 2073-2095, 1995.

FOVELL, R. G.; OGURA, Y. Numerical simulation of a midlatitude squall line in two dimensions. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Volume 45, Ed. 24. p. 3846-3879, 1988.

FOVELL, R. G.; OGURA, Y. Effect of Vertical Wind Shear on Numerically Simulated Multicell Storm Structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*. Ed. 46, p. 3144–3176. 1989.

FUJITA, T. Mesoanalysis Of The Illinois Tornadoes Of 9 April 1953. *Journal of Meteorology*. Volume 15, Ed. 3, pp. 288-296. 1958.

FUJITA, T. T. Proposed mechanism of suction spots accompanied by tornadoes. Preprints, 7th Conf. Severe Local Storms (Kansas City, MO), American Meteorological Society, p. 208-213, 1971.

FUJITA, T. T.; BYERS, H. Spearhead Echo and Downburst in the Crash of an Airliner. *Monthly Weather Review*, Vol. 105, Ed. 2, pp. 129-146, 1977.

FUJITA, T. T. *Manual of downburst identification for Project NIMROD*. SMRP Research Paper 156. University of Chicago, 1978. 104p.

FUJITA, T. T. Tornadoes and Downbursts in the Context of Generalized Planetary Scales. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 38, Ed. 8, pp. 1511-1534, 1981.

FUJITA, T. T. *The Downburst*. SMRP Research Paper 210. University of Chicago, 1985. 122p.

FUJITA, T. T.; WAKIMOTO, R. M. Five Scales of Airflow Associated with a Series of Downbursts on 16 July 1980. *Monthly Weather Review*, Vol. 109, Ed. 7, pp. 1438-1456, 1981.

GEORGE, J. J. *Weather Forecasting for Aeronautics*. Academic Press, 1960. 673p.

GILMORE, M. S.; WICKER, L. J. The influence of midtropospheric dryness on supercell morphology and evolution. *Monthly Weather Review*, v. 126, p. 943-958, 1998.

GOFF, R. CRAIG. Vertical Structure of Thunderstorm Outflows. *Monthly Weather Review*, 104, 1429-1440, 1976.

GRELL GA & DÉVÉNYI D. 2002. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. *Geophysical Research Letters*, Vol.29, Ed.14: 38.1-38.4, 2002.

HALLAK, R., PEREIRA FILHO, A. J. Análise de desempenho de índices de instabilidade atmosférica na previsão de fenômenos convectivos de mesoescala na região metropolitana de São Paulo entre 28 de janeiro e 04 de fevereiro de 2004. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.27, n.2, p. 173-206, 2012.

HAMAN, K., 1973: On the updraft-downdraft interaction in convective clouds. *Acta Geophysica Polonica*, 31, p. 216-233, 1973.

HELD, G.; GOMES, J. L.; NASCIMENTO, E. L. Forecasting a severe weather occurrence in the state of São Paulo, Brazil, on 24 may 2005: the Indaiatuba tornado. Er. Proceedings of 8 ICSHMO, Foz do Iguaçu, Brazil, April 24-28, 2006, INPE, p. 1799-1807, 2006.

HENRY, W. *The Skew-T, Log P Diagram*. National Weather Service Training Center, EUA, 1987. 68p.

HEYMSFIELD, A. J., P. N. Johnson, and J. E. Dye. Observations of moist adiabatic ascent in northeast Colorado cumulus congestus clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, 1689-1703, 1978.

HOLTON, J.R. *An Introduction to Dynamic Meteorology, 4th edition*. Elsevier Academic Press (Int. Geophysics Series, vol. 88), 2004.

INDAIATUBA. In: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre. Flórida: Wikimedia Foundation, 2014. Disponível em: <http://pt.wikipedia.org/wiki/Indaiatuba>. Acesso em 13 set. 2014.

JAMES Richard P., and MARKOWSKI, Paul M. A Numerical Investigation of the Effects of Dry Air Aloft on Deep Convection. *Monthly Weather Review*, 138, 140–161, 2010.

JOHNS Robert H., and HIRT, William D. Derechos: Widespread Convectively Induced Windstorms. *Weather and Forecasting*, 2, 32–49, 1987.

JUSTI DA SILVA ET AL. Estudo de Eventos Meteorológicos Extremos na Costa Sul Fluminense Através de Simulações Numéricas. XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004, Fortaleza, CE. Anais em CDROM.

KALNAY, E. E CO-AUTORES. NCEP/NCAR 40-year Reanalysis Project. *Bulletin of the American Meteorological Society*, v. 77, p. 437-471, 1996.

KENNEDY, P. C.; WESCOTT, N. E.; SCOTT, R. W. Single-Doppler Radar Observations of a Mini-Supercell Tornadic Thunderstorm. *Monthly Weather Review*, Volume 121, Ed. 6, pp. 1860-1870, 1993.

KIEFER, P. J. The thermodynamic properties of water and water vapor. *Monthly Weather Review*, 69. 329-331, 1941.

KINGSMILL, D. E. AND WAKIMOTO, R. M. Kinematic, Dynamic, and Thermodynamic Analysis of a Weakly Sheared Severe Thunderstorm over Northern Alabama. *Monthly Weather Review*, Volume 119, Ed. 2, pp. 262-297, 1991.

KLEMP, J.B. and WILHELMSON, R.B.. “The Simulation of Three-Dimensional Convective Storms Dynamics”. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35, p. 1070-1096, 1978.

KLEMP, J.B and ROTUNNO, R. A Study of the Tornadic Region within a Supercell Thunderstorm. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 40, p. 359–377, 1983.

KNUPP, K. R. Downdrafts within High Plains Cumulonimbi. Part I: General Kinematic Structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 44, p. 987-1008, 1987.

KNUPP, K. R. Downdrafts within High Plains Cumulonimbi. Part II: Dynamics and Thermodynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 45, Ed. 24, pp. 3965-3982, 1988.

KNUPP, K. R.; COTTON, R. W. An Intense, Quasi-Steady Thunderstorm over Mountainous Terrain. Parts II & III. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 39, Ed. 2, p. 343-368, 1982.

KNUPP, K.R., AND COTTON, R. W. Convective cloud downdraft structure: An interpretive survey. *Reviews of Geophysics*, 23, p. 183-215, 1985.

- KREITZBERG, C. W. The structure of occlusions as determined from serial ascents and vertically-directed radar. Air Force Cambridge Research Laboratories, Res. Rept. No. 64-26, 121p, 1964.
- KUCHERA, EVAN L. E PARKER, MATTHEW D. Severe Convective Wind Environments. *Weather and Forecasting*, 21, p. 595–612, 2006.
- KUO. H. L. “Further studies of the parametrization of the influence of cumulus convection on large-scale flow”, *Journal of Atmospheric Sciences*, v 31, pp.1232-1240, 1974.
- LEARY, Colleen A. and HOUZE Jr, Robert A. Melting and Evaporation of Hydrometeors in Precipitation from the Anvil Clouds of Deep Tropical Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 36, p. 669–679, 1979.
- LIMA, S. M. Avaliação de Duas Parametrizações de Difusão Turbulenta em Um Evento de Linha de Instabilidade Utilizando o Modelo Atmosférico RAMS. 2004. 134f. Rio de Janeiro – Brasil. Tese (Mestrado em Engenharia Civil). 2004. COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2004.
- LIMA, D. R. O., 2005: “Diagnóstico de Chuvas e Previsão Meteorológica para a Bacia Hidrográfica do Rio Manso”. 2005. 155pp. Rio de Janeiro – Brasil. Tese (Mestrado em Ciências em Engenharia). COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro. 2005.
- LIST, R. AND LOZOWSKI, E. P. Pressure Perturbations and Buoyancy in Convective Clouds. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 27, Ed. 1, pp. 168-170, 1970.
- LUDLAM, F.H. *Clouds and Storms. The behaviour and effect of water in the atmosphere.* The Pennsylvania State Univ. Press, 1980. 405p.
- MALKUS, J. S. On the formation and structure of downdrafts in cumulus clouds. *J. Meteor.*, 12, p. 350-354, 1955.
- MARWITZ, J. D., 1972: The Structure and Motion of Severe Hailstorms. Part II: Multi-Cell Storms. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. 11, p. 180-188, 1972.
- MARTINS, Jorge, Alberto. Efeito dos núcleos de condensação na formação de nuvens e o desenvolvimento da precipitação na região amazônica durante a estação seca. 2006. 178f. Tese (Doutorado em Meteorologia). Departamento de Ciências Atmosféricas. Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. Universidade de São Paulo. 2006.
- MELLOR, G. L. e T. YAMADA. Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Review Geophysics and Space Physics*, v 20 (4), pp. 851-875, 1982.
- MENEZES, W. F. Tempestades Severas: Um Modelo para Latitudes Subtropicais. Tese (Doutorado em Meteorologia). 1998. 174f. Dept. Ciências Atmosféricas, Inst. de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo. 1998.

MENEZES, W. F. e M. A. F. SILVA DIAS. Simulação numérica das tempestades ocorridas no estado de São Paulo em 14 de maio de 1994: O caso Ribeirão Preto. In: X Congresso Brasileiro de Meteorologia, outubro de 1998. *Anais...* Brasília – DF. 1998.

MILLER, R. C. *Notes on analysis and severe storm forecasting procedures of the Air Force Global Weather Central*. Tech. Report 200, Air Weather Service, United States Air Force, 190 p., 1972.

MOLINARI, J. A general form of Kuo's cumulus parametrization. *Monthly Weather Review*, v 113, p. 1411-1416, 1985.

NASCIMENTO, E. L. Previsão De Tempestades Severas Utilizando-Se Parâmetros Convectivos E Modelos De Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável No Brasil? *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.20, n.1, 121-140, 2005.

NASCIMENTO, Ernani de Lima; HELD, Gerhard, e GOMES, Ana Maria. A Multiple-Vortex Tornado in Southeastern Brazil. *Monthly Weather Review*, 142, p. 3017–3037, 2014.

NEDEL A. S., SAUSEN T. M., SAITO S. M, 2012. “Zoneamento dos Desastres Naturais Ocorridos no Estado do Rio Grande do Sul no Período 1989 – 2009: Granizo e Vendaval”. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.27, n.2, 119-126.

NEWTON, C. W. Structure and Mechanism of the Prefrontal Squall Line. *Journal of Meteorology* 7, pp 201-222, 1950.

NEWTON, C. W., NEWTON, H. R. Dynamical Interactions Between Large Convective Clouds and Environment with Vertical Shear. *Journal of Meteorology*, 16, pp 483-496, 1959.

NORMAND, C. W. B. Energy in the Atmosphere. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 72, pp 145-167, 1946.

OGURA, Y. AND LIOU, M. T. The structure of a midlatitude squall line: A Case Study. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 37, pp 553-567, 1980.

PALUCH, I. R. The entrainment mechanism in Colorado cumuli. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 41, 1008-1024, 1979.

POLIFKE DA SILVA, Fabricio. Chuvas severas no Rio de Janeiro: Avaliação de indicadores dos processos físicos associados. 2014. 155f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Programa de Pós-graduação Meteorologia, Departamento de Meteorologia, Instituto de Geociências, Centro de Ciências Matemáticas e da Natureza, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

PROCTOR, F. H. Numerical simulations of an isolated microburst. Part I: Dynamics and structure. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 3137–3160, 1988.

PROCTOR, F. H. Numerical simulations of an isolated microburst. Part II: Sensitivity experiments. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 46, 2143–2165, 1989.



RAMALHO SILVA, M. P. Estudo das categorias de gelo e água presentes em uma tempestade tropical utilizando o módulo de microfísica do RAMS. 2003. Dissertação (Bacharelado em Meteorologia). Departamento de Meteorologia da UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

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

RAYMOND, D. J., R. Solomon, and BLYTH, A. M. Mass flux in New Mexico mountain thunderstorms from radar and aircraft measurements. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 117, 587-621, 1991.

RICHARDSON, YVETTE P.; DROEGEMEIER, KELVIN K., and DAVIES-JONES, ROBERT P. The Influence of Horizontal Environmental Variability on Numerically Simulated Convective Storms. Part I: Variations in Vertical Shear. *Monthly Weather Review*, 135, 3429–3455, 2007.

RIO GRANDE DO SUL. In: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre. Flórida: Wikimedia Foundation, 2014. Disponível em: [http://pt.wikipedia.org/wiki/Rio\\_Grande\\_do\\_Sul](http://pt.wikipedia.org/wiki/Rio_Grande_do_Sul). Acesso em 13 Set 2014.

ROBERTS, R. D.; WILSON, J. W. A Proposed Microburst Nowcasting Procedure Using Single-Doppler Radar. *Journal of Applied Meteorology*. Volume 28, Ed. 4, pp. 285-303, 1989.

ROSSLER, C. E. Simulación Numerica Bidimensional de Una Tormenta Severa. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.19, n.1, 13-22, 2004.

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B.; WEISMAN, M. L. A Theory for Strong, Long-Lived Squall Lines. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 45, Ed. 3, pp. 463-485, 1988.

ROTUNNO, R.; KLEMP, J. B. The influence of the shear induced pressure gradient on thunderstorm motion. *Monthly Weather Review*, v. 110, p. 136-151, 1982.

SAHA, S. et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 91, 1015–1057, 2010.

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*, 135, p. 1290–1309, 2007.

SÃO MIGUEL DO IGUAÇU. In: WIKIPÉDIA, a enciclopédia livre. Flórida: Wikimedia Foundation, 2014. Disponível em [http://pt.wikipedia.org/wiki/São\\_Miguel\\_do\\_Iguaçu](http://pt.wikipedia.org/wiki/São_Miguel_do_Iguaçu). Acesso em: 13 Set 2014.

SCHLESINGER, R. E., 1980. A Three-Dimensional Numerical Model of an Isolated Thunderstorm. Part II: Dynamics of Updraft Splitting and Mesovortex Couplet Evolution. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 37, Ed. 2, pp. 395-420, 1980.

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de mesoescala e previsão de tempo a curto prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v. 2, p. 133- 150, 1987.

SILVA DIAS, M. A. F. Storms in Brazil. In: PIELKE Sr., PIELKE Jr (Org) *Storms, Vol. II*. R., Routledge, 1989. p. 207-219.

SILVA DIAS, M. A. F., 2000. Índices de instabilidade para previsão de chuva e tempestades severas. Universidade de São Paulo (USP). Disponível em <http://master.iag.usp.br/ind.php?inic=00&prod=ensino&pos=2> . Acesso em 15 Mai de 2014.

SILVA PAIVA, L. M., 2000, Tempestades e Chuvas de Verão no Estado do Rio de Janeiro. Dissertação de Bacharelado, Departamento de Meteorologia da UFRJ, Rio de Janeiro, RJ, Brasil.

SILVA PAIVA, L. M. e MENEZES W. F. Comparação entre Dois Casos de Linhas de Instabilidade Observados nos Dias 25 e 31 de Janeiro de 2000 no Rio de Janeiro”, In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, outubro de 2000, Rio de Janeiro - RJ.

SOUSA, O. N. P. DE, M. P. R. SILVA E D. G. COELHO, 2001. Impacto do aumento da resolução na simulação numérica de tempestade de verão no Estado do Rio de Janeiro, utilizando o RAMS e o MM5. In: Anais do VIII Congresso Argentino de Meteorologia e XII Congresso da FLISMET, maio de 2001. Buenos Aires, Argentina.

SRIVASTAVA, R. C. A Simple Model of Evaporatively Driven Downdraft: Application to Microburst *Downdraft*. *Journal of the Atmospheric Sciences*, Volume 42, Ed. 10, p. 1004-1023, 1985.

SRIVASTAVA, R. C. A Model of Intense *Downdrafts* Driven by the Melting and Evaporation of Precipitation. *Journal of The Atmospheric Sciences*, vol. 44, no. 13, p. 1752-1774, 1987.

SZETO, K. K., LIN, C. A., and STEWART, R. E. Mesoscale Circulations Forced by Melting Snow. Part I: Basic Simulations and Dynamics. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, p. 1629–1641, 1988.

SZETO, K. K., LIN, C. A., and STEWART, R. E. Mesoscale Circulations Forced by Melting Snow. Part II: Application to Meteorological Features. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 45, 1642–1650, 1988.

TEIXEIRA, M. A. B. *Fatores Condicionantes na Formação do Fenômeno Meteorológico Wind Shear nos Procedimentos de Pouso e Decolagem no Aeródromo de Florianópolis – SC*. Relatório de Pesquisa do Curso de Aperfeiçoamento da EAOAR, 2007.

THOMPSON, R. L. Eta model storm-relative winds associated with tornadic and nontornadic supercells. *Weather and Forecasting*, v. 13, p. 125-137, 1998.

THOMPSON, R. L. Explanation of SPC severe weather parameters. Storm Prediction Center, EUA, 2002. Disponível em: <http://www.spc.noaa.gov/sfctest/help/sfcoa.html> - Acessado em 15 Mai de 2014.

TORNADO WARNING GUIDANCE, 2002. Warning Decision Training Branch (WDTB), National Severe Storms Laboratory (NSSL). National Weather Service, National Oceanic & Atmospheric Administration (NOAA), 14pp. Disponível em <http://www.wdtb.noaa.gov/modules/twg02/TWG2002.pdf>. Acessado em 15 Mai de 2014.

VASCONCELLOS, F. C., CAVALCANTI I. F. A. Uma avaliação das previsões do modelo regional Eta em alta resolução para dois casos de chuva intensa ocorridos na região da Serra Do Mar. *Revista Brasileira de Meteorologia*, v.25, n.4, 501 - 512, 2010.

VIANELLO, R. L. e A. R. ALVES. *Meteorologia Básica e Aplicações*. Universidade Federal de Viçosa, Viçosa - MG. 2000, 449p.

WALLACE, M., J., HOBBS, P., V. *Atmospheric Sciences: An Introduction Survey*. New York. Academic Press, 2006. 467p.

WAKIMOTO, R. M. The Life Cycle of Thunderstorm Gust Fronts as Viewed with Doppler Radar and Rawinsonde Data. *Monthly Weather Review*, Volume 110, Ed. 8, pp. 1060-1082, 1982.

WAKIMOTO, R. M. Forecasting Dry Microburst Activity over the High Plains. *Monthly Weather Review*, Volume 113, Ed. 7, pp. 1131-1143, 1985.

WAKIMOTO, R. M. Convectively driven high wind events. In: DOSWELL, C. A. III (Org.), *Severe Convective Storms*, American Meteorological Society, 2001. p. 255-298.

WAKIMOTO, R. M., KESSINGER, C. J., KINGSMILL, D. E. Kinematic, Thermodynamic, and Visual Structure of Low-Reflectivity Microbursts. *Monthly Weather Review*, Volume 122, Ed. 1, pp. 72-92, 1994.

WAKIMOTO, R. M, MURPHEY, H. V., NESTER, A., JORGENSEN, D. P., ATKINS, N. T. High Winds Generated by Bow Echoes. Part I: Overview of the Omaha Bow Echo 5 July 2003 Storm during BAMEX. *Monthly Weather Review*, Volume 134, Ed. 10, pp. 2793-2812, 2006.

WAKIMOTO, R. M, MURPHEY, H. V., DAVIS, C. A., ATKINS, N. T. High Winds Generated by Bow Echoes. Part II: The Relationship between the Mesovortices and Damaging Straight-Line Winds. *Monthly Weather Review*, Volume 134, Ed. 10, p. 2813-2829, 2006.

WEISMAN, M. The genesis of severe, long-lived bow echoes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, v. 50, p. 645-670, 1993.

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

WEISMAN, M., L., AND J.B. KLEMP. Characteristics of isolated convective storms. In: RAY, P.S. (Org.) *Meso-scale Meteorology and Forecasting*. Boston, American Meteorological Society, 1986. pp. 331-358.

WEISMAN, Morris L., EVANS Clark, e BOSART Lance. The 8 May 2009 Superderecho: Analysis of a Real-Time Explicit Convective Forecast. *Weather and Forecasting*, 28, 863–892, 2013.

WILSON, J. M., e WAKIMOTO, R. M. The Discovery of the Downburst: T. T. Fujita's Contribution. *Bulletin of the American Meteorological Society*, Volume 82, Ed. 1, pp. 49-62, 2001.

WISSMEIER, U. AND GOLER, R. A Comparison of Tropical and Midlatitude Thunderstorm Evolution in Response to Wind Shear. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 66, 2385–2401, 2009.

### ANEXO – Algoritmo para o cálculo da DCAPE

A função a seguir, escrita em linguagem Fortran 90, calcula a DCAPE de um determinado perfil atmosférico. Este algoritmo foi implementado na subrotina “ramspost\_D.f90”, integrante do programa Ramspost (pós processamento do BRAMS). Ressalte-se que outras adaptações nas demais rotinas integrantes do Ramspost são necessárias para que o resultado seja gerado pelo programa.

O *Ramspost* executável foi gerado com o auxílio do compilador G95, livremente distribuído pela internet através do endereço <http://www.g95.org> (acessado em maio de 2015).

!\*\*\*\*\*

```
real function calcdcape(num,i0,pres,temp,urel,erro0,indef)
implicit none !É preciso declarar tudo
real pres(*),temp(*),urel(*)
real indef,pncID0,rmis0,tpot0,tpeq0,tamb,ramb,rvamb !Ambiente
real pres1,pres2,inte1,inte2 !Comuns
real tpar1,tpar2,rpar1,rpar2,tvpar !Parcela
real presdoncID,tempvirtual,vartvarp,potencial,potencialeq
real razaodemistura,varrvarp,integrandoD,epsi,dcape,erro0
real tparcelaD,rparcelaD
integer num,i0,i
logical fim,embaixo
parameter (epsi=0.62198)
dcape=0.
fim=.false.
embaixo=.true.
if (pres(i0).eq.indef.or.temp(i0).eq.indef.or.urel(i0).eq.indef)then
```

```

        calccape=indef
        return
    endif
!* Tomo os primeiros valores, para depois jogá-los aos valores velhos...
    pnclD0=presdonclD(pres(i0),temp(i0),urel(i0),indef)
    rmis0=razaodemistura(pres(i0),temp(i0),urel(i0),indef)
    tpot0=potencial(pres(i0),temp(i0)+273.16,rmis0,indef)
    tpeq0=potencialeq(pres(i0),temp(i0)+273.16,rmis0,indef)
    pres2=pres(i0)
    tamb=temp(i0)+273.16
    ramb=razaodemistura(pres2,tamb-273.16,urel(i0),indef)
    tvamb=tempvirtual(pres2,tamb,ramb,indef)
    tpar2=tparcelaD(pres2,pnclD0,tpot0,tpeq0,rmis0,erro0,indef)
    rpar2=rparcelaD(pres2,pnclD0,rmis0,tpar2,indef)
    tvpar=tempvirtual(pres2,tpar2,rpar2,indef)
    inte2=0.
    i=i0-1
    do while (i.le.24.and.i.ge.1)
        if (pres(i).ne.indef.and.temp(i).ne.indef.and.urel(i).ne.indef)then
!* Passo os valores de algumas variáveis para o valor "velho"
            pres1=pres2
            tpar1=tpar2
            rpar1=rpar2
            inte1=inte2
!* Recalculo estas variáveis e calculo a contribuição para a DCAPE
            pres2=pres(i)
            tamb=temp(i)+273.16
            ramb=razaodemistura(pres2,tamb-273.16,urel(i),indef)
            tvamb=tempvirtual(pres2,tamb,ramb,indef)
            tpar2=tparcelaD(pres2,pnclD0,tpot0,tpeq0,rmis0,erro0,indef)
            rpar2=rparcelaD(pres2,pnclD0,rmis0,tpar2,indef)
            tvpar=tempvirtual(pres2,tpar2,rpar2,indef)
            inte2=integrandoD(tvamb,tvpar,indef)
            if (.not.embaixo.and.inte2.gt.0.) then
                fim=.true.
            elseif (inte2.le.0) then
                embaixo=.false.

```

```

        dccape=dccape+0.5*(inte1+inte2)*log(pres2/pres1)
    endif
endif
i=i-1
enddo
!* Caso tenha acabado até aqui, indefini-lo-ei, pois na realidade ele
!* vale infinito.....
    if (.not.fim) dccape=0.
    calcdcape=dccape
    return
end

!

!*****
!* Função que calcula a pressão do NCL2 (para DCAPE) a partir de p,T,Urel      *
!*****

real function presdonclD(pres0,temp0,urel0,indef)
implicit none !É preciso declarar tudo.
real pres0,temp0,urel0,indef,tempk,tpot,tncld
if (pres0.eq.indef.or.temp0.eq.indef.or.urel0.eq.indef) then
    presdonclD=indef
else
    tempk=temp0+273.16
    tpot=tempk*((1000./pres0)**0.286)
    tncld=1/(1/(tempk-55.)-log(urel0/100.)/2840.)+55.
    presdonclD=1000.*((tncld/tpot)**3.4965035)
endif
return
end

!

```

```
!*****
```

```
!* Função que calcula a temperatura virtual do ar *
```

```
!*****
```

```
real function tempvirtual(pres0,temp0,rmis0,indef)
  implicit none !É preciso declarar tudo.
  real pres0,temp0,rmis0,umes,epsi,pvap,indef
  parameter (epsi=0.62198)
  if (pres0.eq.indef.or.temp0.eq.indef.or.rmis0.eq.indef) then
    tempvirtual=indef
  else
    umes=rmis0/(rmis0+1)
    tempvirtual=temp0*(1+0.61*umes)
  endif
  return
end
```

```
!
```

```
!
```

```
!*****
```

```
!* Função que calcula a razão de mistura em kg/kg *
```

```
!*****
```

```
real function razaodemistura(pres0,temp0,urel0,indef)
  implicit none !É preciso declarar tudo.
  real pres0,temp0,urel0,pvap,indef,epsi
  parameter (epsi=0.62198)
  if (pres0.eq.indef.or.temp0.eq.indef.or.urel0.eq.indef) then
    razaodemistura=indef
  else
    pvap=0.01*urel0*6.112*exp(17.67*temp0/(temp0+243.5))
    razaodemistura=epsi*pvap/(pres0-pvap)
  endif
  return
end
```

```
!
```

```

!
!*****
!* Função que calcula a temperatura potencial da parcela      *
!*****

real function potencial(pres0,temp0,rmis0,indef)
implicit none !Tens de declarar tudo
real pres0,temp0,rmis0,indef,epsi
parameter (epsi=0.62198)
if (pres0.eq.indef.or.temp0.eq.indef) then
  potencial=indef
elseif (rmis0.eq.indef) then
  potencial=temp0*((1000./pres0)**0.2854)
else
  potencial=temp0*((1000./pres0)**(0.2854*(1-0.28*rmis0)))
endif
return
end

!*****
!* Função que calcula a temperatura potencial equivalente da parcela  *
!*****

real function potencialeq(pres0,temp0,rmis0,indef)
implicit none !É preciso declarar tudo
real pres0,temp0,rmis0,indef,pvap,tncl,epsi,tpot
parameter (epsi=0.62198)
if (pres0.eq.indef.or.temp0.eq.indef.or.rmis0.eq.indef) then
  potencialeq=indef
else
  pvap=pres0*rmis0/(epsi+rmis0)
  tncl=2840./(3.5*log(temp0)-log(pvap)-4.805)+55.
  tpot=temp0*((1000./pres0)**(0.2854*(1-0.28*rmis0)))
  potencialeq=tpot*exp((3.376/tncl-0.00254)*&
    1000.*rmis0*(1+0.81*rmis0))
endif

```



```

return
end

```

```

!*****
!* Função iterativa que calcula a temperatura da parcela da DCAPE      *
!*****

```

```

real function tparcelaD(pres0,pnclD0,tpot0,tpeq0,rmis0,erro0,indef)
implicit none !É preciso declarar tudo
real pres0,pnclD0,tpot0,tpeq0,rmis0,erro0,indef
real erro,epsi,tparnovo,tparm0,tparm1,esatm0,esatm1,rsatm0
real rsatm1,tpotm0,tpotm1,tpeqm0,tpeqm1
parameter (epsi=0.62198)
tparnovo=273.16
erro=2.*erro0
if (pres0.eq.indef.or.pncl0.eq.indef) then
    tparnovo=indef
elseif(pnclD0.eq.0.) then !Pressão do NCL inatingível
    tparnovo=indef
elseif(pres0.le.pnclD0) then !Iterage com temperatura potencial equivalente
do while (erro.gt.erro0)
    tparm0=tparnovo
    tparm1=tparm0+1.
    esatm0=6.112*exp(17.67*(tparm0-273.16)/(tparm0-29.66))
    esatm1=6.112*exp(17.67*(tparm1-273.16)/(tparm1-29.66))
    rsatm0=1000.*epsi*esatm0/(pres0-esatm0)
    rsatm1=1000.*epsi*esatm1/(pres0-esatm1)
    tpotm0=tparm0*((1000./pres0)**(0.2854*(1-0.28e-3*rsatm0)))
    tpotm1=tparm1*((1000./pres0)**(0.2854*(1-0.28e-3*rsatm1)))
    tpeqm0=tpotm0*exp((3.376/tparm0-0.00254)*rsatm0*(1+0.81e-3*rsatm0))
    tpeqm1=tpotm1*exp((3.376/tparm1-0.00254)*rsatm1*(1+0.81e-3*rsatm1))
    tparnovo=tparm0+(tpeq0-tpeqm0)/(tpeqm1-tpeqm0)
    erro=abs(200.*(tparnovo-tparm0)/(tparnovo+tparm0)) !O erro está em %
enddo
endif
tparcelaD=tparnovo

```

```
return
end
```

```
!*****
```

```
!* Função que calcula a razão de mistura da parcela da DCAPE *
```

```
!*****
```

```
real function rparcelaD(pres0,pnclD0,rmis0,tpar,indef)
implicit none !É preciso declarar tudo
real pres0,pnclD0,rmis0,tpar,indef,razaodemistura
if (pres0.eq.indef.or.pncl0.eq.0) then
  rparcelaD=indef
elseif (pres0.ge.pnclD0) then
  rparcelaD=razaodemistura(pres0,tpar-273.16,0.*tpar+100.,indef)
endif
return
end
```

```
!*****
```

```
!*****
```

```
!* Função que calcula o termo integrando da DCAPE *
```

```
!*****
```

```
real function integrandoD(tvamb,tvpar,indef)
implicit none !É preciso declarar tudo.
real tvamb,tvpar,ra,indef
parameter (ra=287.04)
if (tvamb.eq.indef.or.tvpar.eq.indef) then
  integrandoD=indef
else
  integrandoD=-ra*(tvamb-tvpar)
endif
return
end
```

```
!*****
```