

**ANÁLISE DE EVENTOS TORNÁDICOS OCORRIDOS NO RIO
GRANDE DO SUL UTILIZANDO IMAGENS DOS SATÉLITES GOES
E METEOSAT E O MODELO REGIONAL RAMS.**

DÉBORA DE SOUZA SIMÕES

Porto Alegre

2005

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

**ANÁLISE DE EVENTOS TORNÁDICOS OCORRIDOS NO RIO GRANDE DO
SUL UTILIZANDO IMAGENS DOS SATÉLITES GOES E METEOSAT E O
MODELO REGIONAL RAMS.**

Débora de Souza Simões

Orientadora: Dr^a. Rita de Cássia Marques Alves

Dissertação apresentada como requisito parcial
para a obtenção do grau de Mestre em
Sensoriamento Remoto, área de concentração
em Sensoriamento Remoto Aplicado a Recursos
Naturais e ao Meio Ambiente.

Porto Alegre, RS
Setembro de 2005

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo financiamento dos primeiros 12 meses de mestrado.

À Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS) e ao Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM) pela infraestrutura disponibilizada.

Ao Curso de Pós-Graduação em Sensoriamento Remoto pela minha aceitação no programa mestrado e pelos conhecimentos fornecidos.

Ao pessoal do GEPRÁ-FURG que me deram todo apoio para o desenvolvimento deste trabalho.

À minha orientadora Prof^a. Dr.^a Rita de Cássia Marques Alves, pelo incentivo a pesquisa.

À Prof^a. Dr.^a Silvia Rolim que, sempre interessada e preocupada com seus alunos, me incentivou e auxiliou em alguns momentos difíceis.

Aos colegas de curso pelos momentos agradáveis, mesmo que difíceis, nestes anos de convívio.

Ao Bruno Biazetto que foi paciente e atencioso sempre que precisei de algum dado ou informação.

À minha amiga Claudinéia Brazil Saldanha, a Néia, que sempre esteve ao meu lado dividindo conhecimentos, angústias e alegrias.

À minha amiga Juliana Dallarosa, a Jú, que com suas canções tornava os meus dias mais alegres.

À minha amiga Sheila Paz, a Sheila Francisca, que hoje trilha novos rumos, mas com quem sempre pude contar mesmo quando distante.

Aos meus amigos Luiz, Jean, Marlos, Paulo Roberto e Rafael que dividiram comigo seus conhecimentos e a maneira alegre de viver a vida.

Aos meus familiares pelo apoio e incentivo dados.

Agradeço de maneira muito especial e carinhosa ao meu marido Paulo Roberto Ferreira Júnior e meu filho Lucas Simões Ferreira, que souberam ser pacientes, compreensivos e solícitos sempre que precisei. Meu marido sempre esteve ao meu lado me apoiando e incentivando, por isso dedico a ele este trabalho.

ANÁLISE DE EVENTOS TORNÁDICOS OCORRIDOS NO RIO GRANDE DO SUL UTILIZANDO IMAGENS DOS SATÉLITES GOES E METEOSAT E O MODELO REGIONAL RAMS.¹

Autora: Débora de Souza Simões

Orientadora: Dr^a. Rita de Cássia Marques Alves

SINOPSE

A ocorrência de tornados sobre o Rio Grande do Sul é mais frequente do que imagina a maioria de seus habitantes. Em 08 de julho de 2003 em São Francisco de Paula, 11 de dezembro de 2003 em Antônio Prado e 11 de janeiro de 2004 em Palmares do Sul, houve a formação de um tornado que causou destruição e até mortes nestas cidades. Neste trabalho foram estudados tais eventos através da análise de imagens dos satélites GOES-12 e METEOSAT-7 nos canais do visível, do vapor d'água e do infravermelho termal, e também através de simulações obtidas com o modelo de mesoescala RAMS. Com esta finalidade efetuou-se um profundo estudo sobre o ambiente convectivo gerador de tornados. Os resultados da análise das imagens de satélite mostraram que todos os casos foram gerados em complexos convectivos associados com áreas de instabilidade. Nos casos São Francisco de Paula e Antônio Prado havia a presença de um jato de baixos níveis que transportava umidade da Bacia Amazônica alimentando os complexos convectivos. No caso Palmares do Sul a umidade foi fornecida pelo Oceano Atlântico devido ao intenso escoamento de leste do vento horizontal e ficou caracterizada a formação de nuvem do tipo vírgula invertida. A interpretação das simulações com o RAMS mostram a eficiência deste modelo em identificar áreas de convergência, divergência e vorticidade horizontal, capazes de gerar tornados. No entanto o modelo subestimou em até quatro vezes os dados de velocidade do vento horizontal e concluiu-se que o mesmo aconteceu para a velocidade vertical. Dos casos estudados, o de São Francisco de Paula foi o que apresentou o comportamento atmosférico mais compatível com o comportamento de ambiente tornádico descrito por outros autores.

¹ Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS (145p.) Setembro de 2005.

ANALYSIS OF EVENTS TORNADOLIKE OCCURRED IN THE RIO GRANDE DO SUL USING IMAGES OF SATELLITES GOES AND METEOSAT AND REGIONAL MODEL RAMS.²

Autora: Débora de Souza Simões

Orientadora: Dr^a. Rita de Cássia Marques Alves

ABSTRACT

The occurrence of twisters in Rio Grande do Sul is more frequent than most of its citizens can imagine. In July 08, 2003 in São Francisco de Paula, December 11, 2003 in Antônio Prado and January 11, 2004 in Palmares do Sul, was registered the formation of twisters that cause destruction and even deaths in these cities. This work analyses such events through the images of satellites GOES-12 and METEOSAT-7 in the visible channel, in the water vapour and in the infra-red ray, and also through simulations with the RAMS mesoscale model. With this purpose a deep study was made on the convective environment wich produces the twister. The results of the satellite images analisis shown that all the cases had been generated in convective complexes associates with instability areas. In the São Francisco de Paula and Antônio Prado cases it had the presence of a jet of low levels that carried humidity from the Amazonian Basin feeding the convective complexes. In the Palmares do Sul case the humidity was supplied by the Atlantic Ocean due to the intense draining from east of the horizontal wind and occurs the formation of cloud system inverted comma. The interpretation of the RAMS simulations shows the efficiency of this model in identifying horizontal convergence, divergence and vorticity areas, able to generate twisters. However, the model under estimate in up to four times the data of the wind' s horizontal speed and we concluded that the same happenes with the vertical one. From the studied cases, the São Francisco de Paula presentes the more compatible atmospheric behavior with the one wich describes the twister like environment behavior for other authors.

² Master Science Thesis, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto, Centro estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Graduate Course in Remote Sensing, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS (145p.) September de 2005.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	ii
SINOPSE	iv
ABSTRACT.....	v
LISTA DE FIGURAS.....	viii
LISTA DE TABELAS	xiii
LISTA DE SIMBOLOS.....	xiv
LISTA DE ABREVIATURAS	xvi
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	1
CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
2.1 – NUVENS CONVECTIVAS	5
2.2 – EVENTOS TORNÁDICOS.....	9
2.2.1 - OCORRÊNCIAS	9
2.2.2 – MODELAGEM E OBSERVAÇÕES	15
CAPÍTULO 3 - AMBIENTE CONVECTIVO.....	17
3.1 – AMBIENTE TORNÁDICO	24
3.1.1 – MODELO TEÓRICO	24
3.1.1.1 - FLUXO CENTRAL.....	26
3.1.1.2 - CAMADA LIMITE SUPERFICIAL.....	26
3.1.1.3 - FLUXO EXTERNO	27
3.1.1.4 - FLUXO SUPERIOR.....	27
3.1.2 - CARACTERÍSTICAS.....	28
3.1.3 - PREVISÃO.....	32
CAPÍTULO 4 – SATÉLITES	36
CAPITULO 5 - DESCRIÇÃO DO MODELO RAMS.....	42
5.1 EQUAÇÕES GERAIS.....	44
5.1.1 EQUAÇÕES DO MOVIMENTO.....	45
5.1.2 EQUAÇÃO DA TERMODINÂMICA	46
5.1.3 EQUAÇÃO DA CONTINUIDADE PARA RAZÃO DE MISTURA	47
5.1.4 EQUAÇÃO DA CONTINUIDADE DE MASSA.....	48
5.2 ESTRUTURA DA GRADE E SISTEMA DE COORDENADAS	49
5.3 CONDIÇÕES DE FRONTEIRA LATERAL.....	50
5.4 CONDIÇÕES DE FRONTEIRA VERTICAL	51
5.5 PARAMETRIZAÇÕES UTILIZADAS PELO MODELO	51
5.5.1 PARAMETRIZAÇÃO DE CAMADA SUPERFICIAL	51
5.5.2 PARAMETRIZAÇÃO DE SOLO	53
5.5.4 PARAMETRIZAÇÃO DE RADIAÇÃO	56
5.5.5 PARAMETRIZAÇÃO DE CONVECÇÃO.....	57
5.5.6 PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA	57
5.5.7 PARAMETRIZAÇÃO DE MICROFÍSICA DE NUVENS	58
CAPÍTULO 6 – MATERIAL E MÉTODOS	60
Parametrização de radiação.....	64
CAPITULO 7 – RESULTADOS E DISCUSSÃO	65

7.1 ANÁLISE SINÓTICA.....	65
7.1.1 CASO SÃO FRANCISCO DE PAULA.....	66
7.1.2 CASO ANTÔNIO PRADO	69
7.1.3 CASO PALMARES DO SUL	77
7.2 – ANÁLISE DAS SIMULAÇÕES DO RAMS	83
7.2.1 CASO SÃO FRANCISCO DE PAULA.....	84
7.2.1.1 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 1	86
7.2.1.2 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 2	94
7.2.1.3 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 3	96
7.2.2 CASO ANTÔNIO PRADO	104
7.2.2.1 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 1	106
7.2.2.2 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 2	111
7.2.2.3 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 3	113
7.2.3 CASO PALMARES DO SUL	120
7.2.3.1 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 1	122
7.2.3.2 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 2	127
7.2.3.3 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 3	128
CAPÍTULO 8 – CONCLUSÃO E SUGESTÕES	135
8.1 CONCLUSÃO	135
8.2 SUGESTÕES	137
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	138

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 2.1 - Diagrama da associação dinâmica entre os jatos de baixos níveis (JBN) e de altos níveis (JAN) durante condições de tempo severo na (a) América do Sul e (b) América do Norte. <i>Fonte: Nascimento (2004)</i>	08
FIGURA 2.2 – Distribuição estimada das condições favoráveis a ocorrência de tempestades severas (a) e tornados significativos (b), baseado em dados entre 1997 e 1999. <i>Fonte: Brooks and Anderson (2004)</i>	10
FIGURA 2.3 – Distribuição de tornados documentados no Brasil. <i>Fonte: Nechet (2002)</i>	14
FIGURA 3.1 – Ilustração de formação de uma supercélula de tempestade convectiva, (a) foto de uma supercélula de tempestade convectiva real e (b) esquema ilustrando as circulações e os diferentes ambientes dentro desta supercélula.	20
FIGURA 3.2 – Esquema da relação entre o vetor vorticidade, apontando para dentro da página, e o vetor cisalhamento do vento, facilmente visualizado pela regra da mão direita. <i>Fonte: Doswell (1991)</i>	22
FIGURA 3.3 – Esquema mostrando a produção de um fluxo helicoidal através da superposição da vorticidade horizontal ($\vec{\zeta}_h$) paralelo ao fluxo horizontal (\vec{V}_h). <i>Fonte: Doswell (1991)</i>	23
FIGURA 3.4 - Representação esquemática de uma estratégia operacional de possível aplicação no Brasil para a previsão de tempestades convectivas severas. <i>Fonte: Nascimento(2005)</i>	34
FIGURA 7.1 – Imagens do satélite METEOSAT-7: (a) IR as 00Z do dia 08/01/2003, (b) WV as 00Z do dia 08/01/2003, (c) IR as 06Z do dia 08/01/2003, (d) IR as 12Z do dia 08/01/2003, (e) IR as 18Z do dia 08/01/2003 e (f) IR as 00Z do dia 09/01/2003.	67
FIGURA 7.2 – Imagens do satélite: (a) GOES_12 IR as 9:39Z do dia 08/01/2003, (b) GOES_12 IR as 12:10Z do dia 08/01/2003, (c) GOES_12 IR as 13:39Z do dia 08/01/2003, (d) METEOSAT-7 VIS as 18Z do dia 08/01/2003, (e) GOES_12 IR as 18:10Z do dia 08/01/2003 e (f) GOES_12 IR as 21:10Z do dia 08/01/2003.....	69
FIGURA 7.3 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 21:09Z do dia 10/12/2003, (b) METEOSAT-7 WV as 22Z do dia 10/12/2003.	70

FIGURA 7.4 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 00:09Z do dia 11/12/2003, (b) METEOSAT-7 WV as 01Z do dia 11/12/2003, (c) GOES_12 IR as 04:39Z do dia 11/12/2003, (d) METEOSAT-7 WV as 04:30Z do dia 11/12/2003, (e) GOES_12 IR as 06:09Z do dia 11/12/2003, (f) METEOSAT-7 WV as 09Z do dia 11/12/2003.	72
FIGURA 7.5 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 09:39Z do dia 11/12/2003, (b) METEOSAT-7 WV as 09Z do dia 11/12/2003, (c) GOES_12 VIS as 11:39Z do dia 11/12/2003.	73
FIGURA 7.6 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 13:39Z do dia 11/12/2003, (b) GOES_12 VIS as 13:39Z do dia 11/12/2003, (c) METEOSAT-7 WV as 12Z do dia 11/12/2003, (d) GOES_12 IR as 18:09Z do dia 11/12/2003, (e) GOES_12 VIS as 18:09Z do dia 11/12/2003, (f) METEOSAT-7 WV as 18Z do dia 11/12/2003, (g) GOES_12 IR as 19:39Z do dia 11/12/2003, (h) GOES_12 VIS as 19:39Z do dia 11/12/2003, (i) METEOSAT-7 WV as 20Z do dia 11/12/2003, (j) GOES_12 IR as 20:39Z do dia 11/12/2003 e (k) GOES_12 VIS as 20:39Z do dia 11/12/2003.	76
FIGURA 7.7 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 10:09Z do dia 10/01/2004, (b) METEOSAT-7 WV as 12Z do dia 10/01/2004 e (c) GOES_12 IR as 20:39Z do dia 10/01/2004.	78
FIGURA 7.8– Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 00:09Z do dia 11/01/2004, (b) METEOSAT-7 WV as 00Z do dia 11/01/2004, (c) GOES_12 IR as 03:09Z do dia 11/01/2004, (d) GOES_12 IR as 06:09Z do dia 11/01/2004, (e) GOES_12 IR as 09:09Z do dia 11/01/2004, (f) GOES_12 IR as 11:39Z do dia 11/01/2004, (g) GOES_12 VIS as 11:39Z do dia 11/01/2004, (h) GOES_12 IR as 13:39Z do dia 11/01/2004 e (i) GOES_12 VIS as 13:39Z do dia 11/01/2004.	82
FIGURA 7.9 – Campo de topografia gerado a partir do modelo RAMS.	83
FIGURA 7.10 – Fotos da destruição causada pela passagem de um tornado pela cidade de São Francisco de Paula em 08 de julho de 2003.	85
FIGURA 7.11 - Esquema das grades do RAMS utilizadas para o caso São Francisco de Paula.	86
FIGURA 7.12 - Campo de vento horizontal do dia 08/07/2003 a 14,3m acima do solo das: (a) 15hl, (b)18hl, (c) 19hl e (d) 20hl; e imagens do satélite GOES-12 IR das (c) 18:10Z do dia 08/07/2003 e (f) 00Z do dia 09/07/2003.	88
FIGURA 7.13 – Campo de vento horizontal do dia 08/07/2003 a 133,9m acima do solo das: (a) 18hl, (b) 19hl e (c) 20hl.	89

FIGURA 7.14 – Campo de divergência horizontal: (a) nível 19 as 18hl, (b) nível 29 as 18hl, (c) nível 19 as 19hl, (d) nível 29 as 19hl, (e) nível 19 as 20hl e (a) nível 29 as 20hl.	91
FIGURA 7.15 – Campo de vorticidade horizontal: (a) nível 1 as 18hl, (b) nível 4 as 18hl, (c) nível 1 as 19hl, (d) nível 4 as 19hl, (e) nível 1 as 20hl e (f) nível 4 as 20hl.	92
FIGURA 7.16 – Campo de umidade do ar: (a) nível 1 as 18hl, (b) nível 24 as 18hl, (c) nível 1 as 19hl, (d) nível 24 as 19hl, (e) nível 1 as 20hl e (f) nível 24 as 20hl.	93
FIGURA 7.17 – Campo de vento horizontal da grade 2 do dia 08/07/2003 das: (a) 18hl, (b) 19hl e (c) 20hl.	94
FIGURA 7.18 – Campo de umidade do ar para a grade 2: (a) nível 1 as 18hl, (b) nível 24 as 18hl, (c) nível 1 as 19hl, (d) nível 24 as 19hl, (e) nível 1 as 20hl e (f) nível 24 as 20hl.	96
FIGURA 7.19 – Campo de vento horizontal da grade 3 do dia 08/07/2003: (a) nível 1 as 18hl, (b) nível 1 as 19hl, (c) nível 1 as 20hl, (d) nível 2 as 18hl, (e) nível 2 as 19hl, (f) nível 2 as 20hl, (g) nível 4 as 18hl, (h) nível 4 as 19hl, (i) nível 4 as 20hl.	99
FIGURA 7.20 – Campo de vorticidade horizontal da grade 3 do dia 08/07/2003: (a) nível 1 as 18hl, (b) nível 4 as 18hl, (c) nível 1 as 19hl, (d) nível 4 as 19hl, (e) nível 1 as 20hl e (f) nível 4 as 20hl.	100
FIGURA 7.21 – Gráfico do perfil temporal: (a) temperatura do ar e (b) temperatura do ponto de orvalho.	101
FIGURA 7.22 – Gráfico do perfil temporal: (a) pressão atmosférica e (b) umidade do ar.	102
FIGURA 7.23 – Gráfico do perfil temporal: (a) velocidade do vento horizontal e (b) direção do vento horizontal.	103
FIGURA 7.24 – Gráfico do perfil temporal: (a) energia cinética turbulenta e (b) componente vertical do vento.	104
FIGURA 7.25 - Fotos da destruição causada pela passagem de tornado sobre a cidade de Antônio Prado em 11 de dezembro de 2003.	105
FIGURA 7.26 – Esquema das grades do RAMS utilizadas para o caso de Antônio Prado.	106

FIGURA 7.27 – Campo de vento horizontal do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (c) nível 1 as 17hl, (d) nível 4 as 16hl, (e) nível 4 as 17hl e (b) imagem do GOES-12 IR das 20:39Z.	108
FIGURA 7.28 – Campo de divergência horizontal do dia 11/12/2003: (a) nível 21 as 16hl, (b) nível 21 as 17hl, (c) nível 23 as 16hl e (d) nível 23 as 17hl.	109
FIGURA 7.29 – Campo de vorticidade horizontal do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (b) nível 1 as 17hl, (c) nível 4 as 16hl e (d) nível 4 as 17hl.	110
FIGURA 7.30 – Campo de umidade do ar do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (b) nível 1 as 17hl, (c) nível 4 as 16hl e (d) nível 4 as 17hl.	111
FIGURA 7.31 – Campo de vento horizontal da grade 2 do dia 11/12/2003: (a) 16hl e (b) 17hl.	112
FIGURA 7.32 – Campo de umidade do ar da grade 2 do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (b) nível 1 as 17hl, (c) nível 24 as 16hl e (d) nível 24 as 17hl.	113
FIGURA 7.33 – Campo de vento horizontal da grade 3 do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (b) nível 1 as 17hl, (c) nível 2 as 16hl, (d) nível 2 as 17hl, (e) nível 4 as 16hl e (f) nível 4 as 17hl	115
FIGURA 7.34 – Campo de vorticidade horizontal da grade 3 do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (b) nível 1 as 17hl, (c) nível 4 as 16hl e (d) nível 4 as 17hl.	116
FIGURA 7.35 – Gráfico do perfil temporal: (a) temperatura do ar e (b) temperatura do ponto de orvalho.	117
FIGURA 7.36 - Gráfico do perfil temporal da (a) pressão atmosférica e (b) umidade do ar.	118
FIGURA 7.37 – Gráfico do perfil temporal: (a) velocidade do vento horizontal e (b) direção do vento horizontal do ar.	118
FIGURA 7.38 – Gráfico do perfil temporal: (a) componente vertical do vento e (b) energia cinética turbulenta.	119
FIGURA 7.39 - Foto da destruição causada pela passagem de tornado sobre a cidade de Palmares do Sul em 11 de janeiro de 2004.	121
FIGURA 7.40 - Esquema das grades do RAMS utilizadas para o caso de Palmares do Sul.	122

FIGURA 7.41 – Campo de vento horizontal do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (c) nível 1 as 12hl, (d) nível 4 as 11hl, (e) nível 4 as 12hl e (b) imagem do GOES-12 IR das 13:39Z.	124
FIGURA 7.42 – Campo de divergência horizontal do dia 11/01/2004: (a) nível 24 as 11hl, (b) nível 24 as 12hl, (c) nível 27 as 11hl e (d) nível 27 as 12hl.	125
FIGURA 7.43 – Campo de vorticidade horizontal do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (b) nível 1 as 12hl, (c) nível 4 as 11hl e (d) nível 4 as 12hl.	126
FIGURA 7.44 – Campo de umidade do ar do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (b) nível 1 as 12hl, (c) nível 24 as 11hl e (d) nível 24 as 12hl.	127
FIGURA 7.45 – Campo de vento horizontal da grade 2 do dia 11/01/2004: (a) 11hl e (b) 12hl.	127
FIGURA 7.46 – Campo de umidade do ar da grade 2 do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (b) nível 1 as 12hl, (c) nível 24 as 11hl e (b) nível 24 as 12hl.	128
FIGURA 7.47 – Campos de linha de corrente do vento horizontal da grade 3 do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (b) nível 1 as 12hl, (c) nível 2 as 11hl, (d) nível 2 as 12hl, (e) nível 4 as 11hl e (f) nível 4 as 12hl.	130
FIGURA 7.48 – Campos de vorticidade horizontal da grade 3 do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (b) nível 1 as 12hl, (c) nível 4 as 11hl e (d) nível 4 as 12hl.	131
FIGURA 7.49 - Gráfico do perfil temporal: (a) temperatura do ar e (b) temperatura do ponto de orvalho.	132
FIGURA 7.50 - Gráfico do perfil temporal da (a) umidade do ar e (b) pressão atmosférica.	133
FIGURA 7.51 - Gráfico do perfil temporal: (a) velocidade do vento horizontal e (b) direção do vento horizontal.	133
FIGURA 7.52 - Gráfico do perfil temporal: (a) componente vertical do vento e (b) energia cinética turbulenta.	134

LISTA DE TABELAS

TABELA 3.1 – Escala de intensidade de tornados Fujita-Pearson.	31
TABELA 4.1 – Informações sobre resolução espectral e espacial do satélite GOES.	37
TABELA 4.2 – Informações de resolução espectral e espacial do satélite METEOSAT. ..	37
TABELA.5.1 – Tipos de solos disponíveis no RAMS.	54
TABELA 5.2 – Tipos de coberturas do solo disponíveis no RAMS.	56
TABELA 6.1 – Parametrizações utilizadas na simulação com o RAMS.	64

LISTA DE SIMBOLOS

AR	⇒	taxa de aparência (do inglês <i>aspect ratio</i>)
b	⇒	Constante que depende da textura do solo
B	⇒	Flutuabilidade
c	⇒	Velocidade de fase
C_p	⇒	calor específico a pressão constante
C_v	⇒	calor específico da água líquida
C_{veg}	⇒	calor específico volumétrico da vegetação
D_η	⇒	difusividade de umidade
\vec{e}_c	⇒	vetor unitário perpendicular ao fluxo
\vec{e}_s	⇒	vetor unitário paralelo ao fluxo
f	⇒	parâmetro de Coriolis
Fr	⇒	número de Froude
g	⇒	aceleração da gravidade
h	⇒	altura da camada de mistura
H	⇒	altura do topo da grade
H	⇒	helicidade
H_l	⇒	helicidade local
k	⇒	constante de Von Karman
K_f	⇒	valor para a saturação do solo
K_h	⇒	coeficiente de viscosidade turbulenta para o calor e a umidade
K_m	⇒	coeficiente de viscosidade turbulenta da quantidade de movimento
K_η	⇒	condutividade hídrica
L	⇒	comprimento de Monin-Obukhov
L_{iv}	⇒	calor latente de sublimação
L_{lv}	⇒	calor latente de vaporização
PR_r	⇒	tendência de precipitação
rad	⇒	subscrito denotando a tendência devido à parametrização de radiação.
r_n	⇒	razão de mistura da quantidade total de água, chuva, cristais de gelo e neve.
R	⇒	constante do gás para o ar seco
Ri_B	⇒	número de Richardson Bulk
$\downarrow R_l$	⇒	fluxo radiativo de onda longa na atmosfera
$\downarrow R_s$	⇒	fluxo radiativo de onda curta na atmosfera
S	⇒	taxa de giro (do inglês <i>swirl</i>)
t	⇒	tempo
T	⇒	temperatura da parcela
T'	⇒	temperatura do ambiente analisado
T_g	⇒	temperatura do solo
T_{veg}	⇒	temperatura da vegetação;
u	⇒	componente zonal (leste-oeste) do vento

u^*	\Rightarrow	velocidade de atrito
v	\Rightarrow	componente meridional (norte-sul) do vento
V	\Rightarrow	vetor velocidade do vento
\vec{V}_h	\Rightarrow	vetor do vento horizontal
V_{max}	\Rightarrow	componente horizontal do vento de máxima velocidade
w	\Rightarrow	componente vertical do vento
w_{max}	\Rightarrow	componente vertical do vento de máxima velocidade
x	\Rightarrow	coordenada cartesiana horizontal zonal
x^*	\Rightarrow	coordenada cartesiana horizontal zonal transformada
y	\Rightarrow	coordenada cartesiana horizontal meridional
y^*	\Rightarrow	coordenada cartesiana horizontal meridional transformada
z	\Rightarrow	coordenada cartesiana vertical
z^*	\Rightarrow	coordenada cartesiana vertical transformada
z	\Rightarrow	altura da superfície acima do nível mais baixo do modelo
z_0	\Rightarrow	parâmetro de rugosidade;
z_g	\Rightarrow	altura da superfície local, em função de x e y
α_{veg}	\Rightarrow	albedo da superfície vegetada
Δz_g	\Rightarrow	profundidade da camada de solo
$\vec{\zeta}$	\Rightarrow	vetor vorticidade
ζ_x	\Rightarrow	componente zonal da vorticidade
ζ_y	\Rightarrow	componente meridional da vorticidade
ζ_z	\Rightarrow	componente vertical da vorticidade
ζ_s	\Rightarrow	componente ao longo do fluxo da vorticidade
ζ_c	\Rightarrow	componente perpendicular ao fluxo da vorticidade
$\vec{\zeta}_h$	\Rightarrow	vetor vorticidade horizontal
η	\Rightarrow	umidade do solo expressa em termos de volume da água por volume do solo
η_f	\Rightarrow	valor para a saturação do solo
θ	\Rightarrow	temperatura potencial
θ^*	\Rightarrow	escala de temperatura
θ_{il}	\Rightarrow	temperatura potencial da água líquida e do gelo
θ_v	\Rightarrow	temperatura potencial virtual
π	\Rightarrow	função Exner total
π'	\Rightarrow	função Exner da perturbação
ρ	\Rightarrow	densidade
$\rho_a c_p u^* r^*$	\Rightarrow	fluxo de calor latente na atmosfera
$\rho_a c_p u^* \theta^*$	\Rightarrow	fluxo de calor sensível na atmosfera
σ	\Rightarrow	constante de Stefan-Boltzman
τ_{veg}	\Rightarrow	transmissividade de onda curta através da camada de vegetação
ψ	\Rightarrow	potencial de umidade
ψ_f	\Rightarrow	valor para a saturação do solo

LISTA DE ABREVIATURAS

IBGE	⇒	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
CAPE	⇒	Energia Potencial Convectiva Disponível ou Convective Available Potential Energy
CCM	⇒	Complexo Convectivo de Mesoescala
CINE	⇒	Inibição Convectiva
CPTEC	⇒	Centro de Previsão de Tempo e Clima
CSZ	⇒	Coeficiente para o cálculo da difusão vertical no RAMS
ERT	⇒	Escoamentos Relativos a Tempestades
EUA	⇒	Estados Unidos da América
EUMETSAT	⇒	European Organization for the Exploitation of Meteorological Satellites
FEE	⇒	Fundação de Economia e Estatística
FURG	⇒	Fundação Universidade Federal do Rio Grande
GEPR	⇒	Grupo de Estudos em Previsão Regional Atmosférica
GMT/Z	⇒	Greenwich Meridional Time
GOES	⇒	Geostationary Operational Environmental Satellite
GRADS	⇒	Grid Analysis and Display System
hl	⇒	hora local
HR	⇒	Helicidade Relativa
IEH	⇒	Índice de Energia-Helicidade
ILEV	⇒	Índice de Instabilidade por Levantamento
INPE	⇒	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IR	⇒	Canal do infravermelho termal
ITT	⇒	Índice Total Totals
JAN	⇒	Jato de Altos Níveis
JBN	⇒	Jato de Baixos Níveis
K	⇒	Índices Showalter
LR	⇒	Taxa da queda de temperatura ambiental com a altura (lapse rate)
MPI	⇒	Message Passing Interface
METEOSAT	⇒	Satélite da Agência Espacial Européia
NCL	⇒	Nível de Condensação por Levantamento
NCEP	⇒	National Centers of Environmental Predictions
NOAA	⇒	National Oceanic and Atmospheric Administration
NRV	⇒	Número de Richardson Volumétrico
NSSL	⇒	National Severe Storms Laboratory
NWS	⇒	National Weather Service
RAMS	⇒	Regional Atmospheric Modeling System
SCM	⇒	Sistema Convectivo de Mesoescala
SPLI	⇒	Surface Parcel Lifted Index

SUP	⇒	Parâmetro de Supercélula
TORRO	⇒	Tornado and Storm Research Organization
TOTO	⇒	Totable Tornado Observatory
TSM	⇒	Temperatura da Superfície do Mar
TVC	⇒	Tornado Vortex Chamber
VIS	⇒	Canal do visível
WV	⇒	Canal do vapor d'água

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

A meteorologia influencia a vida de todos de uma forma muitas vezes sutil e imperceptível. Perguntas como: o que vestir? O que beber? Aonde ir? São decisões aparentemente intuitivas, mas que estão diretamente relacionadas com a meteorologia. A chuva e o vento, que muitas vezes apenas perturbam o dia-a-dia das pessoas, podem tomar proporções destruidoras, instaurando o pânico.

Os tornados, por exemplo, apesar de serem eventos de microescala, são os mais devastadores fenômenos da atmosfera. Seus ventos, que podem atingir velocidades de até 450 km/h, são capazes de arrancar casas, arremessar animais a algumas centenas de metros de distância e transformar quaisquer objetos em poderosos projéteis. Por ser um fenômeno tão destrutivo, ter profundo conhecimento sobre suas características e sua formação é fundamental para uma previsão correta e em tempo hábil para o resguardo da população.

A previsão de eventos meteorológicos severos permite a tomada de decisões antecipadamente como, por exemplo, evacuar uma área com ameaça de deslizamento ou enchente; alertar a população da ocorrência de tornados, tempestades e furacões, para que possam se proteger ou ainda comunicar produtores agrícolas da ocorrência de estiagem, para que estes tomem as devidas precauções.

Porém não é apenas com bons profissionais que se obtém uma boa previsão, é também necessário que uma eficaz rede de coleta de informações meteorológicas esteja em funcionamento permanente. Assim os meteorologistas podem acompanhar as alterações nas condições atmosféricas, alimentarem modelos numéricos de previsão com as informações reais e por fim obter um prognóstico para o tempo futuro.

As informações meteorológicas podem ser obtidas de diversos pontos de coleta, como por exemplo, estações meteorológicas de superfície, radares meteorológicos, bóias oceânicas, radiossondagem, transporte aéreo e marítimo e imagens de satélite. A ausência destas informações dificulta o diagnóstico e principalmente o prognósticos de eventos severos.

Entre os anos de 2003 e 2004, três cidades do Rio Grande do Sul foram atingidas por ventos intensos, que provocaram estragos que foram atribuídos a passagem de tornados. As localidades atingidas foram: São Francisco de Paula em julho de 2003, Antônio Prado em dezembro de 2003 e Palmares do Sul em janeiro de 2004. A velocidade média do vento que atingiu tais cidades foi estimada com base na destruição provocada nas construções, não sendo detectado o valor real das rajadas de vento mais intensas. Estes valores seriam facilmente obtidos através de um anemógrafo, instrumento que registra a velocidade e direção do vento, instalado em estações meteorológicas; e poderiam ainda ser estimados, com muita precisão, através de um radar Doppler. No entanto o Rio Grande do Sul, assim como a maioria dos estados brasileiros, não está equipado com tais instrumentos, principalmente este último, dificultando a observação de fenômenos meteorológicos na maior parte das localidades gaúchas.

A fim de constatar a ocorrência destes possíveis tornados, este trabalho tem como objetivo simular as condições meteorológicas reinantes nos locais atingidos e por um período de 24 horas até a ocorrência do evento, utilizando o *Regional Atmospheric Modeling System*. Este é um modelo numérico de mesoescala, que tem como característica o aninhamento de grades, permitindo assim obter o comportamento de escala sinótica e microescala em uma única simulação.

Uma outra maneira de detectar estes eventos tornádicos é pela análise de imagens de satélite e reconhecimento de características que possibilitem identificar as nuvens convectivas mais profundas, possíveis geradoras de tornado. Estas nuvens podem atingir a tropopausa, aproximadamente 14.000m de altitude, e se caracterizam principalmente pela baixíssima temperatura de seu topo, que por vezes pode ser inferior a 67°C negativos.

O presente trabalho está dividido em cinco capítulos. O capítulo 2 é referente a revisão bibliográfica, onde se encontra um grande número de trabalhos relacionados com a ocorrência de eventos tornádicos no Brasil e em outros países. A teoria e modelos físicos e matemáticos de formação de nuvens convectivas e também de formação e desenvolvimento de tornados está no capítulo 3. No capítulo 4 estão descritas as características das imagens do satélite GOES e as técnicas de observação e identificação de células convectivas profundas. O capítulo 5 corresponde a descrição do modelo de mesoescala RAMS. O capítulo 6 refere-se a metodologia e materiais utilizados na elaboração deste trabalho. O capítulo 7 é referente a análise dos resultados obtidos com a interpretação das imagens de satélite e das simulações com o RAMS. Por fim são apresentadas as conclusões obtidas e sugestões para trabalhos futuros no capítulo 8.

CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Este capítulo tem por objetivo reunir trabalhos que estejam relacionados com eventos tornádicos. Assim, serão apresentadas pesquisas que relatam a relação entre os tornados e o ambiente de mesoescala e também de escala sinótica. Muitas destas pesquisas foram efetuadas observando eventos ocorridos no Hemisfério Norte e por isso alguns dados e parâmetros não são totalmente representativos dos eventos ocorridos no Brasil. Serão também apresentados trabalhos de eventos tornádicos, ou quasi-tornádicos, ocorridos no Brasil, alguns bem documentados. As características relacionadas a eventos tornádicos foram estudadas por muitos pesquisados utilizando diversas técnicas e ferramentas, desde o desenvolvimento de modelos teóricos e numéricos, até o uso de radares, simulações numéricas e de laboratório e instrumentos convencionais para medir variáveis meteorológicas.

O avanço tecnológico permitiu a observação de diversos eventos meteorológicos e a partir disto o conhecimento de tais eventos. Este conhecimento ocasionou melhorias na previsão e conseqüentemente melhorias nos sistemas de alerta. No entanto, mesmo com o desenvolvimento de modelos meteorológicos de previsão do tempo extremamente precisos, radares de alta resolução e etc., o homem continua desempenhando papel fundamental desde o diagnóstico até o prognóstico meteorológico. Segundo Doswell

(1986), a importância do homem no processo de previsão do tempo independente da evolução tecnológica, pois apenas o homem é capaz de fazer uma avaliação qualitativa das condições atmosféricas, sejam estas condições utilizadas para diagnóstico ou prognóstico do tempo. Recentemente Brooks *et al.* (1992) antecipavam a evolução tecnológica que possibilitaria a simulação de eventos de mesoescala e microescala, mas destacavam a importância da participação do homem principalmente no processo de disseminação de alertas meteorológicos.

2.1 – NUVENS CONVECTIVAS

Somente o homem é capaz de gerar novos conhecimentos e a partir destes desenvolver tecnologias que venham a auxiliar seu trabalho. O avanço tecnológico é portanto, fruto de estudos profundos realizados pelo homem sobre determinado assunto. Diversos pesquisadores estudaram a relação entre os eventos de mesoescala e a geração de tempestades severas. Tais estudos forneceram informações fundamentais que possibilitaram a elaboração de procedimentos de diagnóstico e prognóstico de tais tempestades.

A associação de frentes frias e correntes de jato com a formação de tempestades severas foram estudadas por Horváth e Práger (1985). Estes sistemas de forte convergência produziram ventos fortes, favorecendo o desenvolvimento de tempestades severas e algumas vezes de sistemas convectivos de mesoescala.

Estudando atividades convectivas durante o verão de 1999 na Hungria, Horváth e Geresdi (2001) verificaram que muitos tornados estavam associados com sistemas de tempestades organizados, especialmente com as linhas de convergência pré-frontal.

Alguns pesquisadores estabeleceram padrões de tamanho, duração, aspectos e comportamento para tempestades convectivas intensas.

Segundo Weisman (2002) as células convectivas individuais em geral são da ordem de 5-30km de diâmetro e podem durar de 30 minutos até mais de 6 horas. Entretanto, grupos de células convectivas podem estar organizadas em escalas maiores

como sistemas convectivos de mesoescala, por exemplo, linhas de instabilidade e complexos convectivos de mesoescala.

O estudo dos complexos convectivos de mesoescala – CCM tem uma história relativamente recente na meteorologia, pois devem sua definição a Maddox (1980), cuja base consiste da análise de imagens de satélite no canal do infravermelho termal. Os critérios utilizados por ele dizem respeito a: tamanho, nuvens com temperatura de brilho menor que 32°C negativos e mais 100 mil km^2 inseridas por nuvens menores e mais frias ($\leq -52^{\circ}\text{C}$ e \geq a 50 mil km^2); duração, onde as definições de tamanho devem ser observadas por um período igual ou maior a seis horas; máxima extensão, que ocorre quando a camada de nuvens com temperatura $\leq -32^{\circ}\text{C}$ atinge a maior extensão; e forma, cuja excentricidade (eixo menor/eixo maior) $\geq 0,7$ no momento de maior extensão. Os sistemas convectivos de mesoescala (SCM) possuem nuvens com topos circulares e assim mascaram a estrutura linear das células convectivas, quando vistos de imagens de radar. A convecção intensa e profunda do SCM é normalmente organizada em uma estrutura linear na borda principal da advecção fria para fora, com precipitação fraca e estratiforme que se arrasta atrás, sobre a zona de advecção.

Adaptando a técnica de classificação dos CCM introduzida por Maddox (1980), Velasco e Fritsch (1987) realizaram um mapeamento das regiões para ocorrência destes na América do Sul e das características diversas associadas aos CCM, como o hábito noturno, duração mais freqüente entre 10 e 20 horas e trajetórias variáveis.

Estudos observacionais realizados por Cotton *et al.* (1989), mostram que a evolução do CCMs apresenta gradual formação de um centro de vorticidade ciclônica em níveis médios e baixos da troposfera, que é provavelmente responsável pelo formato circular observado. Em altitude, logo acima do CCM aparece divergência com vorticidade anticiclônica. O tamanho dos CCM de latitudes médias é muito próximo e com freqüência ligeiramente superior ao raio de deformação de Rossby, levando à possibilidade de ser um sistema inercialmente estável e próximo do balanço geostrófico e portanto, com tempo de vida relativamente mais longo que o das tempestades convectivas que o constituem.

A influência que a topografia exerce sobre a formação dos CCMs foi estudada por diversos pesquisadores. Segundo Gandú e Geisler (1992) os efeitos topográficos são responsáveis pelas trocas de calor na circulação de verão sobre a América do Sul. Segundo Figueiroa *et al.* (1995) os Andes exercem um papel fundamental no estabelecimento do escoamento de norte, em baixos níveis, na sua encosta leste, na presença de fontes de calor na Amazônia, típicas no verão. Foi constatado por Virji (1981) que o estabelecimento de um escoamento de norte do lado leste dos Andes, é uma situação climatológica típica de verão na América do Sul.

Condições favoráveis à formação de tempestades severas são encontradas em uma área que engloba o Paraguai, Uruguai, nordeste da Argentina e Sul do Brasil. Tais condições foram explicadas por Marengo *et al.* (2002), que as relacionou com a presença de um jato de baixos níveis (JBN) do norte que se forma a leste dos Andes durante os meses quentes. Segundo Berri e Inzunza (1993) esta circulação é responsável pelo transporte de umidade da Bacia Amazônica para as latitudes elevadas da América do Sul e ocasionalmente está associada com a corrente de jato de altos níveis (JAN) vinda do oeste.

Nascimento (2005) elaborou um esquema para demonstrar as evidências apresentadas por Berri e Inzunza (1993) e as comparou com a situação encontrada na América do Norte durante a temporada de tempo severo. A semelhança das condições de larga escala nos dois Hemisférios é evidente, como mostra a Figura 2.1.

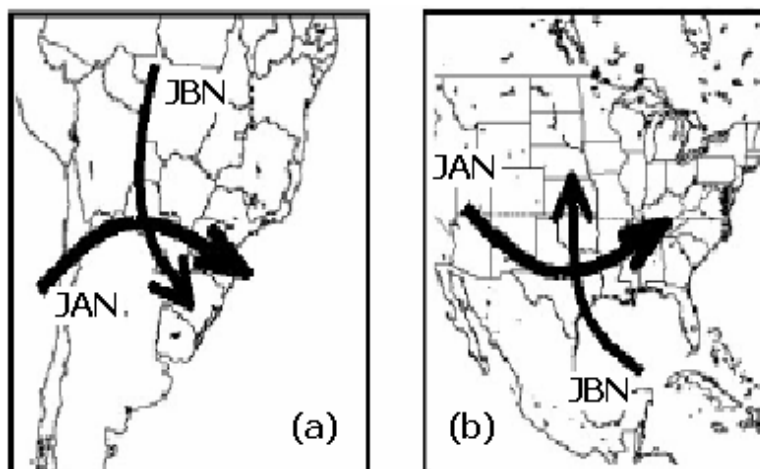


FIGURA 2.1 – Diagrama da associação dinâmica entre os jatos de baixos níveis (JBN) e de altos níveis (JAN) durante condições de tempo severo na (a) América do Sul e (b) América do Norte. *Fonte: Nascimento (2005).*

Em 14 de maio de 1994 um conjunto de tempestades, causadoras de vento forte e granizo atingiram o estado de São Paulo. A cidade de Ribeirão Preto foi uma das mais atingidas por tais tempestades, havendo inclusive relatos de mortes e por isso este ficou conhecido como o *Caso Ribeirão Preto*. Menezes e Silva Dias (2004) fizeram novos estudos deste caso através de simulações numéricas realizadas com o RAMS, a fim de obter detalhes que pudessem auxiliar no entendimento de tal evento. A presença de um sistema de baixa pressão frio e profundo, característica de ciclone extratropical, no caso Ribeirão Preto fora o maior desafio se considerado o fato de este caso ocorreu em uma condição pós-frontal. Os resultados mostraram que o centro de baixa pressão era extremamente seco, principalmente em níveis médios, produzindo grande instabilidade convectiva em regiões com umidade disponível em baixos níveis. Este padrão seco da baixa foi fundamental para o grau de severidade das tempestades.

Baseados na definição elaborada por Maddox em 1980, Sanchez *et al.* (2003) aplicando métodos de classificação em imagens METEOSAT para separar tempestades severas ocorridas nos meses de verão em Ebro Valley, nordeste da Espanha, verificaram que as células de tempestade dos sistemas convectivos de mesoescala, que normalmente apresentavam dimensões entre 10 e 40 km, em situações de profunda convecção atingiam dimensões entre 40 e 500 km ou mais.

2.2 – EVENTOS TORNÁDICOS

Os complexos convectivos de mesoescala estão frequentemente associados a eventos de precipitações intensas, fortes rajadas de vento e até tornados, e acontecem com muito mais frequência no período quente do ano.

A palavra tornado tem origem na palavra espanhola *tornada* que significa tempestade. É uma coluna giratória de ar, na maioria dos casos com sentido ciclônico, que se estende da base de uma nuvem cumulonimbus até o solo. Segundo Orlanski (1975), os tornados estão enquadrados na microescala, variando de centenas de metros até 2km, com menos de uma hora de duração. Ressalta-se que a classificação proposta por este autor é baseada unicamente no tamanho e no tempo de ocorrência dos fenômenos. É o fenômeno meteorológico mais devastador do planeta apesar de atingir uma área bastante pequena.

2.2.1 - OCORRÊNCIAS

O reconhecimento da ocorrência de tornados e até mesmo o conceito das tempestades associadas a estes foi se modificado ao longo dos anos, devido principalmente à evolução tecnológica que possibilitou a melhor observação de tais eventos. Um breve histórico de tempestades convectivas foi apresentado por Rotunno (1993) onde este cita vários autores que relataram tempestades. Os primeiros relatos de ocorrência de tornados são anteriores ao ano de 1811 e durante muitos anos tais relatos não distinguiam os diferentes eventos convectivos (ciclones, furacões e tornados) e tão pouco mostravam conhecimento sobre a importância da rotação na formação das tempestades. Foi apenas no final do século XIX que os eventos tornádicos foram associados a células de tempestades, mas a rotação do funil fora atribuída ao movimento de rotação da Terra. A partir da segunda década do século XX houve a associação do cisalhamento do vento com a ocorrência de tornados, relação confirmada durante a Segunda Guerra Mundial com a criação de radares e radiossondas. A análise de imagens de radar permitiu que Browning (1964) propusesse um padrão para o fluxo de ar em uma determinada tempestade especialmente severa e duradoura, que mais tarde (1968) ele chamou de supercélula. Durante a década de 70 o avanço tecnológico de radares Doppler e também da computação permitiu aos cientistas

terem uma visão tridimensional das nuvens geradoras de tornados. Neste mesmo período começaram inúmeras pesquisas sobre tornados em várias partes do mundo, evidenciando a abrangência de atuação deste fenômeno.

Recentemente Brooks *et al.* (2003) e Brooks e Anderson (2004) elaboram de forma sintética mapas climatológicos dos ambientes atmosféricos propícios para a ocorrência de tempestades severas (Figura 2.2). Tais mapas foram gerados a partir de perfis verticais da atmosfera, obtidos com os dados de reanálise do modelo global do NCAR/NCEP, do período que incluiu os anos de 1997 e 1999. Na Figura 2.2(a) encontram-se em destaque as regiões do mundo com parâmetros favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas e na Figura 2.2(b) ao desenvolvimento de tornados significativos.

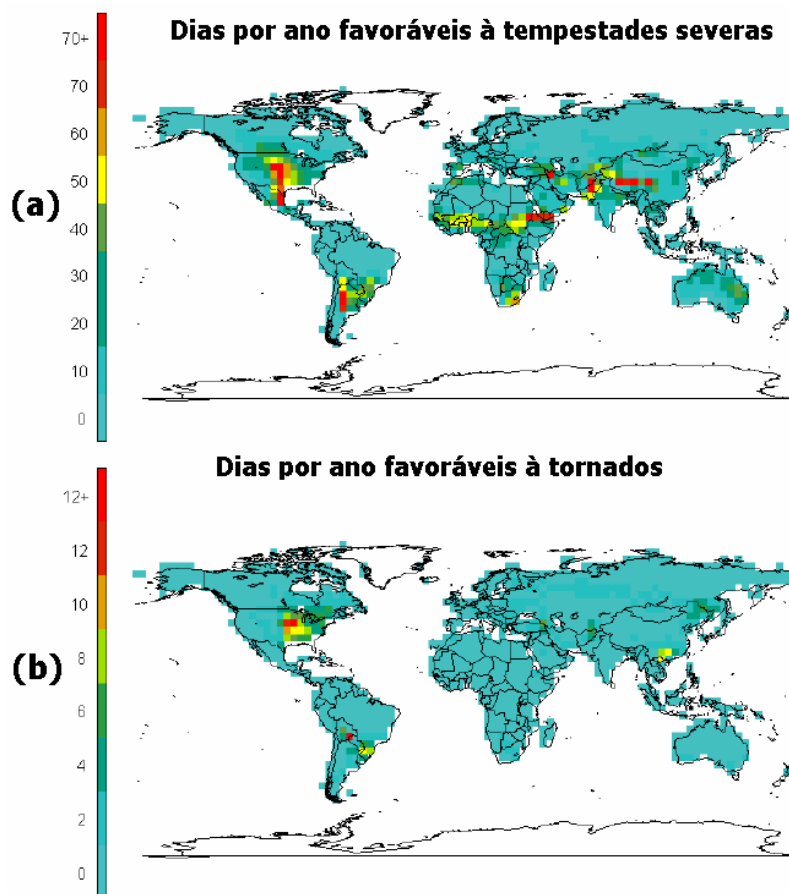


FIGURA 2.2 – Distribuição estimada das condições favoráveis a ocorrência de tempestades severas (a) e tornados significativos (b), baseado em dados entre 1997 e 1999. *Fonte: Brooks e Anderson (2004)*

Cerca de 70% dos tornados que acontecem na Terra ocorrem nos EUA, onde o *National Weather Service* registra mais de 1000 tornados que tocam o solo americano a cada ano. Um estudo realizado nos Estados Unidos pelo *Tornado Project Online* fez uma análise de todos os eventos ocorridos entre os anos de 1950 e 1994, e foi concluído que apenas 1% dos tornados que tocaram o solo americano eram violentos e 74% foram considerados fracos. Destes, 4% dos fracos e 67% dos violentos provocaram mortes, evidenciando que, mesmo que os tornados violentos sejam em menor quantidade, eles causam um maior número de relatos de mortes. No entanto, há evidências de que 1000 tornados fracos, ou mais, aconteçam nos EUA a cada ano, porém não são documentados.

Estudando ciclones tropicais que se formaram na Bacia Atlântica dos Estados Unidos no período de 1954-2003 e que provocavam tornados, Verbout *et al.* (2005) constataram que a maioria dos tornados eram fracos e ocorriam na parte dianteira do ciclone, mas fora da zona de chuva. As comparações entre os regimes sinóticos, parâmetros meteorológicos e posição no continente, revelaram características comuns aos ciclones que provocaram tornados, possibilitando a total distinção entre estes e os ciclones que não provocaram tornados.

Até a década de 70 os habitantes e pesquisadores do Reino Unido acreditavam que os tornados eram eventos pouco comuns neste país. Após a criação da organização TORRO (*Tornado and Storm Research Organization*) em 1974, foram obtidas muitas informações sobre a ocorrência de tais eventos, possibilitando a Elsom *et al.* (2001) elaborarem um histórico detalhado da ocorrência de tornados sobre o Reino Unido.

Estudos de Gayà *et al.* (2001) caracterizaram as ocorrências de tornados e trombas d'água nas Ilhas Balearic, indicando que as situações meteorológicas que desencadearam esses fenômenos são semelhantes as que produzem chuva pesada. Para essa mesma região, Homar *et al.* (2001) identificando as condições sinóticas da atmosfera nas ocorrências de tornados e trombas d'água, apontaram para a influência da baixa pressão em baixos níveis e do fluxo de sudoeste sobre a região, influenciado por circulação ciclônica em médios e altos níveis. Não foram identificados intensos movimentos verticais ascendentes em médios níveis, contudo em baixos níveis foi identificado a advecção de ar

quente. Os tornados estavam associados aos sistemas convectivos desencadeados por linhas de convergência que interagiam com o centro de baixa.

Um estudo sobre convecções profundas que ocasionaram tornados no nordeste da Itália, realizado por Costa *et al.* (2001), indicou uma grande interação dos fluxos sinóticos com as escarpas dos Alpes. Isto veio a demonstrar que a orografia foi um fator chave na formação da circulação de mesoescala, condicionando os diferentes tipos de tempestades severas nesta região. Estes autores citam que a orografia contribuiu no desenvolvimento das tempestades através das ciclogêneses ou formação de baixas pressões a sotavento e do bloqueio das estruturas frontais. Quanto à circulação, identificaram intensos movimentos verticais, associados com fluxo de oeste em altos níveis e com um fluxo de leste em baixos níveis.

Os pesquisadores Simeonov e Georgiev (2001), caracterizando a ocorrência de um episódio de tornado no sul da Bulgária detectaram em escala sinótica o importante papel da advecção de ar quente e úmido proveniente do mar mediterrâneo. O transporte de ar frio de oeste em média e alta troposfera associado ao aquecimento diurno induziram os movimentos verticais ascendentes. Estes foram os principais fatores do desencadeamento da convecção profunda na região de ocorrência do tornado.

A ocorrência de um episódio de tornado na Argentina foi estudada por Schwarzkopf e Rosso (1982). Os autores observaram advecção de umidade em baixos níveis para a região de ocorrência, uma zona baroclínica estacionária na borda de uma frente fria e um cavado em altos níveis associado ao sistema frontal.

Também não haviam evidências confirmadas da ocorrência de tornados no Brasil até a publicação de Dyer (1988). Em 1979, o geólogo Robert Dyer, trabalhando com fotografias aéreas de 1965 e algumas imagens Landsat da década de 1970, descobriu grandes faixas de desmatamento em áreas de cobertura vegetal que não existiam em fotografias anteriores. Estas faixas tinham mais de 70km de extensão por até 2km de largura. Intrigado, começou a investigar os dados e concluiu que se tratava de tornados. Este é considerado o primeiro relato científico e documentado da ocorrência de tornados no Brasil.

Entretanto o estudo de eventos tornádicos sobre o Brasil ganhou força nos últimos 15 anos, quando alguns pesquisadores brasileiros, Silva Dias e Grammelsbacher (1991) e Massambani *et al.* (1992), fizeram o estudo de casos de tempestades com características potenciais para a formação de tornados. Os meios utilizados pelos pesquisadores foram os mais diversos, principalmente tendo em vista a escassez de dados para análise dos eventos. Nechet (2002) pesquisou a ocorrência destes eventos em território brasileiro baseado em matérias publicadas em jornais, revistas, revistas especializadas, livros, fotografias e relatos de pessoas que presenciaram tal evento, elaborando o mapa apresentado na Figura 2.3. Farias (2002), relatou o tornado ocorrido na cidade de Viamão-RS em 11 de outubro de 2000, no qual a confirmação do evento foi obtida por fotografias da destruição causada na cidade de estudo e também pela simulação de tal evento utilizando o *Regional Atmospheric Modeling System* – RAMS. O levantamento de tornados no Estado de Santa Catarina, realizado por Marcelino (2003), detectou 23 episódios de tornados em um período de 25 anos. Destes 23 episódios, 15 foram casos confirmados e 8 foram considerados como possíveis ocorrências. Sendo assim, o referido trabalho reuniu a análise das condições atmosféricas e de superfície de 13 episódios, sendo 9 de tornados e 4 de trombas d'água. Recentemente vários pesquisadores brasileiros fizeram a análise de assinaturas (*signature*) de radar Doppler para estudar alguns casos de tornados, entre estes pesquisadores cita-se Marcelino *et al.* (2004), Menezes e Silva Dias (2004) e Nascimento e Marcelino (2005).

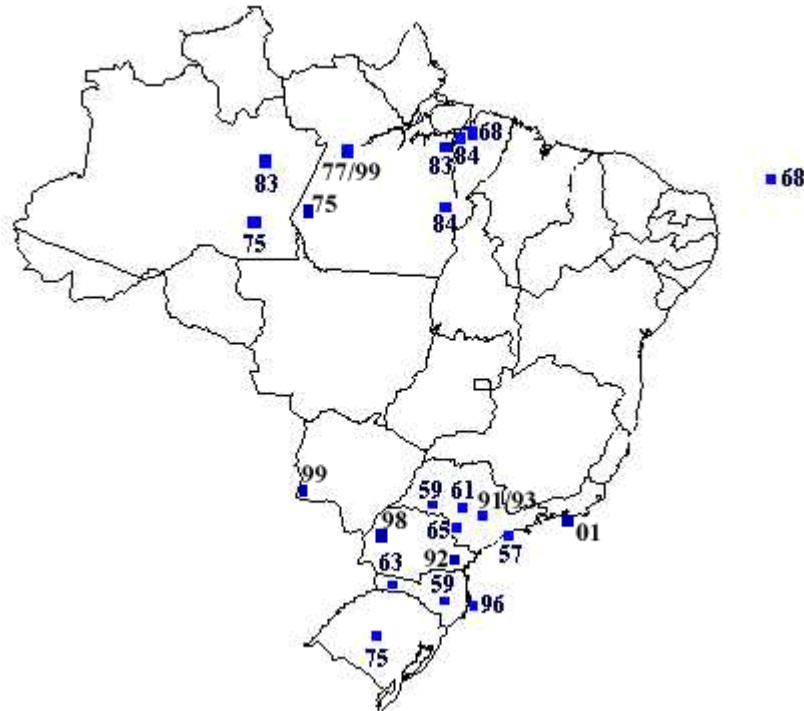


FIGURA 2.3 – Distribuição de tornados documentados no Brasil. *Fonte: Nechet (2002).*

Diversos pesquisadores descreveram tornados que estavam associados com tempestades comuns e também com aquelas classificadas como supercélulas, Doswell e Burgess (1993); com linhas de instabilidade, Goodman e Knupp (1993) e também com furacões.

O Estudo realizado por McCaul (1993) mostra uma série de tornados formados durante a passagem de furacões sobre os Estados Unidos em um período de 39 anos (1948-1986). Utilizando imagens de radar, separadas em quadrantes, McCaul tornou conhecida a região preferencial para a formação de tais tornados, quadrante superior direito. Neste quadrante havia um aumento da helicidade causada pela interação do fluxo rotacional do furacão com uma corrente direcionada contendo um cisalhamento intenso do vento paralelo à frente do furacão.

Analisando imagens de radares Doppler, de várias localidades americanas Brandes (1993) observou que em supercélulas de tempestade, em baixos níveis, a formação de tornados ocorre preferencialmente na região de oclusão da frente fria ou exatamente

sobre a frente fria. Ele mostrou também que em casos de tempestades que não são supercélulas o desenvolvimento dos tornados também começa na baixa troposfera.

2.2.2 – MODELAGEM E OBSERVAÇÕES

A pouca frequência de ocorrência de alguns tipos de tornados e também a curta duração destes eventos tornam as pesquisas laboratoriais fundamentais para o conhecimento de alguns aspectos destes eventos.

Nas últimas décadas tem-se obtido progresso significativo com relação ao entendimento da dinâmica de fluxos tornádicos e os laboratórios de modelagem desempenham um importante papel neste processo. Segundo Church e Snow (1993) uma grande quantidade de tornados naturais e documentados foram simulados em laboratórios e estas simulações foram muito similares ao tornado natural. Neste artigo eles concluíram que a relação entre as características do fluxo e o número de Reynolds, principalmente em superfícies rugosas, não está bem estabelecida e esta relação pode ser interessante para a variação da viscosidade cinemática do fluido trabalhado. Uma questão pouco trabalhada nestas simulações laboratoriais é a interação do fluxo tornádico com o ambiente elétrico de uma tempestade.

As informações laboratoriais dão suporte também para a modelagem numérica pois podem fornecer valores de máximos de velocidade do vento, a relação entre o fluxo e a rugosidade da superfície, entre outros.

Os vórtices semelhantes a tornados são gerados em câmara de vórtice de tornado (TVC) onde é possível incorporar todos os fatores dinâmicos, termodinâmicos e microfísicos, existentes em um ambiente de tempestade.

Os tornados podem ser constatados através de dois métodos básicos: o método instrumental que faz uso de instrumentos como satélites, anemômetros, barômetros, radar Doppler entre outros; e o método visual. No início dos anos de 70 foi criado um projeto vinculado ao *National Severe Storms Laboratory – EUA (NSSL)*, para a interceptação de tornado, denominado *NSSL Tornado Intercept Project*. Com este projeto foi possível a

confirmação dos modelos desenvolvidos primeiramente pelo pesquisador Theodoro T. Fujita. Através deste projeto foram observados tornados que se formaram em terrenos montanhosos muito altos, em terrenos muito acidentados, ou seja, rugosos e também em áreas urbanas, dos quais, alguns exemplos foram citados no artigo publicado por Bluestein e Golden (1993).

Até cerca de 30 anos após a criação do radar Doppler, este instrumento era utilizado apenas para uma descrição qualitativa de tornados. A partir de 1980 os radares começaram a ser usados com sucesso para alertar sobre a ocorrência de tornados.

Um radar Doppler mede a componente radial de um alvo em movimento. O principal alvo do radar é a partícula de precipitação, embora o sensor do radar possa detectar o sinal retornado por qualquer material particulado, insetos e poeira por exemplo. As nuvens, assim como os funis de um tornado, são compostos por partículas de água condensada, que são muito pequenas, por isso necessitam da combinação de dois ou mais radares para detectá-las. Diante desta necessidade gera-se a dificuldade para equipar o Brasil com um sistema eficiente de detecção de tornados.

Em Joe e Leduc (1993) encontra-se um estudo estatístico evidenciando a importância do uso de radar meteorológico Doppler no processo de previsão de tempo severo para a cidade de Ontário/Canadá.

A fim de avaliar a resposta de sinais de radar Doppler para diferentes tipos de tempestades tornádicas e não tornádicas, Przybylinski *et al.* (1993) fizeram um estudo do caso ocorrido em 2 de junho de 1990 quando no centro e sul do estado de Indiana/EUA, durante o entardecer, se formaram 38 tornados em um período de 6 horas.

Através de marcas deixadas em solo americano, vistas em uma série de fotos aéreas, Fujita e Smith (1993) identificaram marcas circulares no solo, característica da ocorrência de tornados. Nestas fotos também são vistas evidências de sucção, da formação do olho no centro do tornado e também do movimento paralelo de mais de um tornado em torno de um mesmo ponto.

CAPÍTULO 3 - AMBIENTE CONVECTIVO

Os fenômenos que ocorrem em uma escala cujas dimensões variam de 1km até 100km e possui duração de 1 hora até 1 dia são classificados como eventos de mesoescala. Como exemplo pode-se citar os sistemas convectivos de mesoescala (SCMs), os complexos convectivos de mesoescala (CCMs) e as rajadas de vento.

Tempestades severas com potencial para gerar tornados são classificadas como eventos de mesoescala. Por esta razão nesta seção apresenta-se a teoria do ambiente convectivo de mesoescala capaz de gerar tornados, para posteriormente compreender melhor o ambiente tornádico efetivamente.

Tempestade convectiva é definida como a tempestade que é capaz de gerar granizo grande, com pedras de 2cm ou mais de diâmetro, e/ou rajadas de vento com força destrutiva, velocidade acima de 26m/s, e/ou tornados. Esta definição, apresentada por Johns e Doswell (1992) e Moller (2001), foi obtida a partir de tempestades que ocorreram na América do Norte. Desta forma não podemos tomar esta definição como a única e/ou melhor definição de tempestade convectiva para o Brasil. Lembra-se que a definição acima não considera o elemento presentes nas tempestades que ocorrem no Brasil, como chuvas intensas.

Para se entender a formação, desenvolvimento e decaimento de tempestades convectivas é necessário compreender claramente o que é convecção. Em geral, convecção se refere ao transporte de qualquer propriedade por um fluido em movimento, mais freqüentemente se refere ao transporte de calor. O calor é transportado por meio de três processos: radiação, condução e convecção. Em meteorologia usa-se o termo convecção para se referir ao transporte de calor executado pela componente vertical do fluxo associado com a flutuabilidade. O transporte de calor, ou de qualquer outra propriedade, que se dá pela parte do fluido atmosférico que não possui flutuabilidade é denominado de advecção.

Na atmosfera há várias formas de convecção e estas foram descritas por Doswell (2001). A convecção severa, que é a variedade de eventos destruidores produzidos pela convecção úmida e profunda, é geralmente resultado da liberação de energia proveniente da troca de fase do elemento água.

O calor liberado contribui com a flutuabilidade (B), que é o aspecto essencial de tempestades convectivas, sendo B definido por:

$$B \equiv g \frac{T - T'}{T'} \quad , \quad (3.1)$$

onde g é a aceleração da gravidade, T é a temperatura da parcela, e T' é a temperatura do ambiente analisado. O movimento descendente é conduzido pela flutuabilidade negativa, derivada das mudanças de fase da água, principalmente evaporação, e pelo efeito de carregamento da precipitação. Enquanto o movimento ascendente transporta ar quente para cima, o descendente carrega ar frio para baixo. Os meteorologistas denominam este movimento descendente de subsidência.

Este movimento convectivo forma células isoladas e/ou agrupadas e de vários tamanhos. Cada uma destas células convectivas em um ambiente atmosférico é denominada célula de tempestade convectiva. Observando algumas características especiais destas células convectivas Weisman (2002) apresentou a seguinte descrição: *“A célula convectiva é uma região com forte movimento ascendente, maior que 5m/s, e associado à precipitação intensa e tendo uma seção transversal horizontal de 10-100km², que se estende*

verticalmente até a troposfera.” Células convectivas intensas podem ter movimentos ascendentes com valores superiores a 60m/s e descendentes maiores que 30m/s.

Observando a quantidade e o tamanho das células convectivas que formam uma tempestade convectiva pode-se classificar tal tempestade em uma das três categorias:

- Tempestades de células ordinárias – é a tempestade convectiva mais básica. É um simples movimento ascendente em uma atmosfera instável e que atinge a troposfera produzindo grandes quantidades de chuva na forma líquida e também de gelo. Este evento dura em média de 30 a 50 minutos e em situações extremas dá origem aos *downburst* ou *microburst*, e trombas d’água e tornados sem supercélula.
- Tempestades de multicélulas – é um aglomerado de células convectivas ordinárias. A combinação dos fluxos para fora de cada célula forma uma grande frente de rajada. Em geral é observado um forte cisalhamento direcional em baixos níveis do vetor cisalhamento do vento vertical. Também estão associadas à ocorrência de tornados de curta duração e de *downburst* ou *microburst*.
- Supercélula de tempestade – é mais destrutiva das tempestades convectivas. Também consiste de um aglomerado de células convectivas ordinárias, no entanto são tempestades duradouras. As primeiras descrições de supercélulas foram realizadas por Browning em 1968.

O desenvolvimento de uma supercélula de tempestade foi detalhadamente descrito por Wallace e Hobbs (1977). As nuvens convectivas têm origem em nuvens com base bem definidas, do tipo cumulus, onde a NCL (nível de condensação por levantamento) tem uma altura uniforme ao longo de uma extensa área horizontal e o ar na parte superior da nuvem está bem misturado devido ao movimento convectivo. Conforme a nuvem envelhece o seu contorno vai ficando esfarrapado, principalmente no topo, devido ao aumento acentuado de partículas de gelo no interior da nuvem. Com o intenso vento na atmosfera superior, o topo da nuvem começa a se expandir horizontalmente, formando uma bigorna e a nuvem cumulus transforma-se em nuvem cumulonimbus. Uma região com intenso cisalhamento do vento e contraste entre um ar frio e outro quente e instável possui

as condições meteorológicas adequadas para a formação de mesociclones dentro de nuvens cumulonimbus. Os mesociclones são colunas de ar que tem uma pronunciada rotação ciclônica e que se estende da base da cumulonimbus adentrando até 10km na troposfera. Estes mesociclones são facilmente identificados por radar Doppler e em alguns casos podem ser identificados por um observador próximo ao sistema convectivo. Quase todos os mesociclones dão origem a tornados, cujo funil toca o solo cerca de meia hora depois de observado o mesociclone. O vento no mesociclone tem velocidade da ordem de 36km/h e atinge valores da ordem de 360km/h na periferia do tornado associado. Na Figura 3.1 tem-se a foto (a) e um esquema ilustrativo (b) de uma supercélula que apresenta um mesociclone e também um tornado associado a este.



FIGURA 3.1 – Ilustração de formação de uma supercélula de tempestade convectiva, (a) foto de uma supercélula de tempestade convectiva real e (b) esquema ilustrando as circulações e os diferentes ambientes dentro desta supercélula.

Foram descritos por Doswell *et al.* (1996) três ingredientes básicos para a formação de tempestades: umidade na baixa troposfera, instabilidade potencial e algum mecanismo de levantamento. Um dos mais importantes mecanismos de levantamento para a geração de tempestade é o cisalhamento vertical do vento.

Revisando os processos de interpretação de hodógrafas utilizadas no diagnóstico de cisalhamento do vento em Doswell (1991), este pesquisador também efetuou uma revisão sobre as condições que contribuem para o desenvolvimento do cisalhamento.

A relação entre o cisalhamento vertical do vento e a vorticidade do ambiente é muito importante e deve ficar muito clara para posteriormente facilitar a compreensão sobre o ambiente tornádico.

A vorticidade pode ser definida de várias maneiras diferentes, mas equivalentes. A definição mais comum é que o vetor vorticidade ζ é o rotacional do vetor velocidade do

vento ($\nabla \times \vec{V}$). O vetor vorticidade $\vec{\zeta}$, também conhecido com vorticidade relativa, pode ser separado em componentes do sistema cartesiano ortogonal, $\vec{\zeta} = \zeta_x \vec{i} + \zeta_y \vec{j} + \zeta_z \vec{k}$ sendo,

$$\zeta_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial z} \quad \zeta_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \quad \zeta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (3.2)$$

Adicionando o parâmetro de Coriolis f no termo ζ_z obtemos a vorticidade absoluta, que é a componente vertical do vetor vorticidade. Os outros dois termos são as componentes horizontais.

Supondo-se uma aproximação equivalente à aproximação hidrostática, para desprezar a contribuição das mudanças horizontais do vento vertical, as componentes horizontais do vetor vorticidade podem então ser escritas como,

$$\zeta_x = -\frac{\partial v}{\partial z} \quad \zeta_y = \frac{\partial u}{\partial z} \quad (3.3)$$

Desta forma tem-se que a vorticidade horizontal do ambiente é gerada pelas variações verticais do vento horizontal, isto é, pelo cisalhamento vertical do vento.

A Figura 3.2 abaixo apresenta um esquema da relação entre o vetor vorticidade (apontando para dentro da página) e o vetor cisalhamento do vento. A circulação pode ser obtida aplicando a regra da mão direita.

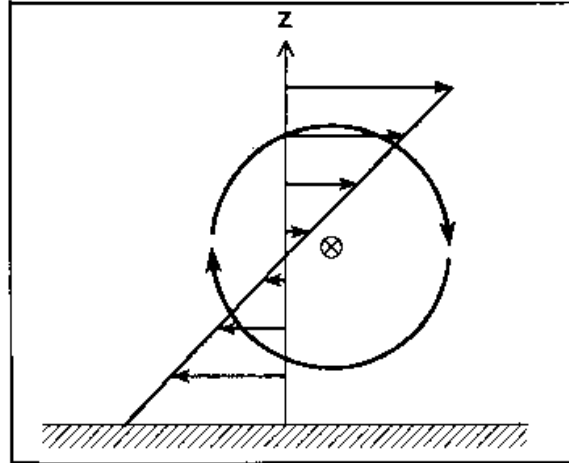


FIGURA 3.2 – Esquema da relação entre o vetor vorticidade, apontando para dentro da página, e o vetor cisalhamento do vento, facilmente visualizado pela regra da mão direita.
 Fonte: Doswell (1991)

Pode-se observar que uma parte da vorticidade horizontal é paralela ao fluxo na camada e outra é perpendicular. Desta forma a vorticidade horizontal pode ser decomposta assim, $\vec{\zeta}_h = (\zeta_s \vec{e}_s + \zeta_c \vec{e}_c) = (\zeta_s, \zeta_c)$, onde \vec{e}_s e \vec{e}_c são os vetores unitários nas direções paralelo e perpendicular ao fluxo, enquanto ζ_s e ζ_c são as componentes paralela e perpendicular ao fluxo da vorticidade. Os índices *s* e *c* vem da denominação em inglês *streamwise* e *crosswise* para os termos que são paralelos e perpendiculares ao fluxo respectivamente. No caso da parte da vorticidade que é paralela ao fluxo, que surge apenas quando a direção do vento varia com altura, novamente negligenciando a contribuição do gradiente horizontal dos movimentos verticais, observa-se o fluxo como sendo helicoidal. Assim o termo helicidade está associado diretamente com a parte da vorticidade que é paralela ao fluxo.

A Figura 3.3 mostra de forma esquematizada como a superposição de vorticidade horizontal ($\vec{\zeta}_h$) paralelo ao fluxo horizontal (\vec{V}_h) produz um fluxo helicoidal.

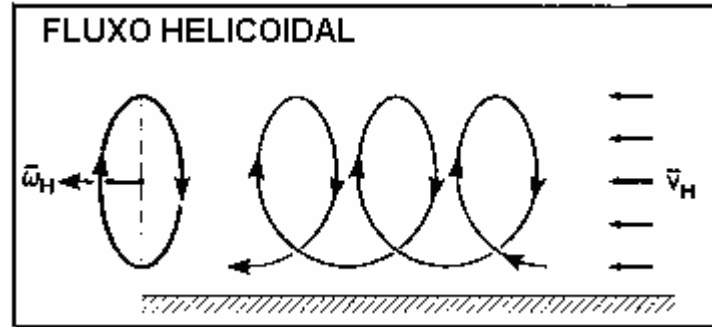


FIGURA 3.3 – Esquema mostrando a produção de um fluxo helicoidal através da superposição da vorticidade horizontal ($\vec{\zeta}_h$) paralelo ao fluxo horizontal (\vec{V}_h).

Uma definição mais precisa de helicidade é dada pela relação entre o vetor vorticidade horizontal ($\vec{\zeta}_h$) e o vetor velocidade horizontal (\vec{V}_h). Notar que $\vec{V}_h = V \vec{e}_s$, tal que $\vec{V}_h * \vec{\zeta}_h = V \vec{\zeta}_h = H_l$, onde “*” corresponde ao produto interno e H_l é valor local da helicidade. Este valor de H_l é tido como local no sentido de que \vec{V}_h e $\vec{\zeta}_h$ podem variar em cada ponto do campo e inclusive entre um nível e outro do ambiente. Como este valor local não é representativo de todo o ambiente, é comum determinar um valor integrado ao longo da vertical na esperança de encontrar um único valor significativo. Esta helicidade integrada na vertical (H) é definida como:

$$H = \int_{z_0}^{z_1} \vec{V}_h \cdot \vec{\zeta}_h dz, \quad (3.4)$$

sendo a helicidade neste caso integrada de z_0 a z_1 , que são os limites inferior e superior, respectivamente, da camada na qual a helicidade será analisada.

Como pode ser visto, o cisalhamento vertical do vento é um dos mais importantes elementos formadores de tempestades severas.

3.1 – AMBIENTE TORNÁDICO

Os tornados podem se formar a partir de qualquer tipo de convecção, independente do tamanho de evento gerador.

O ambiente tornádico é um ambiente instável, de convecção profunda gerada pela intensa convergência em superfície. Esta intensa convergência está diretamente associada com um centro de baixa pressão e, conseqüentemente, força a existência de vorticidade negativa.

O movimento ciclônico em um ambiente tornádico também é causado pela força de Coriolis. Considerando uma parcela de ar acelerada em direção de um centro de baixa pressão, esta sofre um desvio para a esquerda, no Hemisfério Sul, dando origem ao movimento no sentido dos ponteiros do relógio. Outros elementos meteorológicos também compõem o cenário tornádico, entre estes o cisalhamento do vento, que pode ser tanto em direção como em velocidade e intensos gradientes de temperatura e de pressão.

3.1.1 – MODELO TEÓRICO

Ao longo dos anos diversos pesquisadores estudaram o ambiente propício para a geração de tornados, na busca de como e quando estes elementos surgem e ou se intensificam, a fim de obter o melhor modelo que descreva a formação dos eventos tornádicos. Estes pesquisadores obtiveram resultados através de observação direta, análise de dados de superfície e de perfil atmosférico, modelagem numérica, modelagem física, etc.

Muitas das descobertas foram reunidas por Lewellen (1993) em uma revisão bibliográfica sobre a teoria de vórtices. Neste trabalho ele apresenta alguns parâmetros que auxiliam na descrição dos eventos tornádicos e descreve o comportamento em pelo menos quatro regiões físicas do evento.

Os parâmetros apresentados por Lewellen (1993) são usados na tentativa de descrever a aparência, o movimento giratório, a profundidade, as forças internas, entre outros elementos que compõem o tornado.

O primeiro parâmetro é denominado taxa de aparência (AR - do inglês *aspect ratio*), e tenta fornecer uma medida do aspecto do tornado, relacionando o raio do tornado com a sua altura.

O segundo parâmetro foi denominado taxa de giro (S – do inglês *swirl*) que relaciona a velocidade tangencial do fluxo através do contorno e a velocidade vertical média no topo do domínio.

O terceiro parâmetro descreve a influência do tamanho físico da escala através de alguns números de Reynolds, que relacionam a velocidade tangencial do fluxo periférico do tornado, o raio deste tornado e o coeficiente de viscosidade cinemática do fluido. Este é um parâmetro importante para simulações numéricas e de laboratório.

Um quarto parâmetro envolve algumas medidas das forças de flutuabilidade dentro do vórtice através de alguns números de Froude (Fr). Segundo Lewellen (1993) ainda não está claro quanto importante é este parâmetro para os tornados. Certamente as flutuações devido ao calor latente liberado pela condensação, ou absorção, ou evaporação, exercem um papel dominante na grande tempestade que gera o tornado. Ele acredita que Fr tem maior importância no fluxo central dos altos níveis do tornado do que nos baixos níveis.

Lewellen ainda cita alguns outros parâmetros introduzidos por diversos pesquisadores mas que são de difícil formulação. Dentre estes estão parâmetros que consideram a influência da compressibilidade através do número de Mach e outros que tentam medir elementos como a forma do fluxo radial para dentro; a forma da divergência no topo do vórtice e a flutuabilidade obtida através da condensação do vapor d'água dentro do vórtice.

Como citado anteriormente, em seu trabalho de 1993, Lewellen separou o tornado em quatro regiões físicas distintas, que possuem características específicas no fluxo e são induzidas por diferentes elementos meteorológicos, sendo elas:

- Fluxo central;

- Camada limite superficial;
- Fluxo interno;
- Fluxo superior.

3.1.1.1 - FLUXO CENTRAL

Nesta região observa-se a convergência horizontal que causa a ascendência do ar e também gera a vorticidade vertical. Lewellen cita o trabalho de Hess *et al.* (1988) que observou as condições necessárias para a ocorrência de vórtices semelhantes a tornados na Camada Limite Planetária, constatando que os ambientes são favoráveis à formação destes vórtices quando se observa a desigualdade,

$$-\frac{h}{L} < 100, \quad (3.5)$$

onde h é a altura da camada de mistura e L é o comprimento de Monin-Obukhov. O comprimento de Monin-Obukhov é proporcional à altura acima da superfície em que a produção turbulenta por flutuação é superior à produção por efeito de cisalhamento. A escala de comprimento de Monin-Obukhov (L) é um importante parâmetro para a determinação das condições de instabilidade/estabilidade da camada limite superficial. Se $L < 0$ a camada é instável, se $L > 0$ a camada é estável e $L \rightarrow \infty$ a camada é neutra.

Lewellen ainda cita alguns pesquisadores que concluíram que a proximidade entre o ar descendente frio, dos arredores da tempestade, e o ar ascendente quente, no centro da tempestade, é o contraste suficiente para dar início a um tornado forte.

3.1.1.2 - CAMADA LIMITE SUPERFICIAL

A variação na turbulência perto da superfície é importante para determinar a estrutura detalhada do fluxo.

A presença de uma fronteira impõe um forte contraste na dinâmica da turbulência. Na ausência de alguma força externa ao fluxo, isto leva a uma lei logarítmica na região de contorno, que diz que o fluxo de momento é constante enquanto a velocidade diminui logarítmicamente com a aproximação da superfície. Esta variação logarítmica é válida para velocidade tangencial na camada limite superior do vórtice, mas é válido apenas para velocidade radial extremamente perto da superfície, esta análise está realizada detalhadamente em outro trabalho de Lewellen de 1977.

3.1.1.3 - FLUXO EXTERNO

A interação entre o fluxo superficial (convergência) e o comportamento do fluxo nos arredores do eixo central do vórtice é determinada qualitativamente pela taxa de giro S . Quando $S=0$ o fluxo ao redor do eixo central ainda não é excessivo e necessariamente ascendente. Conforme a taxa de giro vai aumentando, vai aumentando também o fluxo no entorno do eixo central do vórtice, chegando até mesmo a formar uma corrente descendente na região central do vórtice. Esta situação extrema é estabelecida pela alta instabilidade na região anelar central do vórtice, e nestes casos podem ocorrer as formações de outros vórtices girando em torno do vórtice primário.

3.1.1.4 - FLUXO SUPERIOR

As discussões sobre o fluxo superior possuem um elevado grau de incerteza, pois, necessariamente inclui as condições de fronteira do topo, ou seja, da tempestade mãe que gerou o vórtice. Lewellen (1977) argumentou que o ar que ascende até o topo força o fluxo a divergir para fora. Um ar descendente, secundário, ao longo do eixo de rotação é induzido pela baixa pressão central em baixos níveis. Se este ar para baixo induzido pela pressão penetrar do topo até a superfície, então a tempestade terá um olho semelhante a um mini furacão. O que foi e continua sendo controverso é em que momento se forma o olho de tornados fortes, se é que eles existem.

3.1.2 - CARACTERÍSTICAS

Os parâmetros e regiões discutidos anteriormente constituem parte ou a totalidade do ambiente tornádico, ou seja, do ambiente favorável ao desenvolvimento de vórtices convectivos. Nesta seção discutiremos algumas características comprovadamente relacionadas com a ocorrência de tornados.

Um vórtice tornádico pode ser estável. Denomina-se estabilidade a manutenção da turbulência de uma tempestade. Esta estabilidade ocorre quando a queda normal da energia turbulenta é impedida. A interrupção da queda da energia turbulenta pode ser parcialmente explicada pela helicidade, que é o vetor do produto interno da velocidade e da vorticidade, pois algumas pesquisas em turbulência mostraram que altos níveis de helicidade tendem a retardar o decaimento de energia turbulenta.

Uma importante característica de tornados é a intensa velocidade máxima dos ventos. Estimar o máximo de velocidade do vento é difícil, mas pode ser obtida através de algumas técnicas onde se tenta medi-lo através de: marcas no solo, sensoriamento remoto (fotogrametria, processamento de imagens, etc.), medida com instrumentos, análise dos danos entre outros.

Alguns pesquisadores já obtiveram os valores desta variável, e também de pressão, através de instrumentos convencionais como anemômetro ou barômetro aneróide. Isto só é possível quando o tornado passa por cima ou dentro de uma estação meteorológica e os instrumentos sobrevivem ao evento, deixando assim o registro de sua velocidade do vento e da pressão atmosférica.

O artigo publicado por Bluestein e Golden (1993) tras alguns valores de velocidade de vento obtidos por diversos pesquisadores que observaram tornados ocorridos nos Estados Unidos da América. Observando os dados de um anemômetro, Fujita *et al.* (1970) encontraram traços que mostravam claramente a passagem de dois tornados na área onde estava instalado o instrumento: o primeiro tornado com rajadas de 65m/s e o segundo com intensidade associada à força de um furacão ($\geq 30\text{m/s}$) que passou pela estação cerca

de 1 hora depois. Um evento tornádico ocorrido em 30 de abril de 1970 passou pela estação da *National Severe Storms Laboratory* - EUA (NSSL) registrando rajadas de 46m/s segundo Barnes (1978).

A fotogrametria é uma técnica de sensoriamento remoto usado para estimar a velocidade do vento em um tornado, fazendo uso de fotos ou vídeos do evento tornádico. Geralmente o tornado é rastreado a partir de grandes áreas com os destroços que circundam o tornado ou por um elemento persistente da nuvem que gerou o tornado. O uso da fotogrametria para estimar a velocidade do vento de tornados apresenta algumas dificuldades: somente a componente do vento normal a mira da câmera pode ser estimada; apenas os destroços exteriores do tornado podem ser rastreados, por causa da poeira do tornado, não sendo estimado ventos que provavelmente seriam os mais fortes; e a grande distância de segurança a que deve estar o equipamento de rastreo e também a velocidade de quadros dos vídeos acarretam distorções na aquisição dos dados de velocidade do vento. Assim a velocidade do vento pode ser inferida com confiabilidade variável e as vezes desconhecida. Esta técnica foi muito utilizada durante as décadas de 70 e 80, mas devido a pouca confiabilidade dos dados e com o avanço dos radares Doppler, esta vem sendo a cada dia menos utilizada. No entanto, no mesmo artigo, Bluestein e Golden (1993) citam uma série de pesquisadores que fizeram estudos fotogramétricos para estimar a velocidade do vento de tornados, e estes encontraram valores que variam de 60 a 95m/s e suas alturas de ocorrência dentro do tornado ficam no intervalo de 15 a 200m.

De um modo geral, os cientistas concordam que a velocidade do vento em um tornado violento não excede 110-130m/s.

Alguns instrumentos portáteis como TOTO (*Totable Tornado Observatory*), radiossondas, mísseis capazes de penetrar o centro de um tornado e também radares Doppler foram desenvolvidos por pesquisadores americanos a fim de obter uma estimativa das variáveis meteorológicas dentro do tornado.

Utilizando um sistema de modelo fechado, Fiedler (1993) obteve alguns resultados que indicavam que a subsidência quente não é um processo necessário para a formação de tornados intensos. Fiedler procedeu à comparação entre três situações: uma

sem rotação, uma outra com rotação em superfície lisa e uma terceira com rotação em superfície rugosa. Os resultados mostraram que a taxa entre a velocidade horizontal máxima no topo da solução rugosa e o topo da solução lisa fora de 1,55. Em outras condições este observou que a velocidade vertical (w_{\max}) se relaciona com velocidade horizontal (V_{\max}) através dos seguintes valores: $w_{\max} = 1.62 V_{\max}$ para a grande maioria dos casos, mas em casos de tornados intensos $w_{\max} \cong 2 V_{\max}$.

Através de experimentos laboratoriais e análises teóricas, Fiedler e Rotunno (1986) deduziram que V_{\max} em tornados violentos pode ser 1,7 vezes maior que a velocidade do fluxo para baixo de um tornado fraco.

A intensidade do vento também pode ser estimada através da análise da destruição provocada com a passagem do tornado. Em geral são necessárias fotografias aéreas para efetuar estas análises. Fujita e Pearson (1973) desenvolveram uma técnica auxiliar, provavelmente a mais utilizada, para efetuar a estimativa desta variável. Eles criaram uma escala, denominada "*Fujita-Pearson Tornado Intensity Scale*", Tabela 3.1. Esta é utilizada pelos meteorologistas para medir a intensidade dos ventos de um tornado, com base no exame da destruição causada pela passagem deste tornado sobre estruturas construídas pelo homem. Apesar deste não ser um sistema perfeito para relacionar destruição e velocidade do vento, a escala Fujita-Pearson possui vantagens distintas sobre outros sistemas de avaliação, pois sua utilização é fácil, prática e não envolve elevados investimentos financeiros ou de tempo.

TABELA 3.1 – Escala de intensidade de tornados Fujita-Pearson.

Fonte: Fujita e Pearson (1973).

Escala	Intensidade	Velocidade do vento (km/h)	Destruição
F0	Fraco	Até 110	Danos em chaminés e placas de sinalização, galhos de árvores quebrados, árvores de raízes superficiais arrancadas
F1	Moderado	111 a 180	Algumas telhas de casas simples e alpendres arrancados, desloca trailers de suas fundações, tira carros das rodovias
F2	Significativo	181 a 250	Danos consideráveis, telhados de casas pré-fabricadas e coberturas de box arrancados, trailers destruídos, grandes árvores derrubadas ou arrancadas, objetos leves lançados como mísseis
F3	Severo	251 a 330	Telhados e algumas paredes de casas bem construídas arrancados, trens revirados, a maioria das árvores arrancadas
F4	Devastador	331 a 420	Casas bem construídas são levantadas; estruturas de fundação fraca são arremessadas; carros e objetos pesados lançados como mísseis
F5	Inacreditável	421 a 510	Casas fortes são arrancadas e movidas a uma distância considerável e desintegradas, carros voam por mais de 100m, árvores arrancadas pela raiz, estruturas de ferro e concreto reforçadas destruídas severamente
F6	Inconcebível	511 a 610	Ventos raros, a área destruída pode ser confundida com danos causados por F4 e F5, alguns danos secundários podem não ser associados a um F6, estudos de engenharia podem não identificar um F6, cujos danos poderiam ser reconhecidos de alguma maneira pelo padrão de torção do solo.

O tornado também se caracteriza por intensa queda na pressão atmosférica, que pode ser obtida através de instrumentos simples como um barômetro aneróide.

Segundo Bluestein e Golden (1993) alguns pesquisadores americanos obtiveram valores de déficit de pressão em tornados através deste instrumento e eles relatam alguns casos. Foram obtidos valores de queda na pressão da ordem de 200mb, no entanto estes valores foram considerados com baixa confiabilidade por terem sido obtidos com barômetros domésticos. Segundo Ward (1964) o mesociclone ocorrido na cidade de Newton/Kansas em 1962 registrou um déficit de pressão de 34mb, mas este valor foi considerado pequeno. No entanto Davies-Jones e Kessler (1974) obtiveram déficit da ordem de 100mb no centro de um tornado, cujos dados apresentaram boa confiabilidade.

3.1.3 - PREVISÃO

A previsão de tornados consiste de duas partes: antecipação do potencial para a geração de tornado de uma tempestade e acompanhamento desde o desenvolvimento da tempestade que pode gerar o tornado. Segundo Doswell *et al.* (1996) desde a década de 50 os americanos são alertados para a ocorrência de tornados, no entanto, a palavra tornado não era usada com receio de causar pânico na população. Neste período o radar meteorológico era uma tecnologia muito recente, mesmo nos Estados Unidos, e por isso haviam poucos instrumentos instalados e os técnicos e operadores ainda não conheciam profundamente os dados obtidos através deste instrumento. O meio mais eficiente para a previsão de tornados era a análise sinótica, mas este método apresentava baixa confiabilidade. A previsão de tornados adquiriu maior precisão na década de 70 com o avanço dos modelos numéricos de mesoescala. No entanto o tempo computacional para gerar a previsão era elevado e muitas vezes não havia tempo para acionar o sistema de alerta. Assim o avanço dos modelos na década de 70 contribuiu principalmente para o entendimento das características das tempestades que poderiam gerar tornados. Quando os meteorologista e operadores de radar Doppler aprenderam a obter o máximo de informações das imagens de radar, estas contribuíram para um novo salto evolutivo dos modelos numéricos de mesoescalas. Outro importante avanço ocorreu com a criação dos times de caçadores de tornados que contribuíram com grande número de observações visuais detalhadas de variedades de tempestades tornádicas e não tornádicas..

Segundo Davies e Johns (1993) conhecer o perfil vertical do vento contribui para a previsão de tornado, pois pode se conhecer o cisalhamento do vento, a vorticidade, os fluxos e a helicidade em um ambiente tornádico, sendo este último elemento o mais importante parâmetro de vento para indicar o potencial de uma tempestade para gerar ou não um tornado.

No Brasil alguns pesquisadores começam a se preocupar com um meio operacional de previsão dos eventos tornádico ocorrido em território brasileiro. Alguns parâmetros atmosféricos que podem auxiliar na identificação de ambientes favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas são apresentados por Nascimento (2005) em uma

descrição atualizada de tais parâmetros. Neste artigo são destacados condições de intensa instabilidade convectiva e cisalhamento vertical do vento, utilizando dados de perfis atmosféricos, obtidos por observações ou por saídas de modelos de mesoescala. Para a inserção dos parâmetros em um contexto dinâmico, a fim de melhor avaliar o valor prático das informações obtidas de tais parâmetros, Nascimento (2005) utilizou uma aproximação de Boussinesq. Esta aproximação é uma simplificação das equações que governam o escoamento atmosférico, baseado na suposição de que a variação de densidade não é importante para a dinâmica, exceto quando a densidade está associada com a gravidade. Isto é, a densidade é considerada constante em todos os termos das equações governantes exceto no termo de flutuabilidade das parcelas do fluido. Os parâmetros descritos por Nascimento (2005) são:

- Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), e suas variações;
- Inibição Convectiva (CINE);
- Nível de Condensação por Levantamento (NCL);
- Índice de Instabilidade por Levantamento (ILEV);
- Índices Showalter (K);
- Índice Total Totals (ITT);
- Taxa da queda de temperatura ambiental com a altura (LR – *lapse rate*);
- Medidas do cisalhamento vertical do vento;
- Helicidade relativa (HR) e deslocamento esperado de tempestades;
- Índice de energia-helicidade (IEH);
- Parâmetro de Supercélula (SUP);
- Número de Richardson Volumétrico (NRV);
- Índice SWEAT;
- Escoamentos Relativos a Tempestades (ERT);
- Parâmetro de Geração da Vorticidade (PGV);
- Outros Índices: Fawbush-Miller, WINDEX, etc;

- Parâmetros Convectivos e a geração de granizo.

Por fim, Nascimento (2005) elaborou uma representação esquemática de uma estratégia operacional de previsão de tempo severo que pode ser adotada no Brasil. Este esquema está apresentado na Figura 3.4 abaixo onde cada coluna representa um nível na escala temporal de previsão convectiva, com os respectivos retângulos cinzas [brancos] indicando o principal procedimento [as principais ferramentas] (não necessariamente o único [as únicas]) na identificação de situações favoráveis ao desenvolvimento de tempestades severas. Abreviações: MCG: modelo de circulação geral da atmosfera; RMO: rotina de mesoanálise objetiva; DAT: descarga atmosférica.

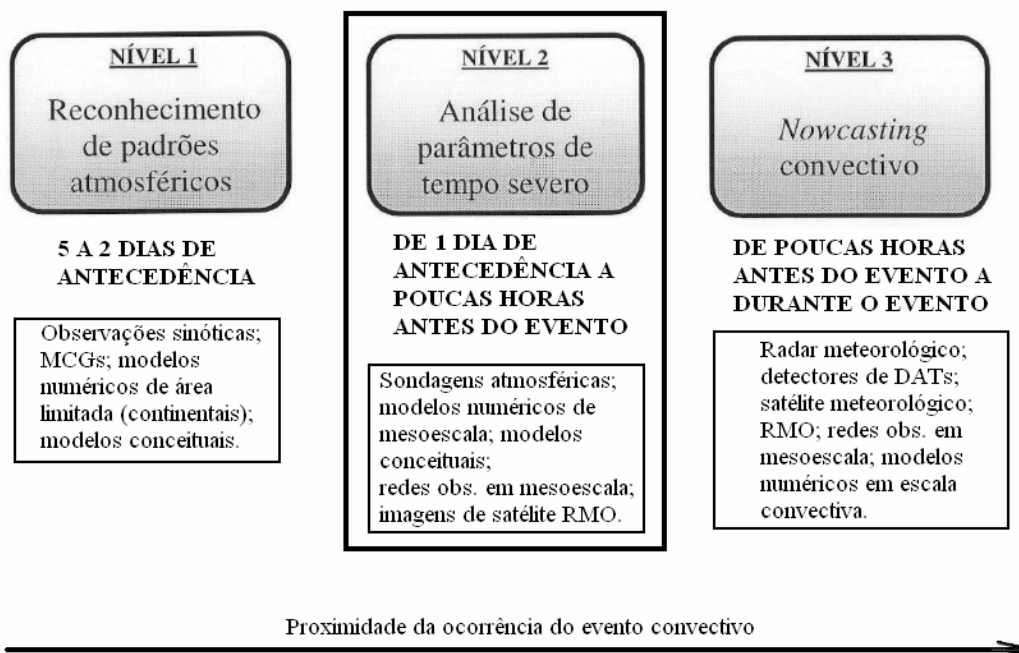


FIGURA 3.4 - Representação esquemática de uma estratégia operacional de possível aplicação no Brasil para a previsão de tempestades convectivas severas. *Fonte: Nascimento(2005).*

Utilizando cerca de 400 observações da altura da base de nuvens convectivas, formadas sobre os EUA no período de abril a agosto de 2001, Craven *et al.* (2002) efetuaram a comparação do nível de condensação por levantamento (NCL) de parcelas de ar ascendente, tomadas em duas alturas diferentes: em camadas ao nível da superfície e camadas nos médios níveis da troposfera. Constataram que as parcelas que foram tomadas

nos níveis médios são mais representativas das condições reais associadas com o desenvolvimento de nuvens convectivas, e isto têm implicação direta no cálculo de parâmetros termodinâmicos como o parâmetro CAPE e a inibição convectiva. Em adição, eles encontraram que os valores de CAPE baseados na superfície são maiores que duas vezes os valores de CAPE dos níveis médios, evidenciando o cuidado que deve ser tomado na escolha da parcela de ar para o cálculo do parâmetro CAPE.

A previsão de eventos tornádicos gera um problema novo; o que fazer com as comunidades que podem ser atingidas por tais eventos? Por causa da frequência e da intensidade dos tornados que ocorrem nos Estados Unidos, neste país existe um sistema de proteção bem definido, que envolve a previsão, a divulgação de alertas e o deslocamento da comunidade para abrigos, a fim de reduzir o impacto social causado por eventos severos. É sugerido por Doswell (2003) que o modelo americano de infraestrutura para a proteção contra tornados não seja tomado como um modelo para outros países. Devem ser avaliadas as características e intensidade dos eventos que ocorrem nesta outra localidade e assim criar sistemas de proteção que estejam inseridos no contexto, social, econômico e cultural daquela nação.

CAPÍTULO 4 – SATÉLITES

Este Capítulo tem por objetivo apresentar as informações técnicas sobre as imagens do *Geoestacionary Operational Environmental Satellite* – GOES e também do METEOSAT.

O satélite GOES, de órbita geoestacionária, é um instrumento de monitoramento das condições ambientais da Terra e do espaço, foi criado para auxiliar o Serviço Nacional de Meteorologia (NWS) dos Estados Unidos e é mantido pelo *National Oceanic and Atmospheric Administration* - NOAA. Está situado a 35.790km de altitude sobre a linha do Equador, sendo que o programa é composto por dois satélites, um leste posicionado sobre o meridiano 75°W e um oeste sobre o meridiano 135°W. Possui dentre os sensores para a vigilância da Terra e do espaço 5 canais imageadores e 19 canais que são utilizados para sondagem vertical da atmosfera. O equipamento de imageamento é composto por 5 canais e as características espectrais e espaciais de cada um dos canais está na Tabela 4.1. Suas imagens são disponibilizadas a cada 30 minutos.

TABELA 4.1 – Informações sobre resolução espectral e espacial do satélite GOES.

Canal	Faixa espectral	Comprimento de onda	Resolução espacial
1	Visível	0,55 μ m – 0,75 μ m	1km x 1km
2	IR próximo	3,8 μ m – 4,0 μ m	4km x 4km
3	IR médio (vapor d'água)	6,5 μ m – 7,0 μ m	8km x 8km
4	IR distante (termal)	10,2 μ m – 11,2 μ m	4km x 4km
5	IR distante (termal)	11,5 μ m - 12,5 μ m	4km x 4km

O METEOSAT também é um satélite de órbita geoestacionária, foi criado pela Agência Espacial Européia e é mantido pela EUMETSAT, que é uma organização intergovernamental que reúne mais de 29 países europeus. Orbita sobre a intersecção da Linha do Equador com o Meridiano de Greenwich a uma altitude aproximada de 35.800km. As características espaciais e espectrais estão Tabela 4.2 abaixo e este satélite fornece imagens da Terra a cada 30 minutos.

TABELA 4.2 – Informações sobre resolução espectral e espacial do satélite METEOSAT.

Canal	Faixa espectral	Comprimento de onda	Resolução espacial
1	Visível e IR próximo	0,55 μ m – 0,9 μ m	2,5km x 2,5km
2	IR médio (vapor d'água)	5,7 μ m – 7,1 μ m	5km x 5km
3	IR distante (termal)	10,5 μ m - 12,5 μ m	5km x 5km

O comportamento de cada um dos constituintes atmosféricos é variável de acordo com o comprimento de onda da radiação que incide sobre este constituinte. Assim, ao detectar o padrão comportamental de um elemento que compõem a atmosfera em um determinado comprimento de onda, este comportamento será válido para qualquer instrumento imageador.

As imagens obtidas no canal do visível, independente do satélite, mostram a quantidade de radiação solar refletida pela Terra ou pela atmosfera. Estas imagens são uma boa aproximação para o albedo da Terra, que é a percentagem de luz solar que chega e que é refletida pela superfície. Desta forma os tons claros nas imagens representam áreas de alta refletividade e os tons escuros de baixa refletividade. Como os continentes e o mar são bons absorvedores da radiação solar, aparecem escuros nas imagens. As nuvens que são espessas

aparecem brilhantes pois possuem muitas partículas que refletem a radiação. No entanto, as nuvens finas são pouco ou nada visíveis.

As imagens no canal do vapor d'água são obtidas quando os sensores captam a radiação nos comprimentos de onda de aproximadamente $6\mu\text{m}$. A radiação que chega do Sol não inclui estes comprimentos de onda, assim é necessário que os sensores percebam a radiação térmica emitida pela Terra e seus componentes (solo, nuvens, poeira, vapor d'água). O vapor d'água e as gotas de água, ou seja, as nuvens, absorvem a radiação térmica que chega até eles e voltam a emitir radiação térmica. O constituinte atmosférico vapor d'água está presente em quase toda a troposfera, mesmo nos altos níveis. Assim, a camada de ar mais próxima da superfície não aparece nas imagens obtidas na banda do infravermelho médio, ou seja, canal do vapor d'água, pois a radiação térmica emitida por esta camada é absorvida pela camada imediatamente acima dela. Pelo mesmo motivo também não é possível obter resposta espectral dos contornos dos continentes e dos mares. Entretanto, os mares e os continentes apareceram nas imagens desde que não haja nuvens ou camadas de ar muito úmidas sobre estes. As nuvens altas e espessas também emitem radiação térmica e por isso apresentam resposta espectral na banda do infravermelho médio ou canal do vapor d'água. Quanto mais alta a nuvem, mais fria ela é, e portanto, menos radiação térmica ela emite. Desta forma, todas as nuvens altas deveriam aparecer escuras nas imagens do canal do vapor d'água, mas a imagem original é possessada de maneira a se obter o negativo desta, como um negativo de filme fotográfico. Assim as nuvens altas e densas aparecem claras e os continentes e mares aparecem escuros.

No canal do infravermelho termal ou distante, os sensores captam a energia emitida pela superfície e pela atmosfera. A intensidade da radiação é a mesma tanto durante o dia como à noite, e este é o canal que melhor distingue a temperatura entre as diferentes camadas da atmosfera. A maior dificuldade é em detectar as nuvens muito próximas da superfície, pois estas apresentam temperaturas semelhantes à própria superfície. Como no canal do vapor d'água, esta imagem no infravermelho termal também é um negativo da imagem original, pois as superfícies da Terra e do mar são ótimos emissores de radiação e, originalmente, deveriam aparecer claros, e as nuvens frias, escuras.

As nuvens que geram tornados em geral são nuvens profundas e no seu topo a temperatura pode ficar abaixo dos 60°C negativos com facilidade. Assim, estas nuvens podem ser detectadas em qualquer uma das faixas espectrais das imagens do GOES e do METEOSAT. Entretanto, uma outra dificuldade surge, pois estas nuvens dificilmente estão isoladas e na maioria das vezes suas características são disfarçadas pela presença de outras nuvens convectivas e até mesmo do sistema convectivo no qual a nuvem está inserida.

As imagens de satélite representam os processos termodinâmicos e dinâmicos da atmosfera, e reconhecer estes processos é importante para compreender o comportamento da atmosfera. Alguns sistemas meteorológicos apresentam características especiais e são facilmente detectadas em imagens de satélite. No entanto no Brasil a maior dificuldade encontrada é a resolução temporal das imagens. O METEOSAT fornece imagens a cada 30 minutos assim como o GOES, sendo as últimas de maior resolução espacial. Entretanto, o GOES tem como principal objetivo vigiar o continente americano e, quando tempestades começam a se desenvolver sobre os EUA, o monitoramento desta tempestade via satélite também se intensifica. Com isto as imagens passam a ser fornecidas em período de 3 horas para outros países. Tempestades tornádicas são caracterizadas pelo rápido desenvolvimento da tempestade em um ambiente de forte cisalhamento vertical do vento. Por causa deste rápido desenvolvimento as imagens GOES do território americano são fornecidas a cada 5 minutos durante um tempo determinado depois de detectado o início de uma tempestade. Isto é muito comum durante o verão no Hemisfério Norte que é a temporada das tempestades.

Algumas características especiais, tanto do ambiente de mesoescala como da tempestade geradora de tornado, foram observadas em imagens de satélite por Purdom (1993). Como visto no capítulo 2, a umidade na atmosfera é um fator importante para o desenvolvimento de tempestades e apresentam uma significativa variabilidade em ambientes de mesoescala. Os dados de satélite, particularmente os geoestacionários, podem ter um papel importante no monitoramento da variabilidade horizontal de um determinado constituinte atmosférico. Tal capacidade foi demonstrada por diversos pesquisadores citados por Purdom (1993). Esses pesquisadores usaram satélites de órbita polar e geoestacionária e extraíram informações, principalmente no canal do infravermelho termal,

obtidos a partir dos instrumentos de *sounder* dos satélites utilizados. O propósito deste trabalho é usar apenas os instrumentos *imager*.

Os dados do canal do vapor d'água descrevem a umidade e nuvens na região da média e alta troposfera. Este canal distingue facilmente áreas úmidas e frias de áreas secas e quentes. Algumas características são relacionadas com áreas de advecção horizontal e movimento vertical em ambas escalas, sinótica e mesoescala. Segundo Weldon e Holmes (1991) fortes regiões baroclínicas, mesmo com correntes de jato e vortacidade máxima podem ser identificadas em regiões sem nuvens pelo forte gradiente de umidade detectado em $6,7\mu\text{m}$.

Segundo Reinke *et al.* (1995), como as nuvens de tempestade crescem rapidamente e atingem o topo da troposfera se resfriando intensamente, elas tornam-se visíveis em imagens de satélite no canal do infravermelho termal. Neste mesmo canal também é possível observar as bandas de nuvens associadas às tempestades ao longo de sistemas frontais.

Os pesquisadores Krennert e Zwatz-Meise (2003), utilizando imagens do METEOSAT no canal do visível verificaram uma profunda convecção sob condições de tempo bom que pode estar associada com uma zona de transição entre valores de pixel altos e baixos (claros e escuros). Este limite representa a transição entre a umidade relativa e o ar seco em níveis acima de 600mb e pode também ser características típicas de alguns parâmetros e ou processos que favorecem o aparecimento de células convectivas.

Estes limites brilhantes podem aparecer também em imagens GOES e NOAA, dependendo da resolução espacial das imagens, e poderão ser utilizados para diagnósticos de formação de sistemas e complexos convectivos.

Os pesquisadores Weaver e Lindsey (2004) descreveram algumas características de tempestades severas identificadas em imagens GOES. Três componentes são vistas no canal do visível: duas linhas de torres de cumulus, uma na parte de subsidência e outra na parte de convergência da tempestade, que são separadas por uma linha divisória. A linha divisória é uma parte da tempestade reconhecida por muitos

pesquisadores há muitos anos e aparece como uma banda de cumulus congestus de rápido crescimento que se desenvolve na região de ar ascendente da tempestade. Linhas organizadas de torres de cumulus também são observadas na parte de trás da tempestade onde há subsidência e convergência, estas duas linhas são separadas pela linha divisória. Linhas curtas e compactas de torres de cumulus também são observadas na parte de alimentação da tempestade facilmente identificáveis em imagens no canal visível.

Utilizando imagens GOES, nos canais do visível e do vapor d'água Bikos *et al.* (2002) estudaram a tempestade ocorrida em 3 de maio de 1999 em Great Plains/Oklahoma. No canal do vapor d'água eles observaram um aprofundamento de baixa amplitude na alta troposfera no oeste do EUA, desenvolvendo uma inclinação negativa, com uma corrente de jato de sul para sudeste sobre a Califórnia e um segundo jato se propagando rapidamente entre a Baixa Califórnia e o sul das Grandes Planícies.

Têm-se então, informações suficientes para a interpretação das imagens dos satélites GOES e METEOSAT a fim de identificar as nuvens convectivas possíveis geradoras de tornados.

CAPITULO 5 - DESCRIÇÃO DO MODELO RAMS

O modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*), desenvolvido por pesquisadores da Universidade do Colorado, Estados Unidos, é um modelo numérico de múltipla finalidade, designado para simular circulações atmosféricas que vão desde a microescala até a grande escala.

O RAMS pode ser aplicado tanto para diagnóstico quanto para prognóstico do tempo, através das simulações de fenômenos atmosféricos de mesoescala.

O modelo atmosférico constitui-se a partir de equações da dinâmica e da termodinâmica que governam os movimentos atmosféricos, suplementados por parametrizações opcionais. Dentre essas parametrizações, cita-se a difusão turbulenta; radiação solar e terrestre; cobertura vegetal e superfície do mar; processos de umidade; calor sensível e latente trocados na atmosfera; cúmulos; precipitação líquida, de neve e granizo, entre outras.

O modelo pode ser inicializado através de variáveis atmosféricas homogêneas, utilizando dados de uma sondagem da atmosfera de um ponto determinado da grade, cujas informações são extrapoladas para o restante do domínio selecionado, ou através da

inicialização variável. Nesta opção, utilizam-se dados provenientes de outros modelos numéricos, tais como o Global ou ETA do CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Clima), NCEP (*National Centers of Environmental Predictions* – Estados Unidos), entre outros.

Uma outra facilidade apresentada pelo RAMS é a possibilidade de estudar pequenos distúrbios atmosféricos juntamente com fenômenos de grande escala através do tratamento de grades aninhadas. Esse processo faz com que fenômenos que aparecem na grade de maior resolução possam ser “sentidos” na grade de menor resolução e vice e versa.

O RAMS contém, no seu código, várias opções e parametrizações que podem ser ativadas ou desativadas, conforme o interesse do trabalho a ser desenvolvido. O modelo foi estruturado de tal maneira que o código contém aspectos variando de hidrostático a não hidrostático, resoluções variando entre menos que um metro até centenas de quilômetros, domínios que vão de poucos quilômetros a todo um hemisfério e uma variedade de opções físicas.

As configurações de cada simulação com o RAMS são feitas através de um arquivo do tipo lista de variáveis (*namelist*), chamado RAMSIN, que é dividido em oito partes. A primeira parte (MODEL_GRIDS) está relacionada, principalmente, com a configuração das grades utilizadas em cada simulação. Nesse estágio são definidos o tamanho de cada grade e suas localizações, o número de grades, o número de pontos de grade e o espaçamento horizontal, o número de níveis verticais e de camadas de solo e o espaçamento vertical e tempo de simulação.

Na segunda parte (MODEL_FILE_INFO) são definidos os tipos de inicialização, se homogênea, através do uso de uma sondagem ou variável, através do uso de análises como as fornecidas pelo CPTEC, NCEP ou AVN; frequência de geração de arquivos de saída; os arquivos de topografia, ocupação do solo e temperatura da superfície do mar.

Na terceira parte (MODEL_INFO) são definidas as opções físicas e numéricas do modelo, tais como o tipo de condição de fronteira lateral, os parâmetros de radiação, convecção, difusão turbulenta, camada superficial e modelo de solo e microfísica.

A quarta parte (MODEL_SOUND) é destinada para a inclusão dos dados obtidos de sondagens no caso da inicialização homogênea.

A quinta parte (MODEL_PRINT) está relacionada com a impressão de resultados para verificação durante a simulação.

Na sexta parte (ISAN_CONTROL) são definidos os arquivos que serão utilizados, se a inicialização for heterogênea. Para esse tipo de inicialização, é possível a inclusão de dados de superfície e sondagens para uma melhor definição da condição inicial.

Na sétima parte (ISAN_ISENTROPIC) são definidos os parâmetros utilizados na análise objetiva realizada para a inicialização do modelo. O método utilizado para essa análise será descrito posteriormente.

A última parte (ISAN_GRAPH) está relacionado com a impressão dos resultados para a visualização utilizando-se do pacote gráfico *NCAR-Graphics*.

5.1 EQUAÇÕES GERAIS

O modelo utiliza algumas equações básicas, tais como; equação do movimento, equação da termodinâmica, equação da continuidade para a razão de mistura e a equação da continuidade de massa.

5.1.1 EQUAÇÕES DO MOVIMENTO

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (5.1)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (5.2)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g \theta'_v}{\partial \theta} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_m \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (5.3)$$

onde: **x** = coordenada cartesiana horizontal zonal;

y = coordenada cartesiana horizontal meridional;

z = coordenada cartesiana vertical;

t = tempo;

u = componente leste-oeste do vento;

v = componente norte-sul do vento;

w = componente vertical do vento;

g = aceleração da gravidade;

f = parâmetro de Coriolis;

K_m = coeficiente de viscosidade turbulenta da quantidade de movimento;

θ = temperatura potencial;

θ_v = temperatura potencial virtual;

π' = função Exner da perturbação.

5.1.2 EQUAÇÃO DA TERMODINÂMICA

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} \quad (5.4)$$

onde:

x = coordenada cartesiana horizontal zonal;

y = coordenada cartesiana horizontal meridional;

z = coordenada cartesiana vertical;

t = tempo;

u = componente leste-oeste do vento;

v = componente norte-sul do vento;

w = componente vertical do vento;

θ_{il} = temperatura potencial da água líquida e do gelo;

K_h = coeficiente de viscosidade turbulenta para o calor e a umidade;

rad = subscrito denotando a tendência devido à parametrização de radiação.

5.1.3 EQUAÇÃO DA CONTINUIDADE PARA RAZÃO DE MISTURA

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(k_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(k_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(k_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (5.5)$$

onde:

x = coordenada cartesiana horizontal zonal;

y = coordenada cartesiana horizontal meridional;

z = coordenada cartesiana vertical;

t = tempo;

u = componente leste-oeste do vento;

v = componente norte-sul do vento;

w = componente vertical do vento;

K_h = coeficiente de viscosidade turbulenta para o calor e a umidade;

r_n = razão de mistura da quantidade total de água, chuva, cristais de gelo e neve.

5.1.4 EQUAÇÃO DA CONTINUIDADE DE MASSA

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (5.6)$$

onde:

x = coordenada cartesiana horizontal zonal;

y = coordenada cartesiana horizontal meridional;

z = coordenada cartesiana vertical;

t = tempo;

u = componente leste-oeste do vento;

v = componente norte-sul do vento;

w = componente vertical do vento;

π' = função Exner da perturbação.

π = função Exner total;

R = constante do gás para o ar seco;

C_v = calor específico da água líquida;

ρ = densidade.

5.2 ESTRUTURA DA GRADE E SISTEMA DE COORDENADAS

A grade utilizada pelo RAMS é a grade padrão do tipo C de Arakawa desenvolvida por Messinger e Arakawa (1976) com variáveis termodinâmicas e de umidade definidas nos mesmos pontos de grade, e as velocidades u , v , w intercaladas em $1/2\Delta X$, $1/2\Delta Y$ e $1/2\Delta Z$, respectivamente.

Na grade horizontal pode-se utilizar um sistema de coordenadas cartesianas, com espaçamento horizontal uniforme utilizado através do domínio, ou um sistema de coordenadas estereográficas polares, onde o pólo de projeção é alternado para uma área próximo ao centro do domínio, o que minimiza a distorção da projeção sobre a área de interesse. Na grade vertical, é utilizado o sistema de coordenadas σ_z (sigma-z), onde o topo do domínio do terreno é completamente plano e o nível mais baixo segue a topografia do terreno, conforme Gal-Chen e Somerville(1975); Clark (1977) e Tripoli e Cotton (1982). O sistema de coordenadas é definido como:

$$\begin{aligned}x^* &= x \\y^* &= y \\z^* &= H \left[\frac{(z - z_g)}{(H - z_g)} \right]\end{aligned}\tag{5.8}$$

onde:

x^* , y^* e z^* representam as coordenadas transformadas;

x , y e z representam as coordenadas cartesianas;

H é a altura do topo da grade;

z_g é a altura da superfície local, em função de x e y .

5.3 CONDIÇÕES DE FRONTEIRA LATERAL

Um dos fatores importantes ao definir uma condição de fronteira lateral é permitir que ondas de gravidade tenham passagem livre pela fronteira, assim como os fenômenos advectivos, ao mesmo tempo em que não deve ser permitida a reflexão de ondas para dentro do domínio. A forma geral utilizada no RAMS é de uma condição radiativa básica, descrita como:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -(u + c) \frac{\partial u}{\partial x} \quad (5.9)$$

onde:

u é a componente do vento normal a fronteira;

x é a coordenada normal a fronteira;

c é a velocidade de fase.

Existem diferentes métodos para a determinação da velocidade de fase c . Os mais utilizados são os propostos por Orlanski (1976) e Klemp e Wilhelmson (1978).

Pelo esquema de Orlanski (1976) c é calculado da seguinte forma:

$$c = \frac{\left(\frac{\partial u}{\partial t}\right)}{\left(\frac{\partial u}{\partial x}\right)}, \quad (5.10)$$

Enquanto que pelo esquema proposto por Klemp e Wilhelmson (1978), c é definido como um valor constante de uma velocidade de fase de uma típica onda de gravidade, entre 10 a 30 m/s.

5.4 CONDIÇÕES DE FRONTEIRA VERTICAL

Para a fronteira inferior, o fluxo na camada mais próxima da superfície fornece a principal troca de informação entre a atmosfera e a superfície. Para o topo da camada há diversas opções, dependendo da preferência e do tipo de simulação. Para uma simulação não hidrostática, há duas opções para definir a componente normal da velocidade no topo do domínio. Uma é simples, assumindo $w=0$. A outra, de Klemp e Durran (1983) aplica a condição de onda de gravidade radiativa.

5.5 PARAMETRIZAÇÕES UTILIZADAS PELO MODELO

O RAMS possibilita a ativação ou desativação de algumas das parametrizações contidas no modelo, entre elas:

- Parametrização de Camada Superficial;
- Parametrização de Solo;
- Parametrização de Vegetação;
- Parametrização de Radiação;
- Parametrização de Convecção;
- Parametrização de Turbulência;
- Parametrização de Microfísica de Nuvens.

5.5.1 PARAMETRIZAÇÃO DE CAMADA SUPERFICIAL

Os fluxos de calor, momento e vapor d'água na atmosfera foram computados através do esquema desenvolvido por Louis (1979). Este esquema determina os fluxos entre a superfície da terra e a atmosfera e, é usado para superfícies d'água, solo desnudo e superfícies vegetadas.

As equações para estes fluxos podem ser escritas da seguinte forma:

$$u_*^2 = a^2 u^2 F_m \left(\frac{z}{z_0}, Ri_B \right) \quad (5.11)$$

$$\theta_* = \frac{a^2}{u_* R} u \Delta \theta F_h \left(\frac{z}{z_0}, Ri_B \right) \quad (5.12)$$

$$q_* = \frac{a^2}{u_* R} u \Delta q F_h \left(\frac{z}{z_0}, Ri_B \right) \quad (5.13)$$

onde,

$$a^2 = \frac{k^2}{\left(\ln \frac{z}{z_0} \right)^2} \quad (5.14)$$

sendo:

u_* a velocidade de atrito;

θ_* a escala de temperatura;

z é a altura da superfície acima do nível mais baixo do modelo;

z_0 é o parâmetro de rugosidade;

k é a constante de Von Karman;

Ri_B é o número de Richardson Bulk, dado por:

$$Ri_B = \frac{gz\Delta\theta}{\frac{1}{2} \left(\overline{\theta(z) + \theta} \right) u^2} \quad (5.15)$$

Para uma atmosfera instável, F pode ser escrito como:

$$F = 1 - \frac{b Ri_B}{1 + c \sqrt{Ri_B}} \quad (5.16)$$

Para uma atmosfera estável, F é representado como:

$$F = \frac{1}{(1 + b' R_{i_B})^2} \quad (5.17)$$

onde b e b' são valores empíricos constantes, correspondendo a 9,4 e 4,7 para F_m e F_h respectivamente.

A constante c é dada por:

$$c = C^* a^2 b \sqrt{\left(\frac{z}{z_0}\right)} \quad (5.18)$$

com C^* igual a 7,4 para F_m e 5,3 para F_h .

5.5.2 PARAMETRIZAÇÃO DE SOLO

Para o solo desnudo, o RAMS utiliza um modelo de solo de camadas múltiplas, descrito por Tremback e Kessler (1985). Este modelo envolve equações prognosticas para a temperatura das superfícies do solo e da água, assumindo uma profundidade finita entre a camada de interface solo/atmosfera. A difusividade de umidade, a condutividade hídrica e o potencial de umidade são dados por:

$$D_\eta = \frac{-bK_f\psi_f}{\eta} \left[\frac{\eta}{\eta_f} \right]^{b+3} \quad (5.19)$$

$$K_\eta = K_f \left[\frac{\eta}{\eta_f} \right]^{2b+3} \quad (5.20)$$

$$\psi = \psi_f \left[\frac{\eta_f}{\eta} \right]^b \quad (5.21)$$

onde:

D_{η} é a difusividade de umidade;

η é a umidade do solo expressa em termos de volume da água por volume do solo;

K_{η} é a condutividade hídrica;

ψ é o potencial de umidade;

K_f , ψ_f e η_f são valores para a saturação do solo;

b é uma constante, e depende da textura do solo.

A Tabela 5.1 a seguir apresenta os tipos de solo disponíveis no modelo RAMS.

TABELA.5.1: Tipos de solos disponíveis no RAMS

01	Areia	07	Franco argiloso siltoso
02	Franco arenoso	08	Franco siltoso
03	Areia franca	09	Argila arenosa
04	Franco siltoso	10	Argila siltosa
05	Franco	11	Argila
06	Franco argiloso arenoso	12	Turfa

A parametrização de vegetação utilizada pelo RAMS é uma parametrização de uma camada volumétrica, descrita por Avissar e Pielke (1989). Uma equação prognóstica de temperatura foi desenvolvida para a camada de vegetação que, similar ao modelo de solo, é uma equação básica de troca de energia.

$$C_{veg} \Delta z_{veg} \frac{\partial \theta_{veg}}{\partial t} = (1 - \tau_{veg}) \alpha_{veg} R_s \downarrow + R_l \downarrow + \sigma T_g^4 - 2\sigma T_{veg}^4 + 2\rho_a C_p u_* \theta_* + \rho_a C_p u_* r_* \quad (5.22)$$

onde:

C_{veg} = calor específico volumétrico da vegetação;

Δz_g = profundidade da camada de solo;

τ_{veg} = transmissividade de onda curta através da camada de vegetação;

α_{veg} = albedo da superfície vegetada;

$\downarrow R_s$ = fluxo radiativo de onda curta na atmosfera;

$\downarrow R_l$ = fluxo radiativo de onda longa na atmosfera;

σ = constante de Stefan-Boltzman;

T_g = temperatura do solo;

T_{veg} = temperatura da vegetação;

$\rho_a c_p u_* \theta_*$ = fluxo de calor sensível na atmosfera;

$\rho_a c_p u_* r_*$ = fluxo de calor latente na atmosfera.

Na Tabela 5.2 abaixo estão listadas as opções de vegetação que o modelo disponibiliza.

TABELA 5.2: Tipos de coberturas do solo disponíveis no RAMS

00	Oceano	16	Plantações irrigadas
01	Lagos, rios, riachos (água interna)	17	Pântano ou brejo
02	Superfície de gelo	18	Florestas com folhas estreitas e persistentes
03	Arvores com folhas estreitas e persistentes	19	Florestas com folhas largas e persistentes
04	Arvores com folhas estreitas e temporárias	20	Florestas com folhas estreitas e temporárias
05	Arvores com folhas largas e temporárias	21	Florestas com folhas largas e temporárias
06	Arvores com folhas largas e persistentes	22	Cobertura mista
07	Gramma curta	23	Bosque
08	Gramma alta	24	Gramma em terreno arborizado
09	Deserto	25	Arbustos em terreno fechado
10	Semideserto	26	Arbustos em terreno aberto
11	Tundra	27	Terreno gramado
12	Arbustos persistentes	28	Terreno colheita
13	Arbustos temporários	29	Solo descoberto
14	Bosque misto	30	Área urbana
15	Área de agricultura/colheita		

5.5.4 PARAMETRIZAÇÃO DE RADIAÇÃO

O RAMS possui duas opções de parametrização de radiação, sendo que ambas são válidas tanto para ondas curtas quanto para ondas longas. A primeira opção, proposta por Mahrer e Pielke (1977), é a mais simples e a que exige menor capacidade computacional. Isto se deve ao fato dela ignorar a presença de líquido e gelo na atmosfera, embora leve em conta a presença de vapor d'água. A segunda opção, proposta por Chen e Cotton (1983), considera os efeitos de condensação na atmosfera. Esta parametrização permite o tratamento dos efeitos de espalhamento, absorção molecular do ar, a absorção pelo ozônio e a transmissão e reflexão por camadas de nuvens, que são processos importantes para a transferência de radiação de onda curta.

5.5.5 PARAMETRIZAÇÃO DE CONVECÇÃO

A parametrização de convecção é um dos problemas mais complexos quando se trabalha em mesoescala, escala sinótica ou em escala global. Esta parametrização é utilizada para redistribuir calor e umidade verticalmente em uma coluna de grade quando o modelo gera uma região superadiabática ou convectivamente instável e quando a resolução da grade horizontal é muito grande para que o modelo possa desenvolver sua própria circulação convectiva.

A parametrização de convecção utilizada no RAMS é uma versão modificada da parametrização do tipo Kuo (1974) e Molinari (1985), desenvolvida por Tremback (1990).

5.5.6 PARAMETRIZAÇÃO DE TURBULÊNCIA

O RAMS possui quatro opções de parametrização de turbulência. A primeira é a deformação vertical/horizontal, de Mellor-Yamada, que calcula os coeficientes de difusão horizontal através do produto da taxa de deformação horizontal e o quadrado de uma escala de comprimento, baseada na formulação de Smagorinsky. A parametrização da difusão vertical de acordo com o esquema de Mellor e Yamada, que utiliza um prognóstico de energia cinética turbulenta.

A segunda é a deformação horizontal e vertical diferenciada que utiliza o mesmo esquema de Smagorinsky para a difusão horizontal, enquanto que para a difusão vertical é calculada da forma análoga ao esquema de Smagorinsky para uma dimensão, no qual a deformação vertical é obtida de gradientes verticais do vento horizontal (cisalhamento vertical), e a escala de comprimento é o espaçamento vertical local multiplicado pelo parâmetro CSZ, que é um coeficiente para o cálculo da difusão vertical que depende das dimensões da grade utilizada, geralmente plotado em 0,35.

A terceira é a deformação vertical e horizontal isotrópica, na qual os coeficientes de difusão vertical e horizontal são computados como um produto entre o

tensor de cisalhamento em três dimensões e o quadrado da escala de comprimento. A escala de comprimento é o produto do espaçamento vertical e o parâmetro CSZ.

A quarta opção é a parametrização de difusão vertical e horizontal de acordo com o esquema de Deardorff, que utiliza um prognóstico da energia cinética turbulenta para grades pequenas, geralmente menores do que algumas centenas de metros. Tanto no esquema de Deardorff quanto no de Mellor e Yamada, o prognóstico de energia cinética é gerado pelos processos de cisalhamento e empuxo e um termo trabalho-pressão parametrizado. Esta energia é destruída por estes processos, e também por um termo de dissipação. A energia cinética turbulenta é também advectada e difundida. Os resultados destes processos geram um campo de energia cinética turbulenta no qual os coeficientes de difusão são localmente diagnosticados.

5.5.7 PARAMETRIZAÇÃO DE MICROFÍSICA DE NUVENS

A parametrização de microfísica de nuvens é essencialmente aplicada a qualquer forma em que a água possa estar presente tanto na forma líquida como na forma sólida (gelo) e gasosa (vapor). Nesta parametrização também estão inclusos os processos de precipitação. São considerados a água da chuva, neve e granizo. O diâmetro médio dessas espécies é especificado a partir de valores definidos no código de entrada do modelo.

Os termos que explicam os processos microfísicos presentes na atmosfera encontram-se na equação da termodinâmica a seguir.

$$\frac{\partial(\overline{\theta_{il}})}{\partial t} = ADV(\overline{\theta_{il}}) + TURB(\theta_{il}) - \left(\frac{\theta_{il}^2}{\theta} \right) \left\{ \frac{[LlvPRr + Liv(PRi + PRg)]}{CpMAX(T, 253)} \right\} + \frac{Q}{Cp} \quad (5.23)$$

Da equação acima são prognosticadas a temperatura potencial da água líquida e gelo (θ_{il}) e a razão de mistura do vapor d'água, assim como as diversas espécies de hidrometeoros; essas variáveis são conservativas para todas as mudanças de fase da água. O termo PR_r representa a tendência de precipitação e índices r, i e g indicam em qual fase da água esta ocorrendo à transformação. Os termos L_{lv} e L_{iv} representam calor latente de

vaporização e de sublimação respectivamente, e c_p é o calor específico a pressão constante.

O termo diabático $\frac{Q}{C_p}$ representa a única forçante externa do modelo.

Os termos da equação da termodinâmica explicam as modificações de energia procedentes das mudanças de fase e, portanto, as modificações de massa para os conteúdos de vapor, água líquida e gelo.

CAPÍTULO 6 – MATERIAL E MÉTODOS

Para o desenvolvimento deste trabalho foram selecionados três casos de eventos tornádicos ocorridos no Rio Grande do Sul, são eles:

- São Francisco de Paula em 08 de julho de 2003;
- Antônio Prado em 11 de dezembro de 2003;
- Palmares do Sul em 11 de janeiro de 2004.

O estudo de cada caso consistiu da análise sinótica no decorrer de 24 horas antes do horário de ocorrência do evento estudado, de uma descrição da localidade de ocorrência, descrição do evento tornádico e análise das simulações realizadas com o modelo regional RAMS.

O principal objetivo da análise sinótica foi de identificar características especiais e comuns entre os eventos, características tais que poderam posteriormente auxiliar a operacionalização da previsão do tempo. Esta análise sinótica foi efetuada com as imagens do satélite GOES-12 e METEOSAT-7 fornecidas pelo CPTEC/INPE. Foram utilizadas as imagens nos canais do visível, do vapor d'água e do infravermelho termal do

dois satélites, sendo sempre priorizadas as imagens do GOES por apresentarem maior resolução espacial.

As imagens dos satélites estão com horário GMT/Z, *Greenwich Meridional Time*, que durante o inverno brasileiro corresponde a três horas a mais que a hora local e no verão duas horas a mais. Por isso as designações de horário local virão acompanhadas por hl e do horário GMT acompanhadas por Z. Para facilitar o entendimento as imagens do canal visível serão designadas por VIS (do inglês *visible*), do canal do vapor d'água por WV (do inglês *water vapor*) e do canal do infravermelho termal por IR (do inglês *infrared*).

A descrição da localidade consiste da caracterização do relevo e vegetação da região onde está inserida a cidade de estudo e também da localização precisa desta cidade utilizando informações do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística – IBGE, Fundação de Economia e Estatística -FEE e também dados do Inventário Florestal Contínuo do Rio Grande do Sul.

Para a descrição do evento foram utilizados relatos e noticiários publicados pelo jornal Correio do Povo e também relatórios da Defesa Civil do Rio Grande do Sul. Destas fontes obteve-se o horário aproximado da ocorrência dos eventos, valores aproximados da velocidade do vento, extensão horizontal varrida pelo tornado, caracterização da destruição causada, perdas ocasionadas e relatos da população atingida.

A análise das simulações consiste de duas etapas: descrição das grades e interpretação dos campos gerados com o modelo de mesoescala RAMS.

As simulações foram realizadas com 3 grades aninhadas, cujo centro da grade 1, que corresponde a grade de menor resolução, está sobre a cidade de Santa Maria localizada nas coordenadas $-29^{\circ}41'03''$ e $-53^{\circ}48'25''$. Nas três simulações foi utilizado o mesmo espaçamento entre os pontos de grade e os níveis na vertical. A grade 1 tem resolução 16km x 16km, a grade 2 de 4km x 4km e a grade 3 de 1km x 1km, e ambas com 30 níveis na vertical em coordenadas sigma, com um espaçamento inicial de 30m próximo à superfície e uma amplificação por um fator de 1,2 até a altura de 1000m. O nível inferior do modelo está a 14,3m acima do solo e o superior a 14.101m acima do solo. A relação

entre as grades, as características de cada uma delas e seus pontos centrais são descritas individualmente em cada caso a ser estudado.

A etapa de interpretação das simulações foi dividida em três novas etapas, cada uma delas correspondendo a análise dos campos de uma grade.

Na grade de menor resolução, ou seja, grade1, os campos analisados foram: velocidade do vento horizontal nos níveis de superfície e do topo da camada superficial, divergência na alta troposfera, vorticidade em superfície, e umidade em superfície e no nível 24 da simulação que está a 9.101m acima do solo e aproximadamente corresponde ao nível de pressão de 300mb. A análise destes campos teve como objetivo caracterizar a situação sinótica nos horários de ocorrência do evento tornádico, observar o transporte de umidade e identificar a concordância entre as áreas de convergência em superfície, divergência em altitude e a vorticidade negativa sobre a cidade a ser estudada.

Na grade 2 do modelo, que neste trabalho tem resolução de 4km, foram analisados os campos do vento horizontal em superfície e da umidade em superfície e no nível 24 (9.101m acima do solo) da modelagem. O objetivo a ser atingido pela análise destes campos foi de identificar áreas com fluxo convergente que estariam mais propícias a ocorrência de tornados. No entanto a análise desta grade permitiu melhor ligação entre a escala sinótica (grade 1) e a pequena escala (grade 3).

Da grade 3 os primeiros campos analisados foram do vento horizontal nos níveis 1, 2 e 4 da modelagem, que estão a 14,3, 47,3 e 133,9m acima do solo, e da vorticidade horizontal nos níveis 1 e 4. Nos campos de vento procurou-se identificar locais onde ocorre convergência nos três níveis e no maior número de horários analisados, selecionando-os como possíveis eventos tornádicos. Posteriormente, no campo de vorticidade, foi efetuado um processo semelhante, mas selecionando os pontos onde a vorticidade negativa é mais intensa. Os pontos coincidentes foram analisados cuidadosamente *a posteriori*. Um dos critérios adotados para eliminação de algum ponto selecionado, é o fato deste não pertencer as áreas atingidas pelo tornado e relatadas pela Defesa Civil. A última etapa consistiu da análise dos gráficos de variação temporal das seguintes variáveis: temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, umidade do ar,

pressão atmosférica, velocidade do vento horizontal, direção do vento horizontal, movimento vertical e energia cinética turbulenta. Nesta etapa as variáveis de cada um dos pontos selecionados foram plotados em um único gráfico para que fosse efetuada a comparação direta entre cada um deles e assim identificar aquele que apresentasse o comportamento das variáveis meteorológicas mais compatível com os modelos teóricos e físicos de tornados.

As simulações foram realizadas no cluster do Grupo de Estudos em Previsão Regional Atmosférica (GEPRA) localizado na Fundação Universidade Federal do Rio Grande (FURG). O GEPRA possui 32 nodos com processador Athlon XP de 1.5 Ghz, 512 MB de RAM, Interface de Fast-Ethernet com ROM de boot, uma máquina administradora. Neste cluster, tanto os nodos quanto à administradora rodam Debian GNU Linux e a comunicação dá-se através de uma interface MPI (Message Passing Interface) rodando sobre o protocolo TCP/IP.

Para inicializar o modelo RAMS versão 4.3, foram utilizadas as análises do modelo global do Centro de Previsão de Tempo e Clima do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), com resolução de $1,875^\circ$ na horizontal, em um intervalo de doze horas, para a inicialização variável.

Utilizou-se neste trabalho a temperatura da superfície do mar (TSM) climatológica, topografia do modelo, com resolução de 10km para a grade 1 e 2, e de 1Km para a grade3, solo homogêneo (franco argiloso arenoso) e vegetação do tipo grama curta. Foram utilizadas 7 camadas de solo com grau de saturação compreendido entre 0,38 a 0,50. A Tabela 6.1 mostra algumas parametrizações utilizadas para a inicialização do modelo RAMS. Os resultados das simulações foram plotados no GRADS - Grid Analysis and Display System.

TABELA 6.1 - Parametrizações utilizadas na simulação com o RAMS

<i>Tipo de inicialização</i>	Variável
<i>Coordenadas horizontais</i>	Estereográfica polar tangente ao plano
<i>Condições de fronteira</i>	Klemp/Wilhelmson
<i>Parametrização de radiação</i>	Mahrer/Pielke
<i>Frequência de atualização na tendência de radiação</i>	1.800 segundos
<i>Parametrização de Convecção</i>	Ativada para a grade 3
<i>Parametrização de Turbulência</i>	Vertical/Horizontal de Mellor-Yamada
<i>Parametrização de Microfísica</i>	Diagnóstica concentrada

CAPITULO 7 – RESULTADOS E DISCUSSÃO

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos da análise das imagens de satélites e também das análises das simulações obtidas através do RAMS para cada uma das cidades em estudo.

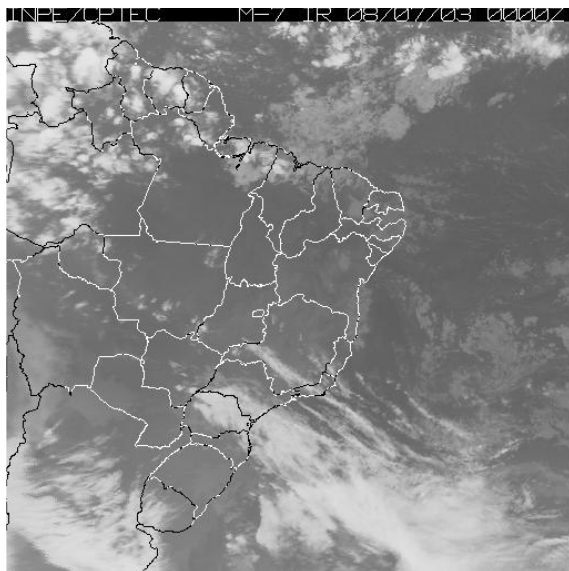
7.1 ANÁLISE SINÓTICA

Nesta seção foram analisadas imagens dos satélites GOES-12 e METEOSAT-7 nos canais do visível, do vapor d'água e do infravermelho termal, a fim de identificar características de escala sinótica e também de mesoescala do ambiente tornádico. Para isto, foram analisadas imagens de um período aproximado de 24 horas antes do evento em estudo. A análise foi baseada na observação de um trio de imagens, nos três canais, para facilitar a identificação de complexos convectivos e fluxos de umidade. Foram observados os comportamentos médios dos sistemas atuantes sobre o Brasil no dia da ocorrência do evento tornádico, cerca de 6 horas antes da ocorrência observou-se principalmente a região sul do Brasil e por fim, cerca de 2 horas antes do evento observou-se apenas o Rio Grande do Sul. Por causa da melhor resolução espacial, foram usadas preferencialmente as imagens do GOES-12.

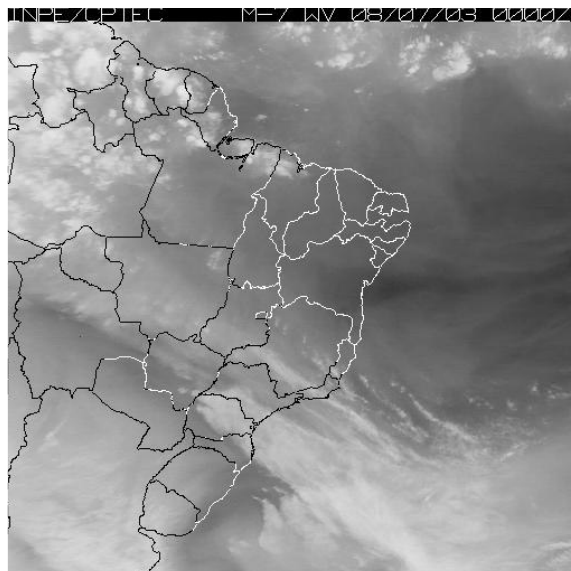
7.1.1 CASO SÃO FRANCISCO DE PAULA

Segundo relatos da população local, a cidade de São Francisco de Paula foi atingida pelo evento tornádico no início da noite do dia 08 de julho de 2003, não sendo divulgado um horário preciso, por isso considera-se a observação de três possíveis horários, 18, 19 e 20hl (hora local). Neste dia tinham disponíveis as imagens METEOSAT-7 nos três canais em períodos de 6 horas. As imagens GOES-12 apresentaram muitas falhas, com exceção do canal do infravermelho termal. Assim ocorreram algumas dificuldades para identificar certos fluxos.

Observou-se pelas imagens METEOSAT-7 IR nos horários das 00, 06, 12, 18Z do dia 08 e 00Z do dia 09, Figuras 7.1 (a), (c), (d), (e) e (f) respectivamente, que uma frente fria se deslocava para o mar na altura do Sudeste do Brasil, muitas instabilidades se desenvolviam sobre a Argentina e Uruguai e com o passar das horas avançaram sobre o Rio Grande do Sul. Na Figura 7.1 (d) observou-se um jato de altos níveis (JAN) que se estendia de Rondônia ao Rio de Janeiro formando uma faixa de nuvens. Pela imagem METEOSAT-7 WV das 00Z do dia 08, Figura 7.1 (b), notou-se a presença do JAN, pois foi possível identificar uma faixa de maior umidade (clara) que se estendia da Bacia Amazônica até o litoral da região Sudeste.



(a)



(b)

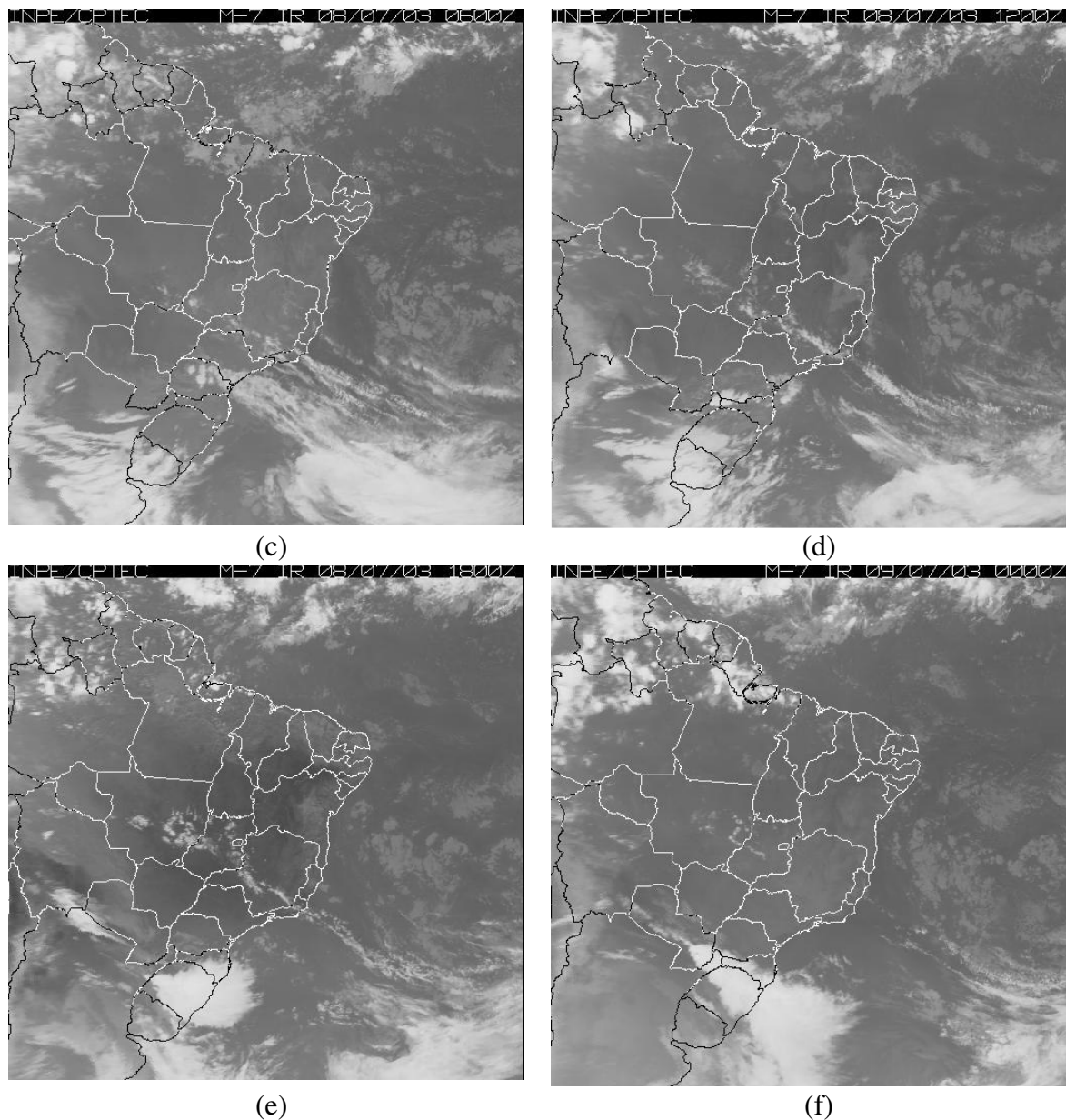
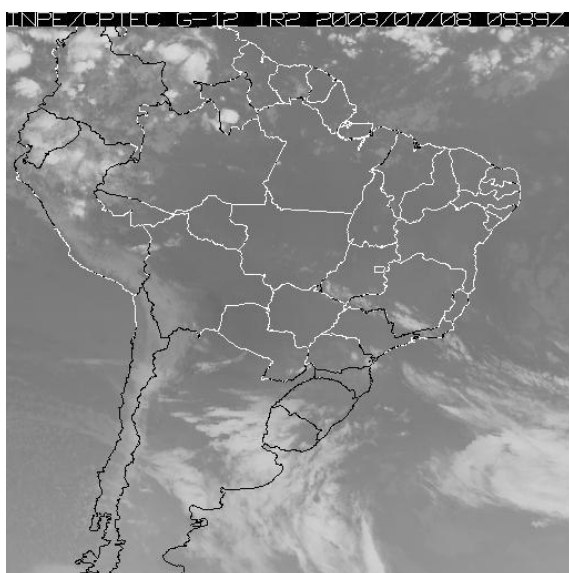


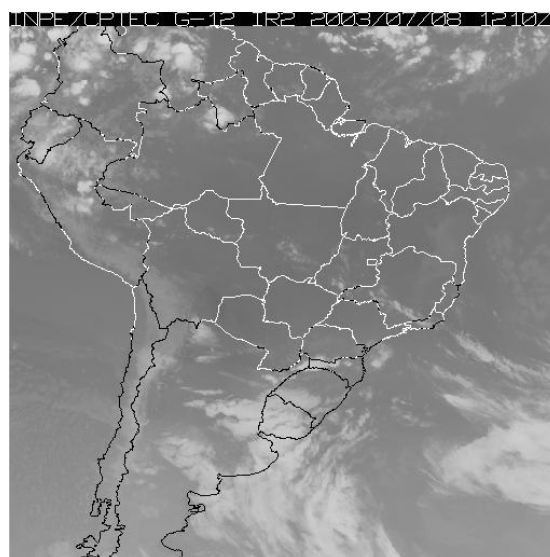
FIGURA 7.1 – Imagens do satélite METEOSAT-7: (a) IR as 00Z do dia 08/07/2003, (b) WV as 00Z do dia 08/07/2003, (c) IR as 06Z do dia 08/07/2003, (d) IR as 12Z do dia 08/07/2003, (e) IR as 18Z do dia 08/07/2003 e (f) IR as 00Z do dia 09/07/2003

A partir das 9:39Z (GOES-12 IR), Figura 7.2 (a), observou-se formação de complexos convectivos sobre o extremo Sul do Paraguai. É neste horário que as instabilidades sobre o Uruguai começaram a avançar sobre o Rio Grande do Sul de maneira mais intensa. As 12:10Z (GOES-12 IR), Figura 7.2 (b), observou-se que as nuvens convectivas do Paraguai atingiram o norte do Rio Grande do Sul e pode-se identificar áreas de convecção em território argentino próxima a fronteira gaúcha. As 13:39Z (GOES-12

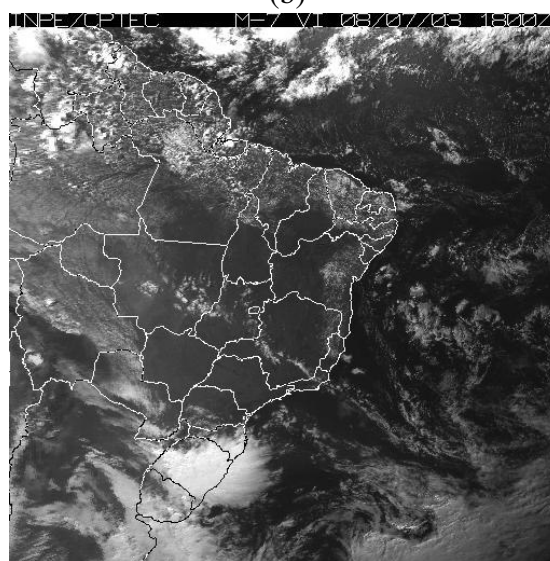
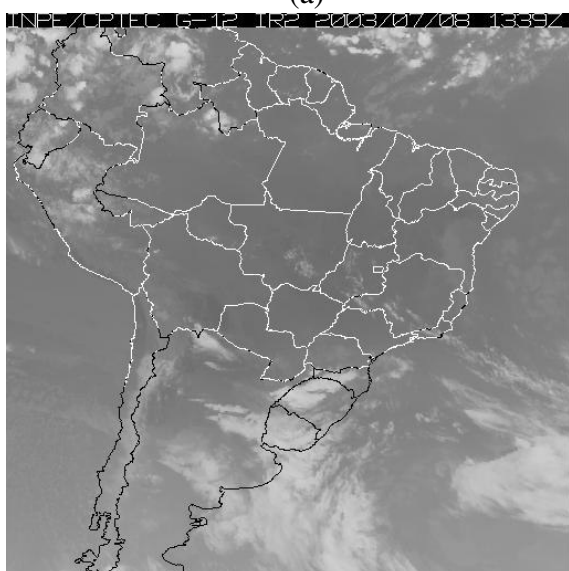
IR), Figura 7.2 (c), a convecção na Argentina favoreceu o desenvolvimento de outras nuvens convectivas que se juntaram com as nuvens que tiveram origem no Paraguai formando um novo sistema convectivo que cobriu o meio oeste gaúcho e catarinense. Este sistema permaneceu ativo por mais oito horas, Figuras 7.2 (e) e (f), sendo constante alimentado com nuvens convectivas que se formavam sobre a região que engloba o sul do Paraguai, nordeste da Argentina e oeste do Rio Grande do Sul. Ainda observou-se na imagem METEOSAT-7 VIS das 18Z, Figura 7.2 (d), uma esteira transportadora nos baixos níveis da troposfera transportando umidade da Amazônia através da Bolívia e do Paraguai e atingindo o noroeste do Rio Grande do Sul.



(a)



(b)



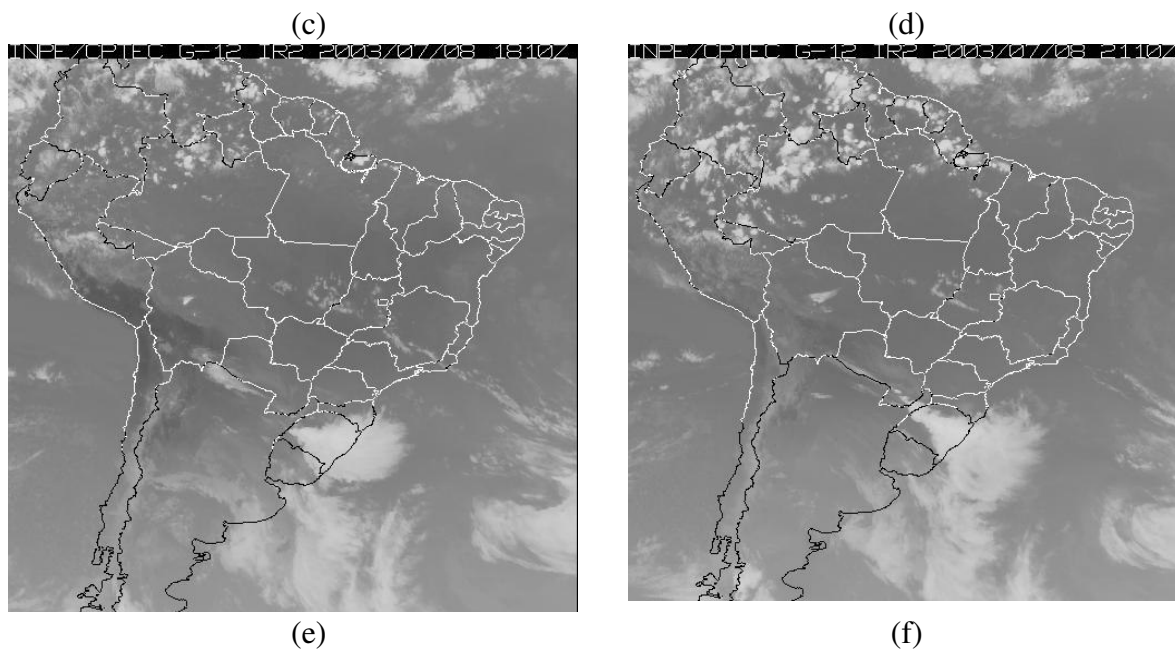


FIGURA 7.2 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 9:39Z do dia 08/07/2003, (b) GOES_12 IR as 12:10Z do dia 08/07/2003, (c) GOES_12 IR as 13:39Z do dia 08/07/2003, (d) METEOSAT-7 VIS as 18Z do dia 08/07/2003, (e) GOES_12 IR as 18:10Z do dia 08/07/2003 e (f) GOES_12 IR as 21:10Z do dia 08/07/2003

7.1.2 CASO ANTÔNIO PRADO

Segundo relatório da Defesa Civil do Rio Grande do Sul a cidade de Antônio Prado foi atingida por um tornado entre 16 e 17 horas da tarde do dia 11 de dezembro de 2003. Neste dia as imagens do GOES-12 no canal do vapor d'água não estavam disponíveis e por isso foram utilizadas apenas as imagens METEOSAT-7 neste canal.

Na noite do dia 10 de dezembro, imagem GOES-12 IR das 21:09Z, apresentadas na Figura 7.3 (a), observou-se uma frente fria, já em alto mar ao largo da costa do Espírito Santo. Este sistema favoreceu a formação de muitas nuvens sobre todo o Sudeste do Brasil, pois estava associado com as instabilidades do norte do País. Nas imagens METEOSAT-7 WV das 22Z, Figura 7.3 (b), identificou-se o transporte de umidade da Amazônia sobre o Centro-Oeste e Sudeste do Brasil. Grande parte da Região Sul do País estava sob a influência de uma massa de ar mais seca e por isso com poucas nuvens. Observou-se ainda nesta figura áreas de instabilidade sobre a Bacia do Prata e a convecção que se iniciava no centro da Argentina.

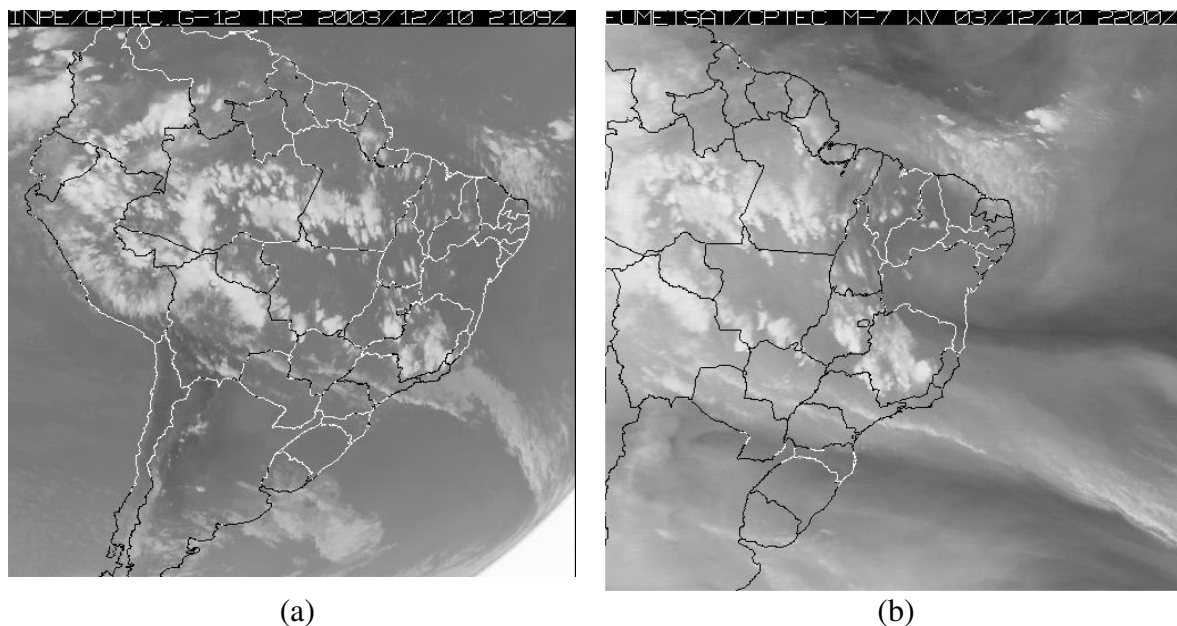
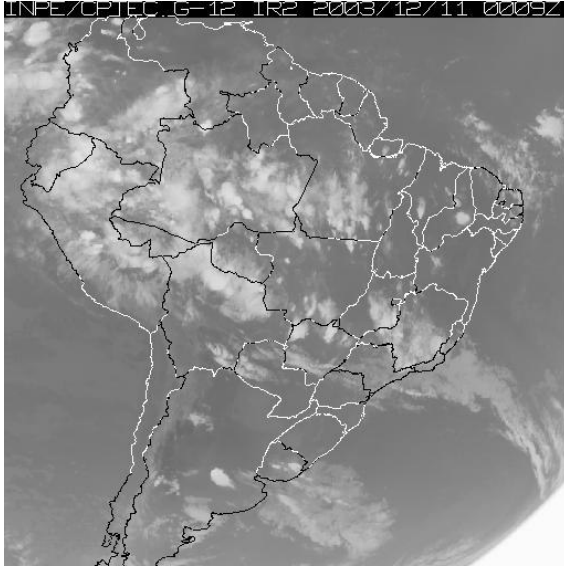
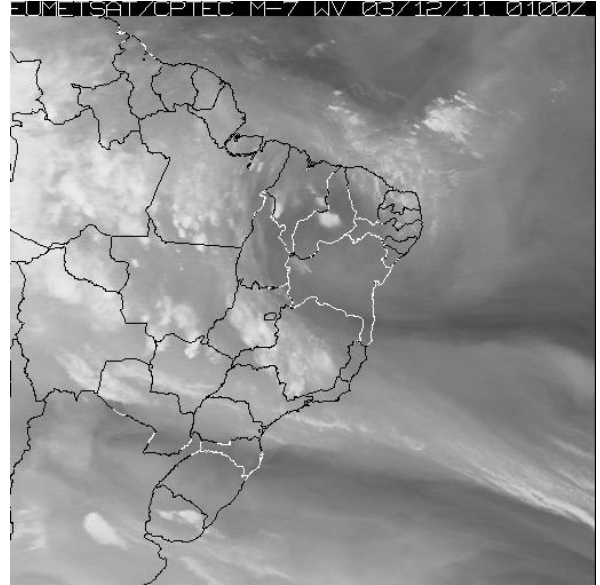


FIGURA 7.3 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 21:09Z do dia 10/12/2003, (b) METEOSAT-7 WV as 22Z do dia 10/12/2003.

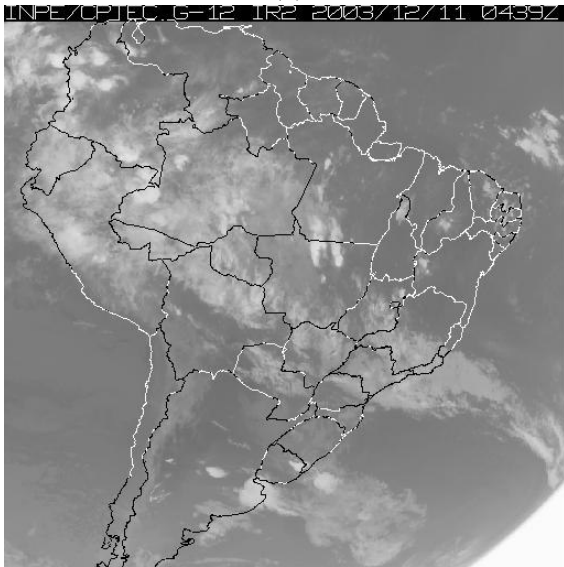
Na Figura 7.4 (a) e (b) estão as imagens GOES-12 IR das 00:09Z e METEOSAT-7 WV 01Z dia 11 de dezembro respectivamente, e nelas pode-se identificar a faixa de ar relativamente mais seco que cobre praticamente toda a Região Sul do Brasil, a intensificação da convecção no centro da Argentina e também o desenvolvimento de complexos convectivos sobre o Uruguai. Nas imagens das 4:39Z (GOES-12 IR) e das 4:30Z (METEOSAT-7 WV), Figura 7.4 (c) e (d) respectivamente, identificou-se nas latitudes médias duas áreas de formação de complexos convectivos, uma ainda no centro da Argentina e outra na fronteira do Brasil com o Uruguai. Observou-se que as nuvens convectivas que se desenvolveram no Sudeste, Centro-Oeste e Norte do Brasil se desintensificaram, efeito justificado pela diminuição do calor e dos movimentos convectivos durante a noite. Na imagem das 06:09Z (GOES-12 IR) e das 06Z (METEOSAT-7 WV), Figura 7.4 (e) e (f) respectivamente, observou-se a extensa faixa de nuvens e transporte de umidade que cobria o Sudeste, Centro-Oeste e Norte do Brasil. Os complexos convectivos continuaram formando-se sobre a Argentina e também sobre o Uruguai. Notar o sistema convectivo que avançava sobre a Bacia do Prata, os pequenos complexos convectivos sobre o sul do Rio Grande do Sul, e minúsculas nuvens convectivas que se formavam no sul do Paraguai e nordeste da Argentina.



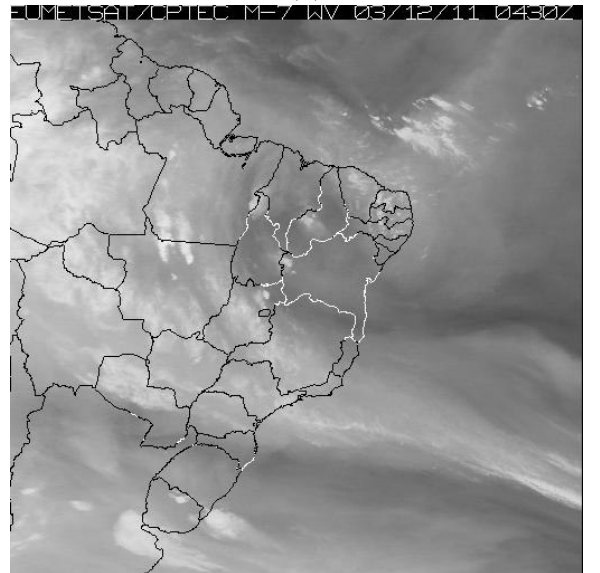
(a)



(b)



(c)



(d)

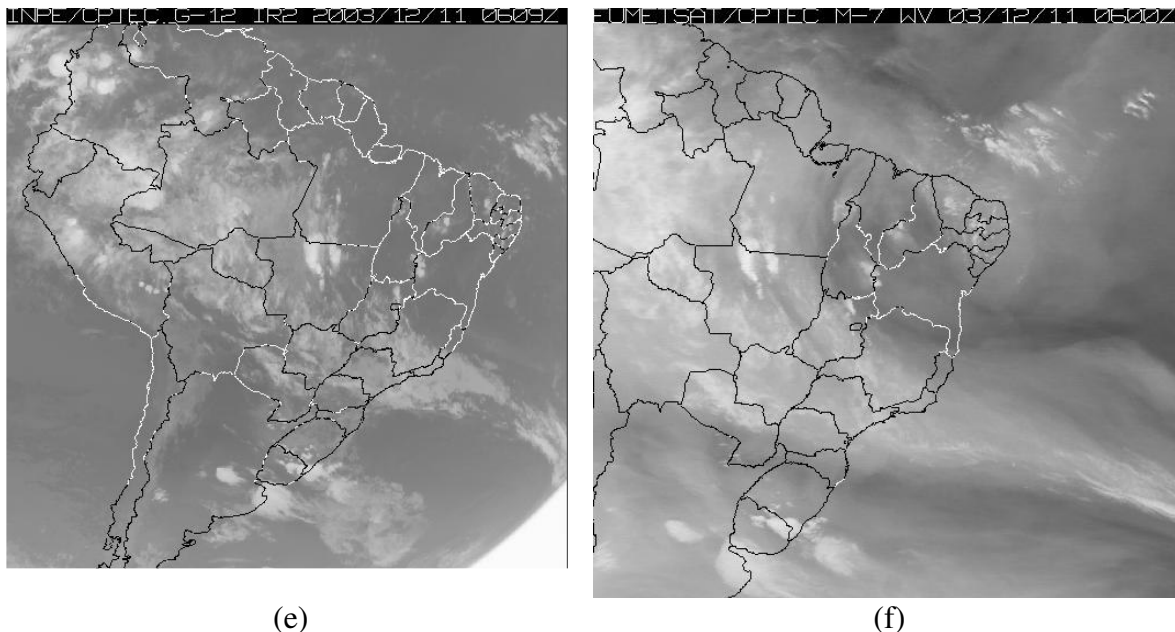


FIGURA 7.4 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 00:09Z do dia 11/12/2003, (b) METEOSAT-7 WV as 01Z do dia 11/12/2003, (c) GOES_12 IR as 04:39Z do dia 11/12/2003, (d) METEOSAT-7 WV as 04:30Z do dia 11/12/2003, (e) GOES_12 IR as 06:09Z do dia 11/12/2003, (f) METEOSAT-7 WV as 09Z do dia 11/12/2003

Na imagem das 9:39Z (GOES-12 IR), Figura 7.5 (a) e das 09Z (METEOSAT-7 WV), Figura 7.5 (b), observou-se que os complexos convectivos formados na fronteira do Rio Grande do Sul cresceram e aos poucos juntavam-se, tornando difícil a identificação dos sistemas isoladamente. Notou-se que a convecção no centro da Argentina ainda persistia apesar de já aparecer menos intensa na imagem do canal do vapor d'água. Na Figura 7.5 (c), GOES-12 VIS das 11:39Z, um fato curioso a se notar é que os complexos convectivos que se formaram no centro da Argentina eram tão profundos que produziam sombra sobre o continente.

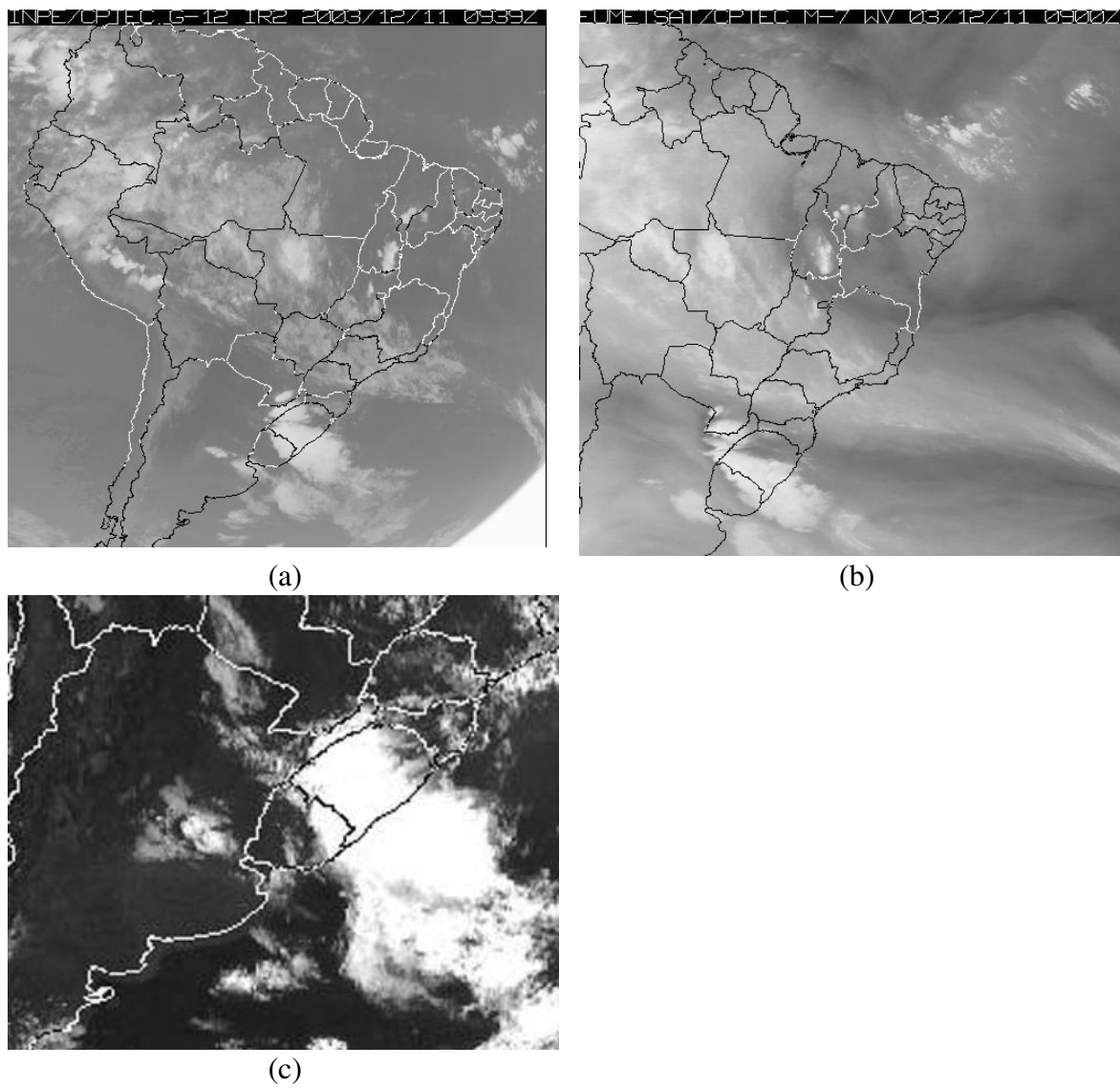
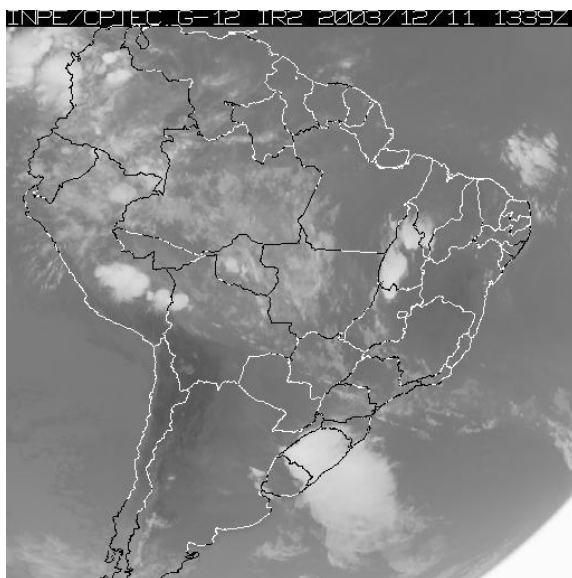


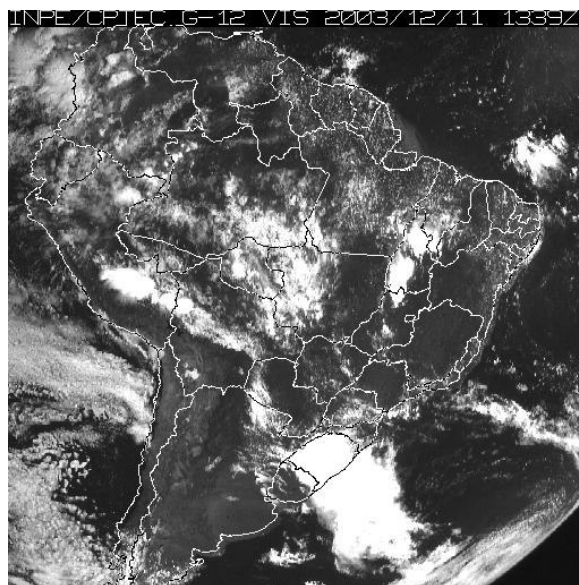
FIGURA 7.5 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 09:39Z do dia 11/12/2003, (b) METEOSAT-7 WV as 09Z do dia 11/12/2003, (c) GOES_12 VIS as 11:39Z do dia 11/12/2003.

As 13:39Z (GOES-12 IR e VIS) e 12Z (METEOSAT-7 WV), Figura 7.6 (a), (b) e (c) respectivamente, o Rio Grande do Sul parecia estar sob a influência de um único sistema. A partir deste horário a convecção sobre o centro da Argentina cessou persistindo apenas a convecção sobre o nordeste deste País. Pode-se notar nas imagens das Figuras 7.6 (d), (e), (f), (g), (h), (i), (j) e (k), que correspondem aos horários das 18:09z, 19:39z e 20:39Z (GOES-12 IR e VIS) e 18Z e 20Z (METEOSAT-7 WV), respectivamente, que foi

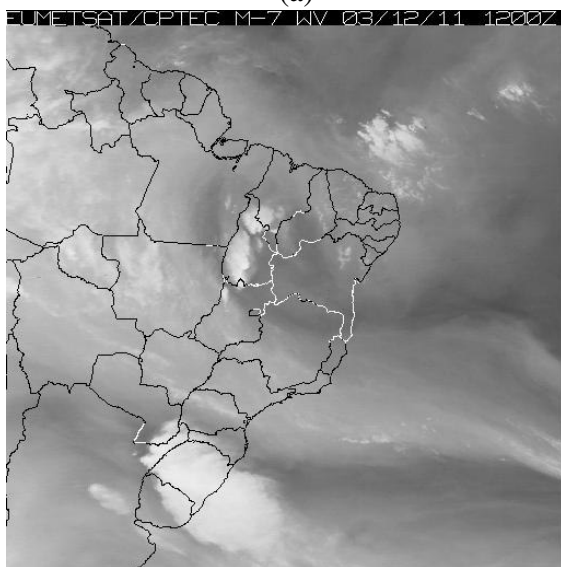
muito difícil identificar os complexos convectivos isoladamente, mas observou-se a persistente formação de nuvens convectivas no nordeste da Argentina.



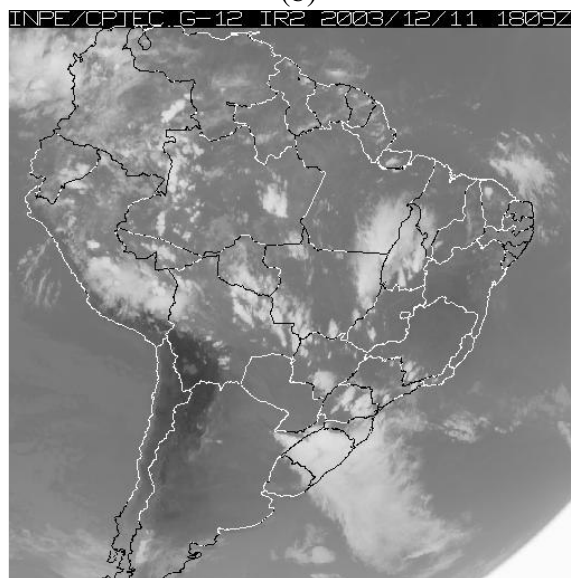
(a)



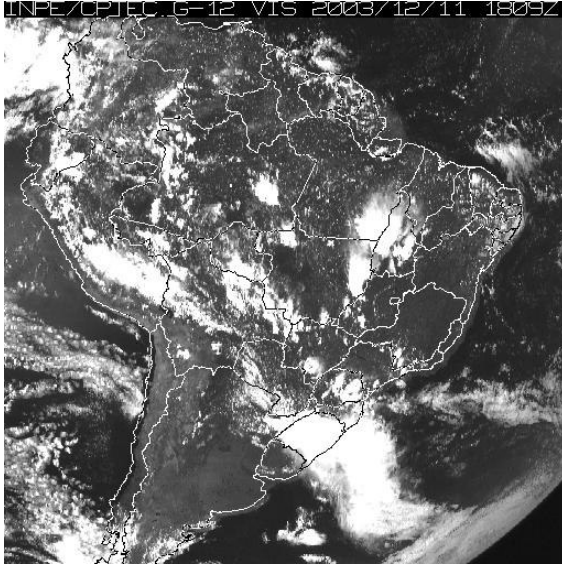
(b)



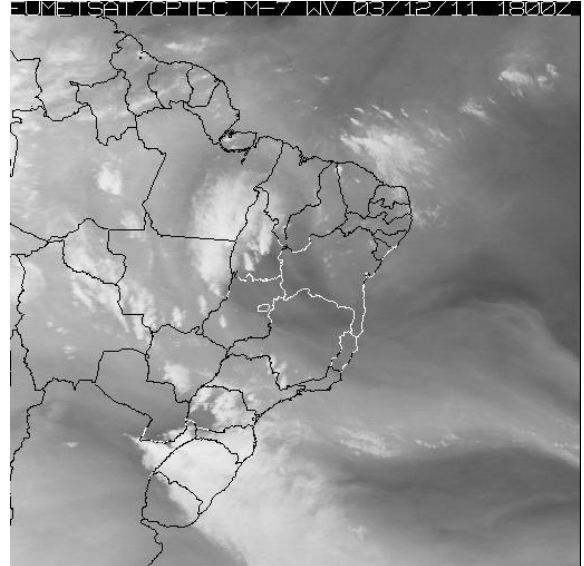
(c)



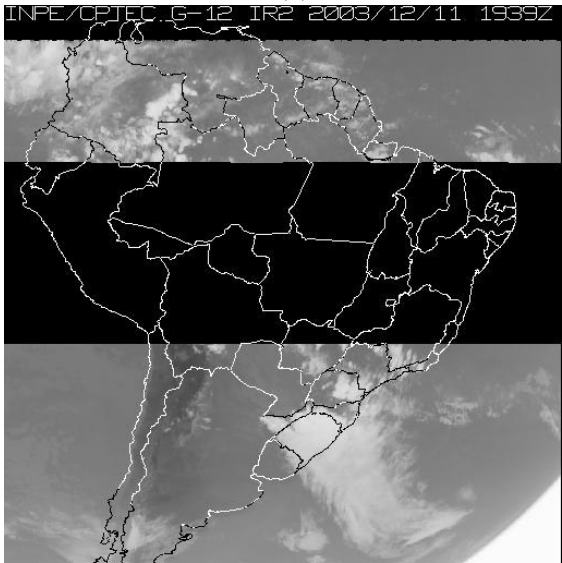
(d)



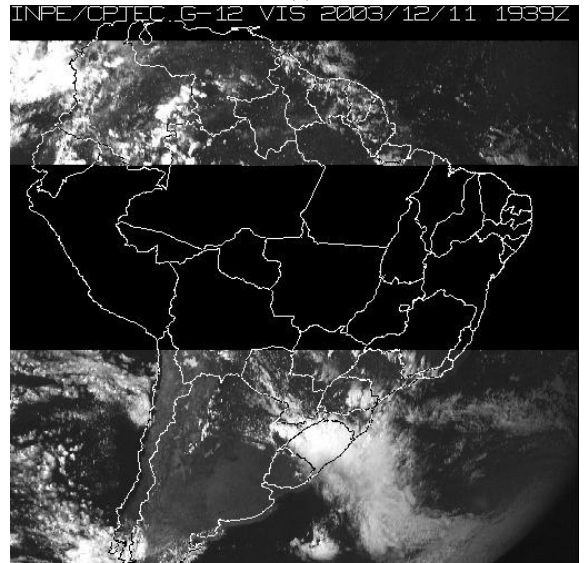
(e)



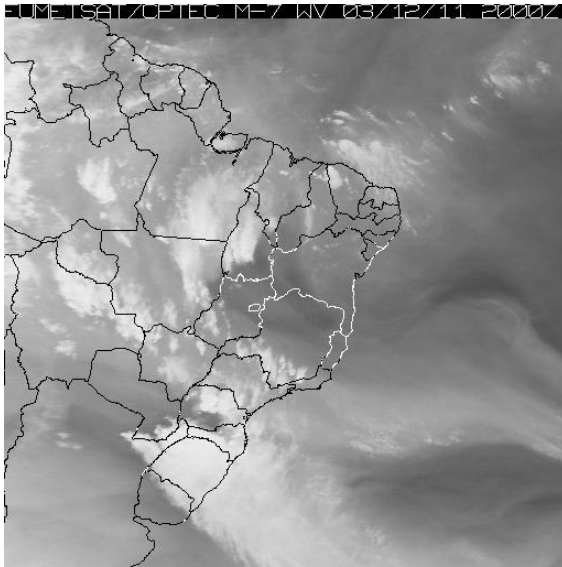
(f)



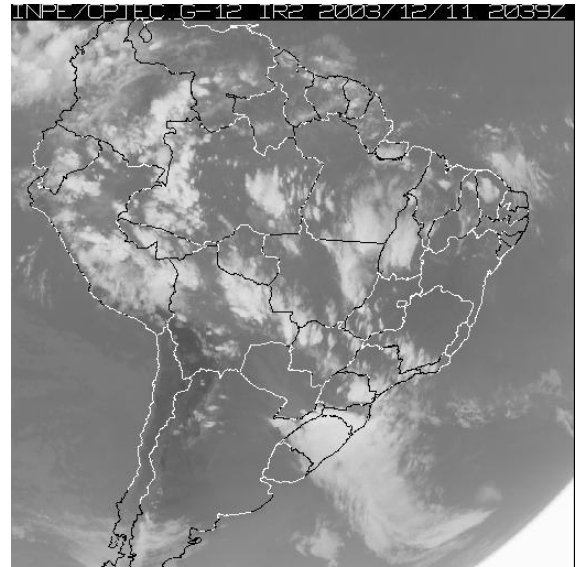
(g)



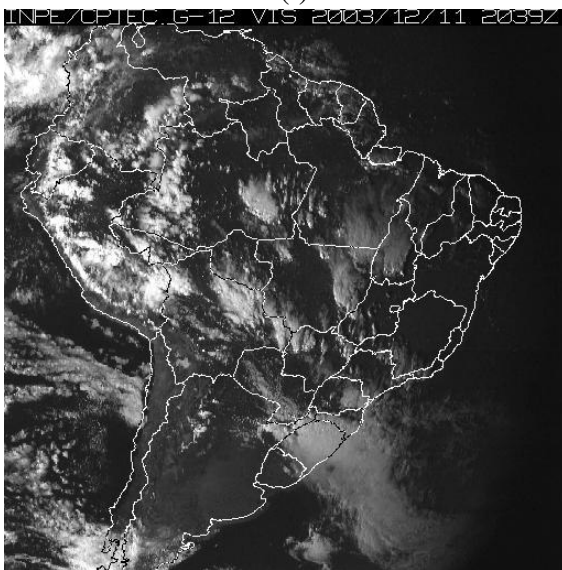
(h)



(i)



(j)



(k)

FIGURA 7.6 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 13:39Z do dia 11/12/2003, (b) GOES_12 VIS as 13:39Z do dia 11/12/2003, (c) METEOSAT-7 WV as 12Z do dia 11/12/2003, (d) GOES_12 IR as 18:09Z do dia 11/12/2003, (e) GOES_12 VIS as 18:09Z do dia 11/12/2003, (f) METEOSAT-7 WV as 18Z do dia 11/12/2003, (g) GOES_12 IR as 19:39Z do dia 11/12/2003, (h) GOES_12 VIS as 19:39Z do dia 11/12/2003, (i) METEOSAT-7 WV as 20Z do dia 11/12/2003, (j) GOES_12 IR as 20:39Z do dia 11/12/2003 e (k) GOES_12 VIS as 20:39Z do dia 11/12/2003.

7.1.3 CASO PALMARES DO SUL

Segundo relatórios da Defesa Civil do Rio Grande do Sul, o tornado que atingiu o Balneário de Quintão, cidade de Palmares do Sul, no dia 11 de janeiro de 2004, aconteceu as 12h50min, horário local.

Nas imagens do dia 10 de janeiro, das 10:09Z (GOES-12 IR), Figura 7.7 (a), observou-se um sistema frontal no Oceano Atlântico cujas instabilidades atingiram o norte da região Sudeste e o litoral da Bahia. Neste horário foi possível identificar várias nuvens convectivas que se formaram na região Norte do Brasil, a massa de ar predominantemente seca que cobria praticamente todo o Sul do País e também as instabilidades que influenciaram o tempo sobre o leste da Argentina e Uruguai. Estas últimas estão associadas a uma frente fria que avançava pelo mar ao largo da costa uruguaia. Na imagem das 12Z METEOSAT-7 WV, Figura 7.7 (b), pode-se ter idéia da quantidade de umidade que cobria o Brasil neste dia 10 de janeiro. Um fato curioso nesta imagem é que a frente fria que estava no Atlântico ao largo do Espírito Santo favoreceu a infiltração de umidade do mar sobre o litoral do Sudeste e do Sul do Brasil. Por causa da barreira orográfica natural da Serra Geral observa-se uma linha de maior umidade (clara) que se estendia da serra gaúcha até o norte paulista. O dia 10 foi de muito sol em quase todas as cidades gaúchas, pois, como pode ser visto na Figura 7.7 (c), que corresponde ao horário das 20:39Z (GOES-12 IR), ainda haviam poucas nuvens sobre o Rio Grande do Sul. Entretanto no norte e nordeste do Brasil, mesmo com o afastamento do sistema frontal, as instabilidades permaneciam muito ativas. Nesta figura também foi possível observar que o estado do Paraná tinha diversos complexos convectivos em desenvolvimento, evidenciando a instabilidade atmosférica no período.

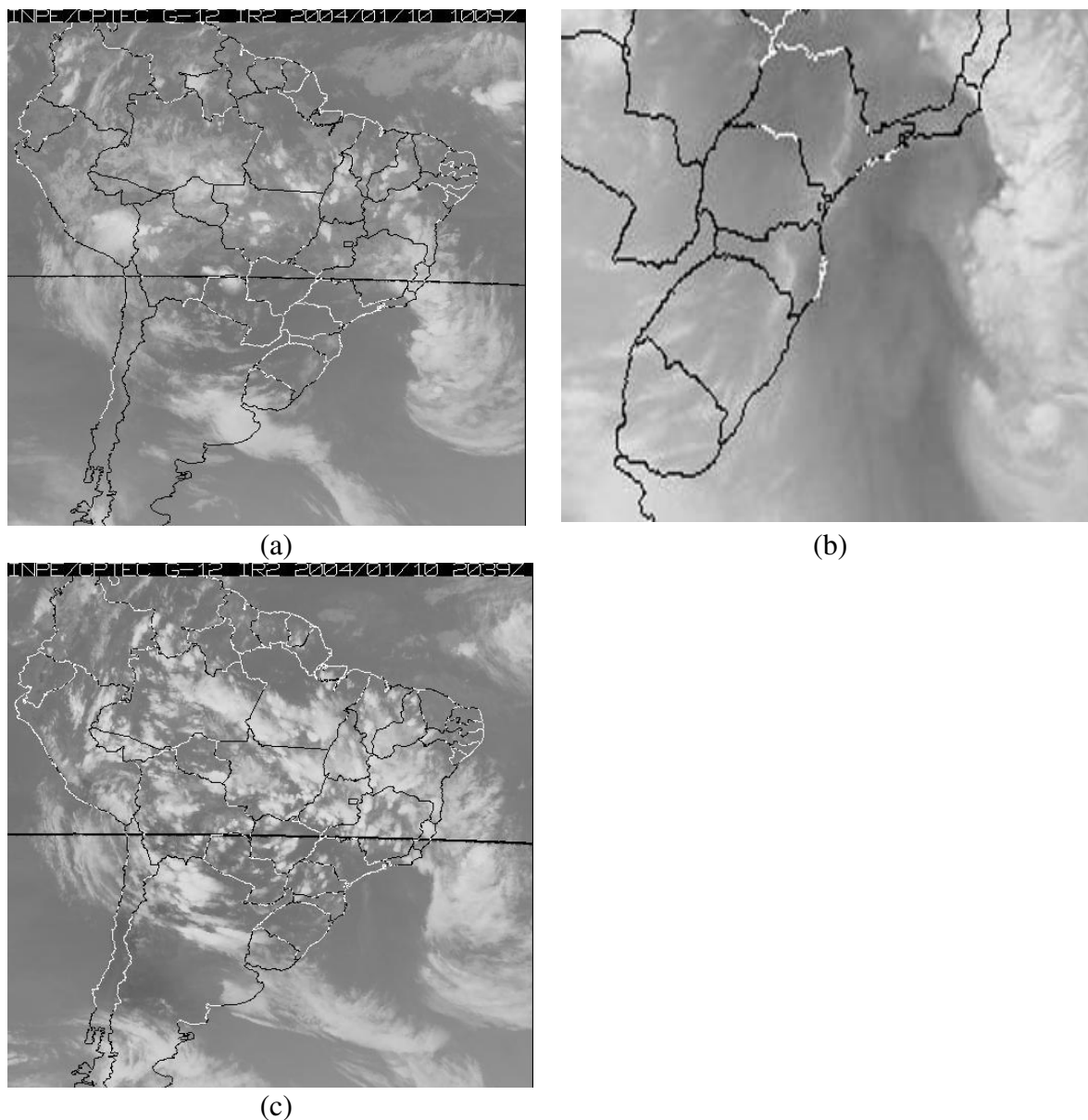
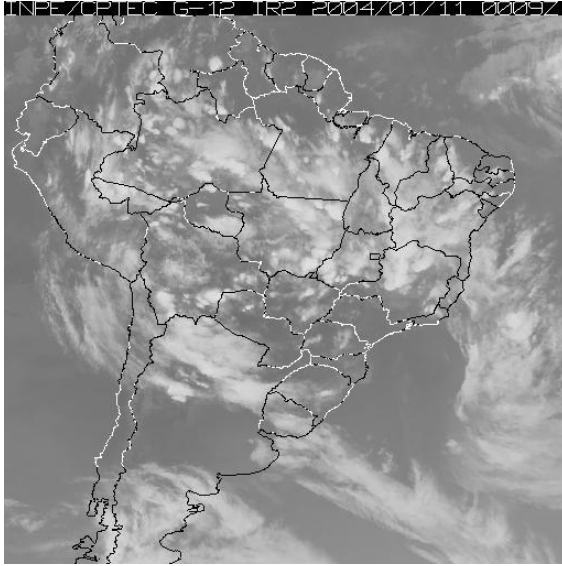


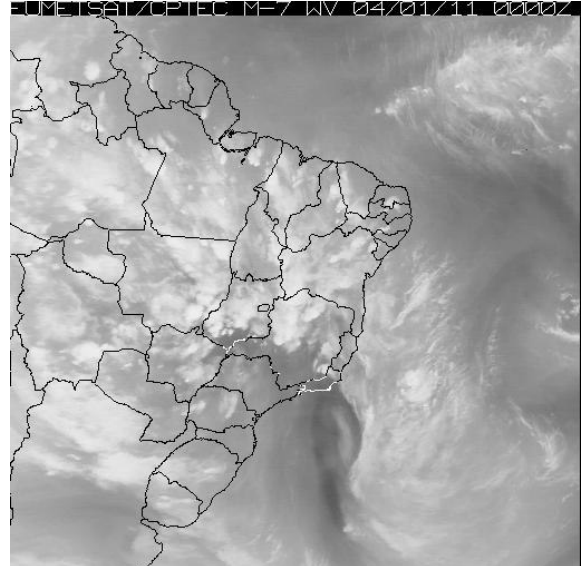
FIGURA 7.7 – Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 10:09Z do dia 10/01/2004, (b) METEOSAT-7 WV as 12Z do dia 10/01/2004 e (c) GOES_12 IR as 20:39Z do dia 10/01/2004.

Observou-se na imagem das 00Z (METEOSAT-7 WV) e das 00:09Z (GOES-12 IR) do dia 11 de janeiro de 2004, Figura 7.8 (a) e (b) respectivamente, evidências de muita umidade e de instabilidade atmosférica em praticamente todo o Brasil. Notar a associação entre as áreas instáveis no norte da Argentina com o sistema frontal que avançava pelo Atlântico. Neste horário observou-se um complexo convectivo que se desenvolveu no centro do Rio Grande do Sul e se deslocava para leste. O avanço da frente

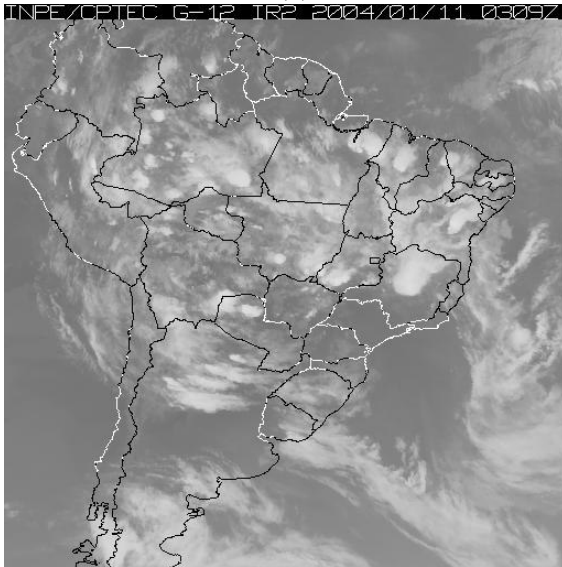
fria que estava na costa uruguaia em direção a latitudes mais baixas, Figura 7.8 (c) das 03:09Z (GOES-12 IR), ocasionou maior instabilidade sobre o Rio Grande do Sul favorecendo assim a formação de várias nuvens de desenvolvimento vertical. Observou-se nesta imagem que apenas os estados de São Paulo, Roraima e Amapá estavam sob a influência de uma massa de ar mais seca e estável. Foi possível observar nas imagens das 06:09Z (GOES-12 IR), Figura 7.8 (d), que a umidade transportada das latitudes mais baixas para as mais altas através de um jato subtropical, perceptível em todas as imagens da Figura 7.8, foi barrada no norte da Argentina, onde continuava a ocorrer intensa formação de nuvens convectivas. Desta forma constatou-se a diminuição das nuvens sobre o Rio Grande do Sul devido à falta de umidade. Neste horário também se percebeu a dissociação das áreas instáveis do norte argentino da frente fria que estava no mar. O acompanhamento das imagens desde as 10:09Z (GOES-12 IR) do dia 10 (Figura 7.8 (a)) até a imagem das 09:09Z (GOES-12 IR), Figura 7.8 (e), mostra que um sistema convectivo que se formou sobre o Prata, por volta das 00Z, se desenvolveu e permaneceu ativo até as 09:09Z quando atingiu o extremo sul do Rio Grande do Sul. O formato de C invertido adquirido pelo sistema convectivo, muito nítido na imagem das 11:39Z (GOES-12 IR e VIS), Figura 7.8 (f) e (g), dá idéia de seu movimento ciclônico e por isso a sua fonte de umidade passou a ser o Oceano Atlântico. Esta forma de C invertido é conhecido no meio meteorológico com sistema de nuvem vírgula invertida. Este sistema foi estudado por Monteiro *et. al.* (2004) que evidenciaram a capacidade destrutiva deste tipo de sistema através da análise de cartas sinóticas e relatos da população atingida. Nestas imagens também observa-se a formação de novos complexos convectivos, formas circulares, nas bordas do sistema “mãe”. Este sistema se deslocava em direção de latitudes menores avançando sobre o litoral gaúcho. Na imagem das 13:39Z (GOES-12 IR e VIS), Figura 7.8 (h) e (i), observou-se que a parte sul do sistema convectivo aparecia mais esfarrapado e que a extremidade norte, mais intensa, estava sobre uma faixa de latitude que passa pelo centro do Rio Grande do Sul. Continuava visível a formação de novos complexos no entorno do sistema convectivo principal.



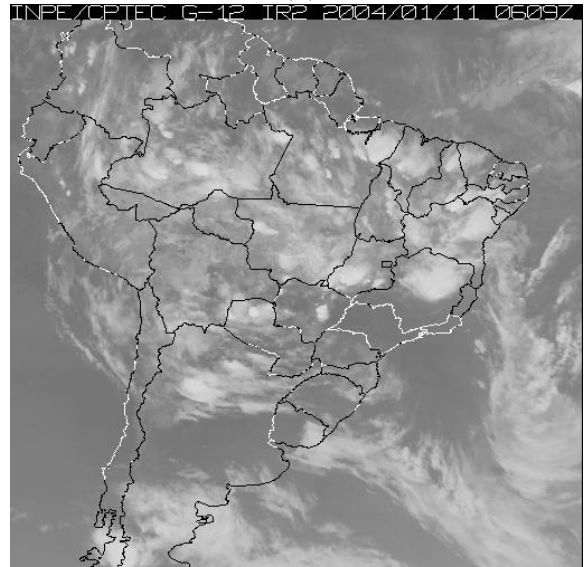
(a)



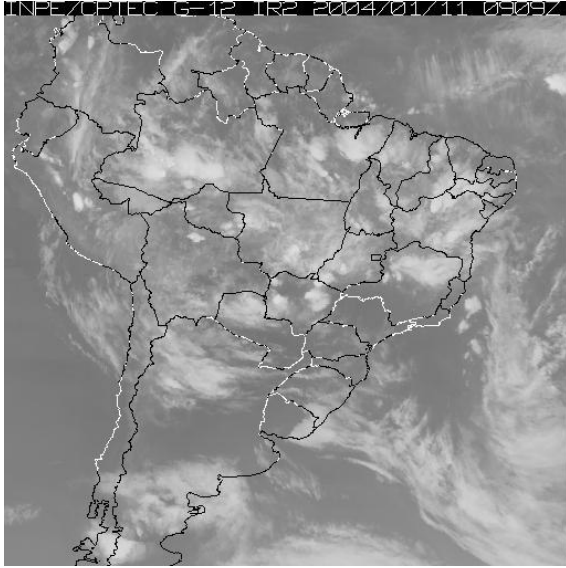
(b)



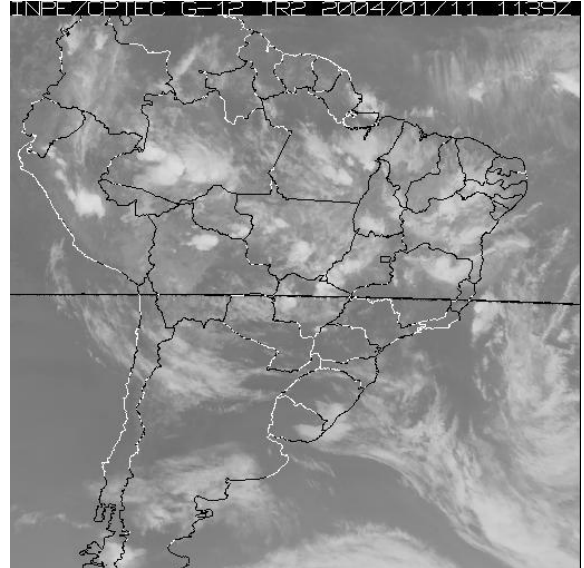
(c)



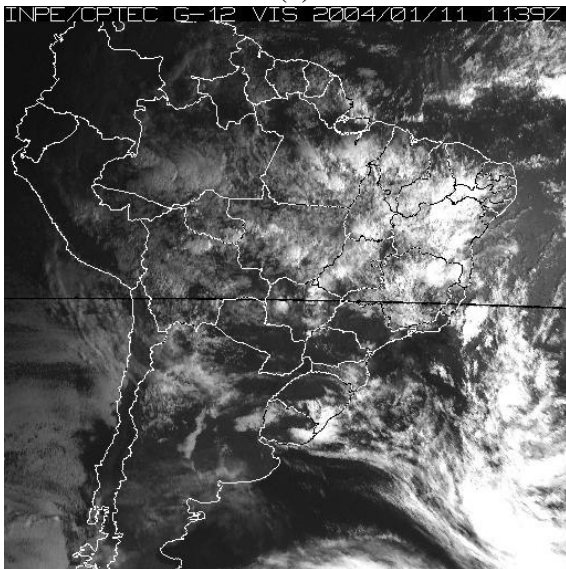
(d)



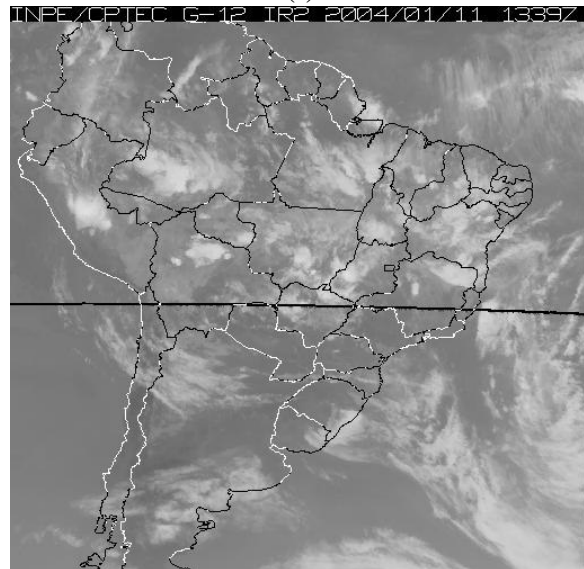
(e)



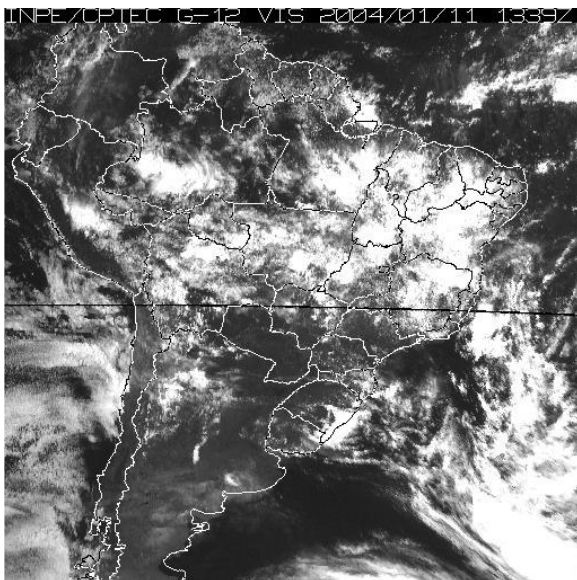
(f)



(g)



(h)



(i)

FIGURA 7.8– Imagens de satélite: (a) GOES_12 IR as 00:09Z do dia 11/01/2004, (b) METEOSAT-7 WV as 00Z do dia 11/01/2004, (c) GOES_12 IR as 03:09Z do dia 11/01/2004, (d) GOES_12 IR as 06:09Z do dia 11/01/2004, (e) GOES_12 IR as 09:09Z do dia 11/01/2004, (f) GOES_12 IR as 11:39Z do dia 11/01/2004, (g) GOES_12 VIS as 11:39Z do dia 11/01/2004, (h) GOES_12 IR as 13:39Z do dia 11/01/2004 e (i) GOES_12 VIS as 13:39Z do dia 11/01/2004.

Foi observado que cerca de 24 horas antes da ocorrência dos eventos tornádicos o Rio Grande do Sul estava sob a influência de uma massa de ar predominantemente seca. Nos três casos estudados, as nuvens geradoras dos eventos tornádicos tiveram origem em áreas de instabilidade, dissociadas de sistema frontal. Tanto no caso de São Francisco de Paula como no caso de Antônio Prado, ficou claro que a principal fonte de umidade era a Bacia Amazônica e em ambos complexos convectivos apresentaram hábitos diurnos, sem características de formação do sistema convectivo clássico descrito por muitos pesquisadores. No entanto no caso Palmares do Sul a principal fonte de umidade foi o mar e ficou claro que se tratava de um sistema de nuvem vírgula invertida com desenvolvimento em uma área de pouca extensão e duração de aproximadamente dois dias. Ocasionalmente os SCMs podem produzir uma persistente circulação de mesoescala que pode persistir até depois da convecção se dissipar. Estas circulações podem ser observadas com o re-desenvolvimento de um outro SCM permitindo que o sistema dure mais que 24 horas, segundo Bosart e Sanders (1981); Bartels e Maddox (1991) e Davis e Weismam (1994).

Aparentemente, houve a produção deste tipo de circulação no sistema convectivo de Quintão, pois foi observado por imagens de satélite posteriores as mostradas neste trabalho e confirmado no estudo de Monteiro *et. al.* (2004) que tal sistema permaneceu bastante ativo no restante do dia 11 de janeiro de 2004.

7.2 – ANÁLISE DAS SIMULAÇÕES DO RAMS

O modelo RAMS mostrou bons resultados de assimilação da topografia como pode ser visto na Figura 7.9 abaixo, no campo de topografia do Rio Grande do Sul gerado a partir de simulação com tal modelo. Nesta Figura estão marcadas as cidades que foram estudadas neste trabalho.

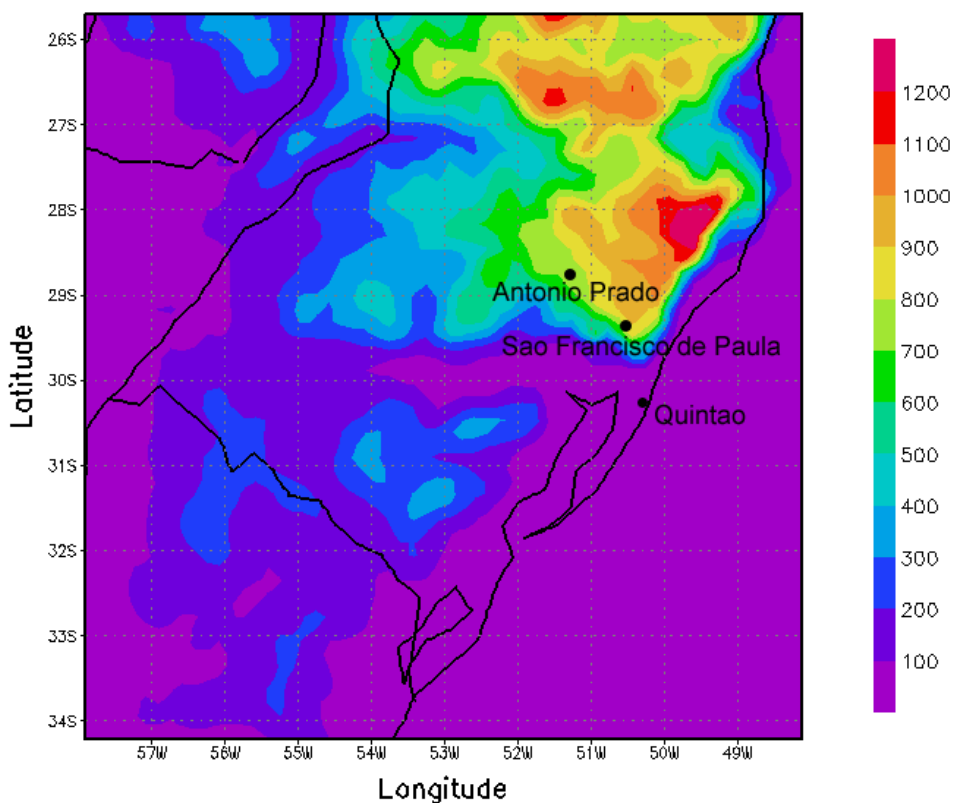


FIGURA 7.9 – Campo de topografia gerado a partir do modelo RAMS.

7.2.1 CASO SÃO FRANCISCO DE PAULA

A cidade de São Francisco de Paula está situada no extremo Nordeste do Rio Grande Sul na região denominada Campos de Cima da Serra, a 907m acima do nível do mar. O relevo da região é suave com recorte profundo de alguns rios formando uma planície elevada com declive para oeste e com campos e capões de araucária como vegetação predominante. Segundo o IBGE esta cidade está situada sob as coordenadas geográficas -29°26'53" e -50°35'01".

O tornado que atingiu a cidade de São Francisco de Paula no início da noite do dia 08 de julho de 2003, provocou ventos que foram estimados em 100km/h. O temporal durou cerca de três minutos varrendo uma faixa de aproximadamente três quilômetros de extensão e 200m de largura no centro da cidade. Segundo dados da Defesa Civil do Rio Grande do Sul, 23 casas foram totalmente destruídas, outras 262 residências ficaram danificadas, 1 escola foi destruída e outras 2 escolas, 4 indústrias e 8 estabelecimentos comerciais foram danificados, 36 pessoas ficaram feridas e houve o falecimento de uma moradora do bairro Pedra Branca. A cidade tem oito bairros e quatro deles foram atingidos pelo tornado: o Bairro Rincão, o Bairro Cipó, o Loteamento Santa Isabel e o Bairro Veraneio Hampel. Os moradores descreveram o vendaval como algo nunca visto na região. Em meio à chuva intensa que caía em São Francisco de Paula, ouviu-se um forte assobio do vento, seguido de pressão sobre portas e paredes e, imediatamente, da destruição. "*As casas não foram destelhadas, elas simplesmente deixaram de existir.*", contou a ex-vice-prefeita Margarete Marques. A Figura 7.10 está composta por fotos da destruição causada na cidade de estudo.



FIGURA 7.10 – Fotos da destruição causada pela passagem de um tornado pela cidade de São Francisco de Paula em 08 de julho de 2003.

O estudo das condições sinóticas que geraram o evento tornádico de São Francisco de Paula foi efetuado também pela análise de simulações numéricas obtidas com modelo de mesoescala RAMS. Para o caso São Francisco de Paula a grade 1 possui 60 pontos e seu centro está sobre a cidade de Santa Maria, localizada nas coordenadas 29,6°S e 53,8°W. As outras duas grades foram centralizadas sobre a cidade de São Francisco de Paula, nas coordenadas 29,4°S e 50,6°W, porém a grade 2 possui 78 pontos e a grade 3 foi configurada com 102 pontos de grade. Ressalta-se que estas coordenadas correspondem a um ponto situado no sul da cidade de estudo. Na Figura 7.11 está a relação entre as três grades.

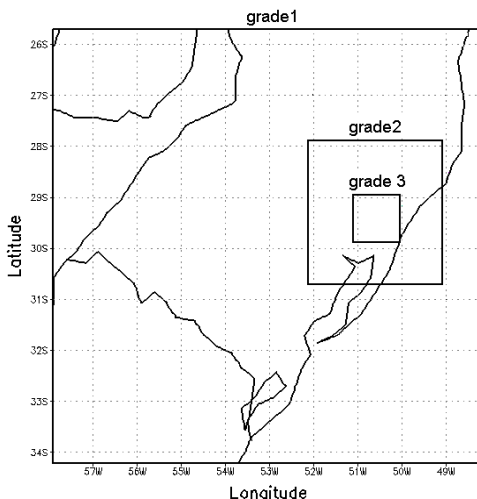
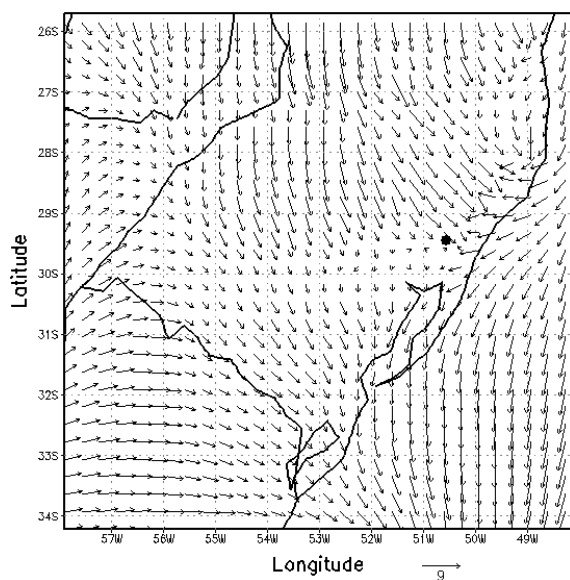


FIGURA 7.11 - Esquema das grades do RAMS utilizadas para o caso São Francisco de Paula.

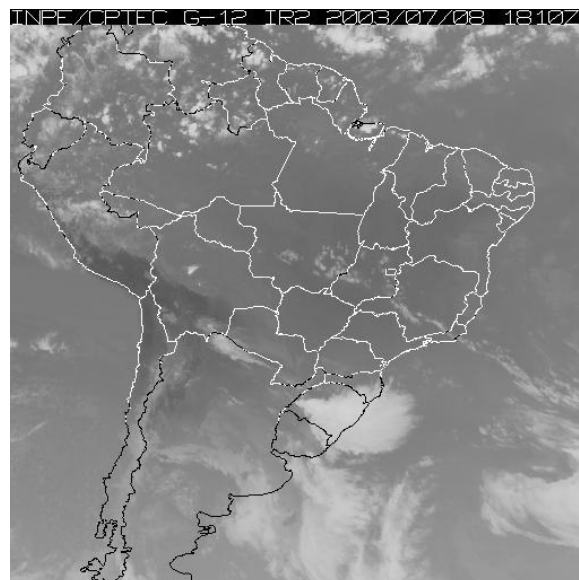
7.2.1.1 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 1

Observa-se na Figura 7.12 (a), do campo do vento horizontal em superfície das 15hl, uma linha de convergência que percorre toda a região dos Campos de Cima da Serra. Esta convergência se deve ao levantamento do vento em superfície forçado pela orografia que a partir de agora será tratada como “convergência orográfica”. Observou-se ainda que as componentes zonal e meridional do vento apresentaram um giro anticiclônico ao longo do dia, mudando sua direção predominante de nordeste para noroeste. Este giro ocorreu com o avanço do sistema frontal que pode ser observado na imagem GOES-12 IR das 18:10Z, Figura 7.12 (b). Nenhum dos relatos apresentados pelo jornal Correio do Povo ou pela Defesa Civil/RS fornecem o horário preciso de ocorrência do tornado em São Francisco de Paula, ambos informam que o acontecimento foi no início da noite. Por isso serão analisados os campos de três horários 18, 19 e 20hl. No campo de vento horizontal das 18hl, Figura 7.12 (c), observa-se que a convergência orográfica sobre os Campos de Cima da Serra estava menos intensa e que toda a região dos Aparados da Serra estavam sob a influência de um fluxo convergente em velocidade, cuja direção predominante era de noroeste. A frente fria que se deslocava pelo mar ao largo do litoral gaúcho as 18hl estava na altura da cidade de Pelotas (31,77°S e 52,34°W). Uma hora mais tarde, Figura 7.12 (d), observou-se que o sistema frontal avançou cerca de 50km e a convergência orográfica,

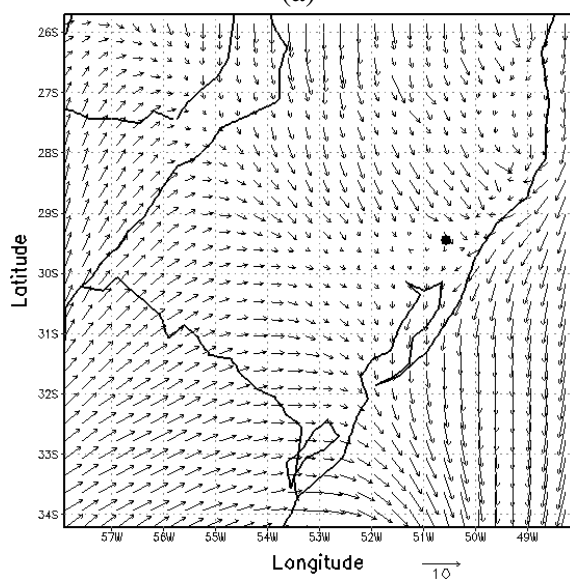
apesar de presente, estava menos intensa. Esta desintensificação da convergência sobre os Campos de Cima da Serra é atribuída a inversão na circulação de vale-montanha. Na Figura 7.12 (e), onde está o campo de vento horizontal das 20hl, não foi verificada nenhuma mudança significativa no comportamento do vento horizontal em superfície, mas observou-se a concordância posicional entre o fluxo convergente a partir do sul do Paraguai e o sistema convectivo que cobria a metade norte do Rio Grande do Sul que aparece na imagem GOES-12 IR das 23:00, Figura 7.12 (f).



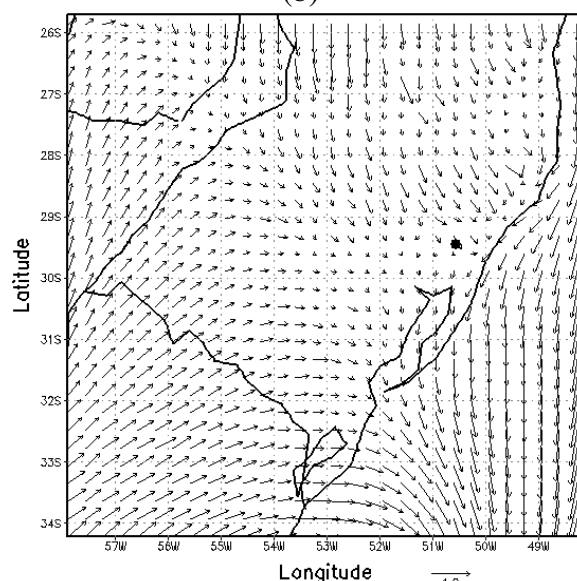
(a)



(b)



(c)



(d)

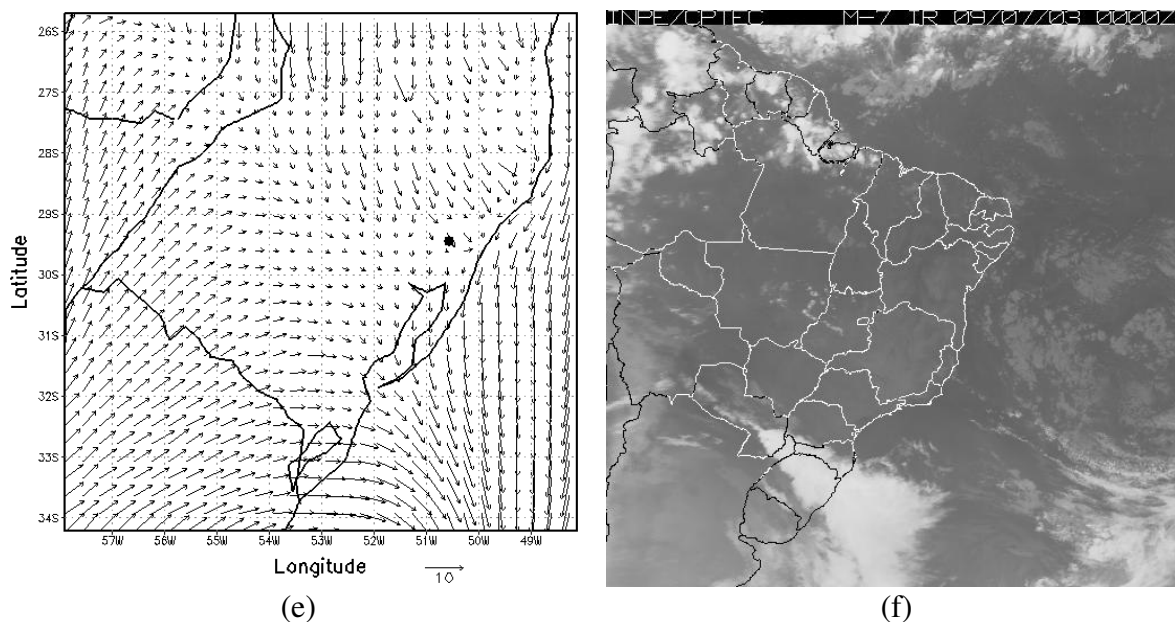


FIGURA 7.12 - Campo de vento horizontal do dia 08/07/2003 a 14,3m acima do solo das: (a) 15hl, (b)18hl, (c) 19hl e (d) 20hl; e imagens do satélite GOES-12 IR das (c) 18:10Z do dia 08/07/2003 e (f) 00Z do dia 09/07/2003.

Estando a camada superficial entre 100 e 200m de altura em média, escolheu-se o nível 4 do modelo, que está a 133,9m acima do solo, como o nível cujos campos seriam representativos das circulações no topo da camada superficial. Nos campos do vento horizontal a 133,9m de altitude, Figura 7.13 (a), (b) e (c) correspondentes aos respectivos horários das 18, 19 e 20hl, observou-se a marcante divisória de fluxo sobre o Rio Grande do Sul. Enquanto o sul, sudoeste e oeste do estado estavam sob a influência do sistema frontal, fluxo de sudoeste; o norte, nordeste e leste encontravam-se sob a influência de um sistema convectivo, associado com o sistema frontal, mas que ocasionou fluxo convergente de noroeste sobre os Aparados da Serra. Observou-se nas três figuras que a faixa que separa os dois fluxos dominantes, de noroeste a norte do estado e de sudoeste ao sul do estado, tornou-se mais estreita com o passar das horas. Isto permitiu que a borda sul do sistema convectivo que cobria o norte do estado se tornasse muito bem definida nas imagens de satélite (ver Figuras 7.12 (b) e (f) acima). Notou-se também a intensificação dos ventos sobre os Aparados da Serra entre as 18 e 20hl.

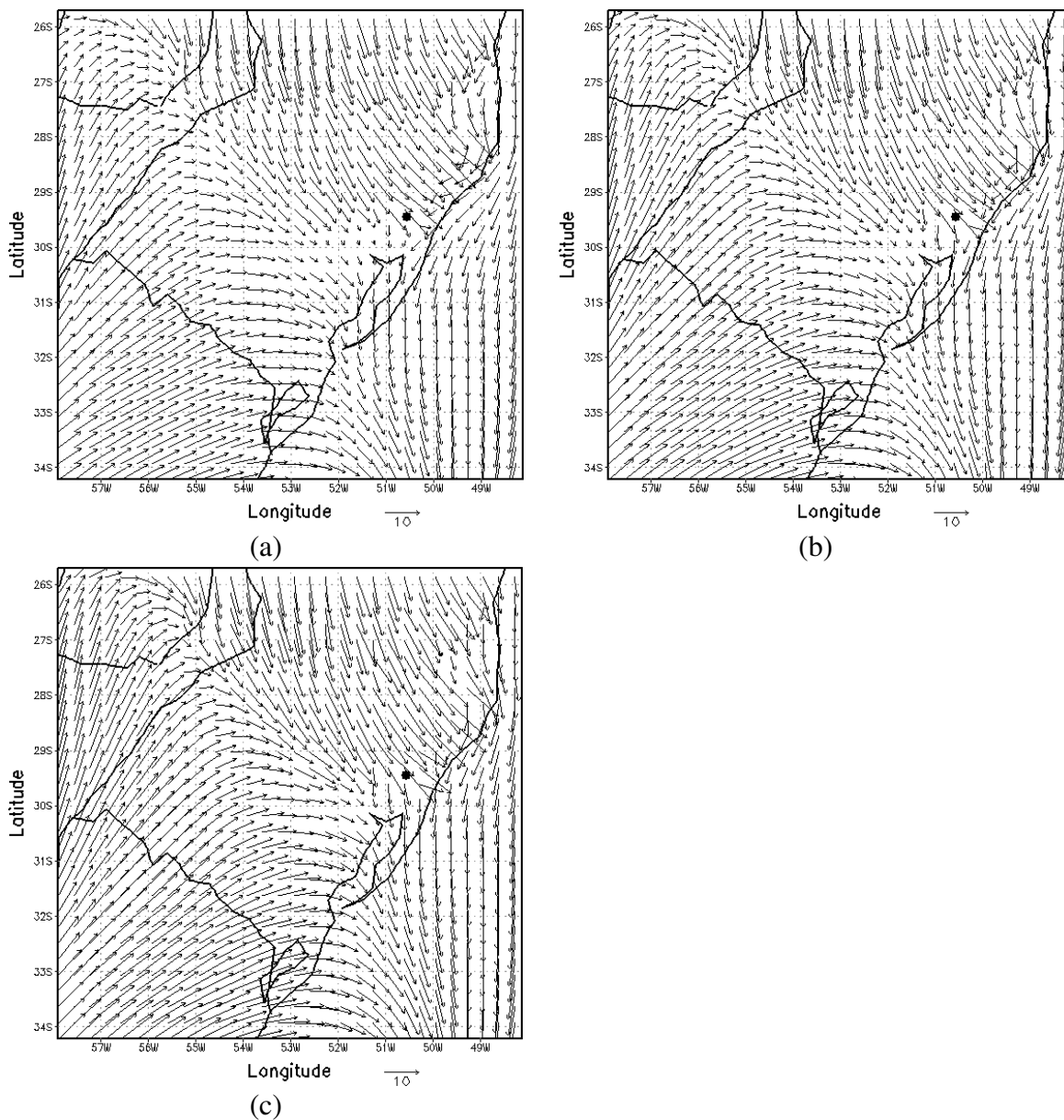
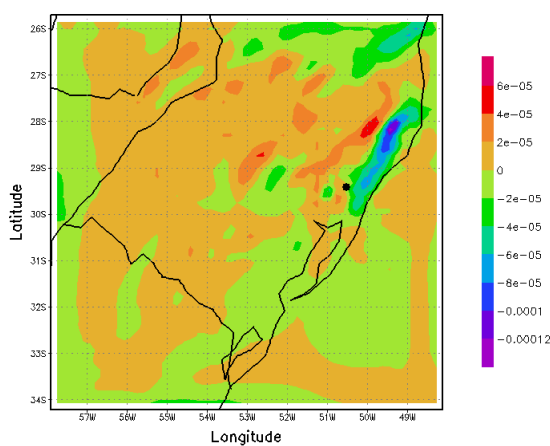


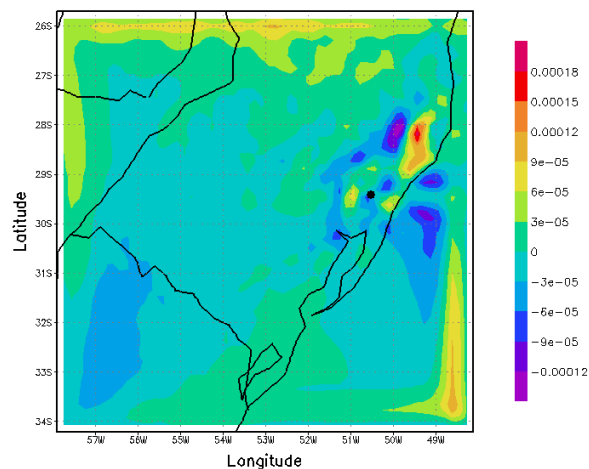
FIGURA 7.13 – Campo de vento horizontal do dia 08/07/2003 a 133,9m acima do solo das: (a) 18hl, (b) 19hl e (c) 20hl.

Nas imagens anteriores observou-se uma forte convergência sobre os Campos de Cima da Serra, e se há convergência em superfície, então haverá divergência em altitude. Os campos de divergência horizontal estão na Figura 7.14 onde se observou a concordância posicional entre essa variável e a convergência em superfície. Salienta-se que a parte negativa do campo representa a divergência e a parte positiva a convergência. Observou-se que sobre o nordeste gaúcho a divergência mostrou-se em uma profunda

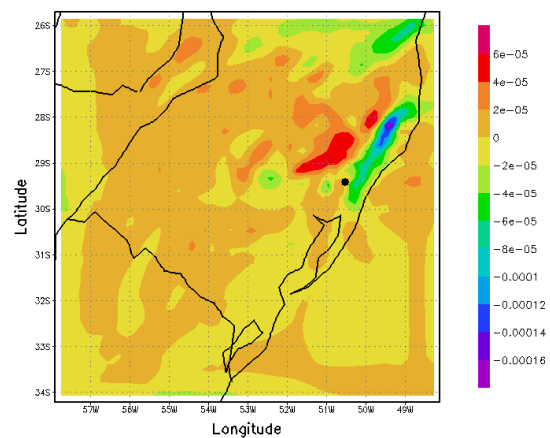
camada que se estendia do nível 19 da simulação (4.225m de altitude) até o topo da troposfera. Foi observado que no nível 28, aproximadamente a 12.000m de altitude (não mostrado), o fluxo ainda era divergente sobre os Aparados da Serra. Assim conclui-se que o fluxo divergente ocorreu desde a média troposfera até a tropopausa. O fato da divergência ocorrer em diversos níveis, evidência a realimentação de vórtices secundários em torno da tempestade convectiva principal, auxiliando assim na formação de novas nuvens convectivas, que juntas formaram um sistema convectivo. Destaca-se o fato de que a divergência foi mais intensa as 20hl (4.225m acima do solo) e que a mesma intensificação também apareceu no campo de convergência.



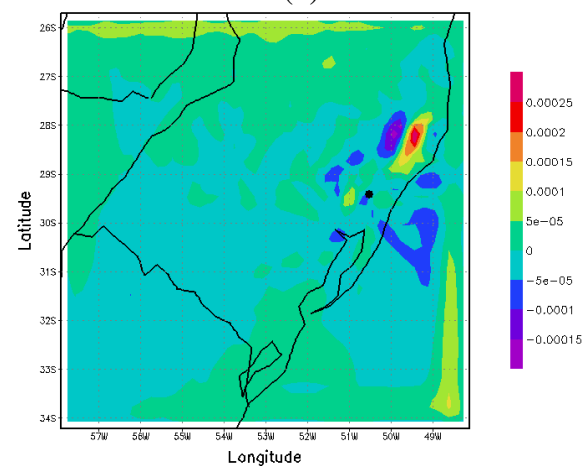
(a)



(b)



(c)



(d)

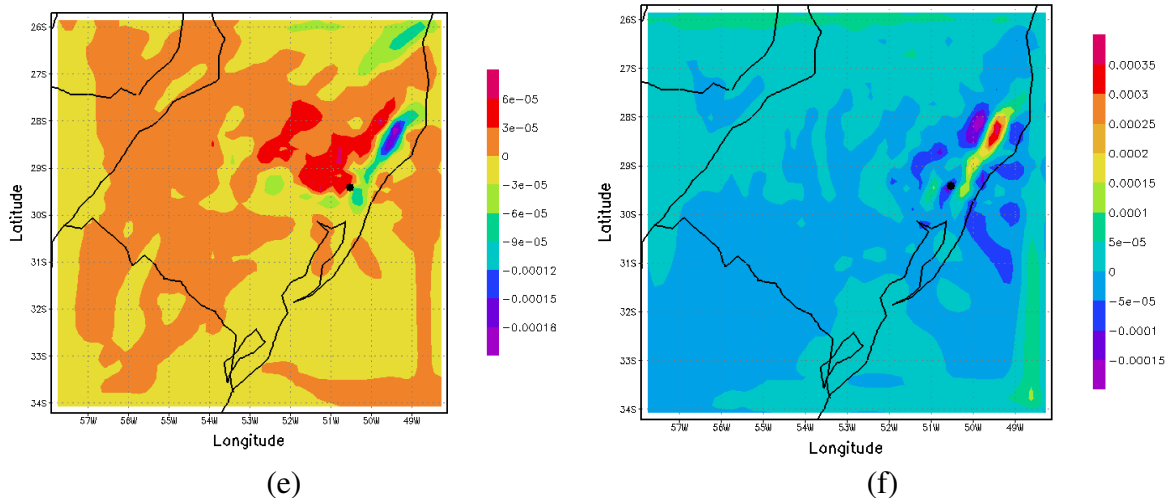
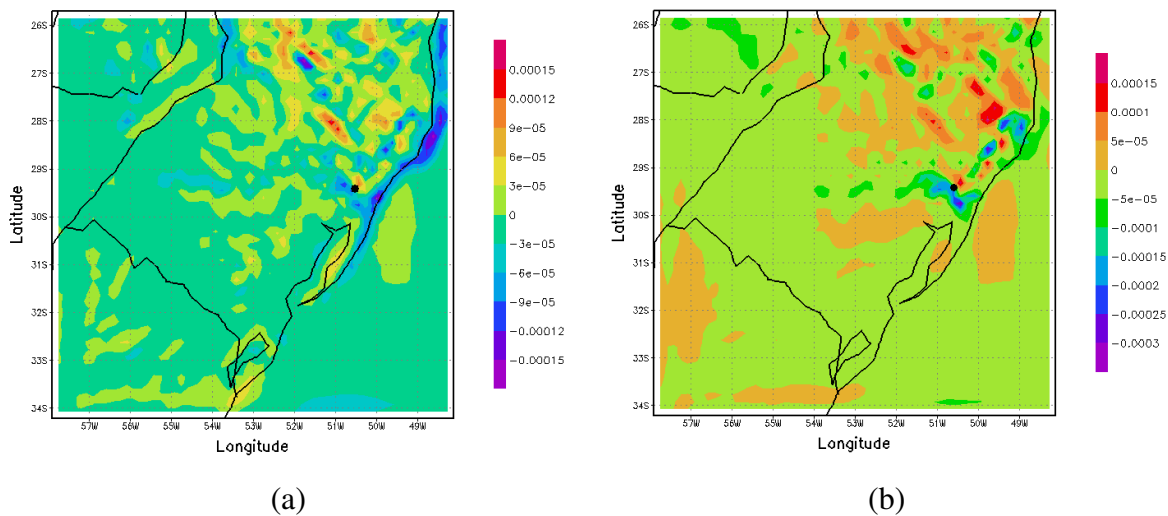


FIGURA 7.14 – Campo de divergência horizontal: (a) nível 19 as 18hl, (b) nível 29 as 18hl, (c) nível 19 as 19hl, (d) nível 29 as 19hl, (e) nível 19 as 20hl e (f) nível 29 as 20hl.

Sobre o Hemisfério Sul a divergência está associada com a vorticidade anticiclônica, portanto vorticidade positiva. Nos campos de vorticidade horizontal em superfície e a 133,9m acima do solo, Figura 7.15, observou-se que a intensidade da vorticidade ciclônica (negativa) permaneceu inalterada com o passar das horas sobre o nordeste gaúcho. Entretanto, mostrou-se mais intensa a 133,9m de altitude.



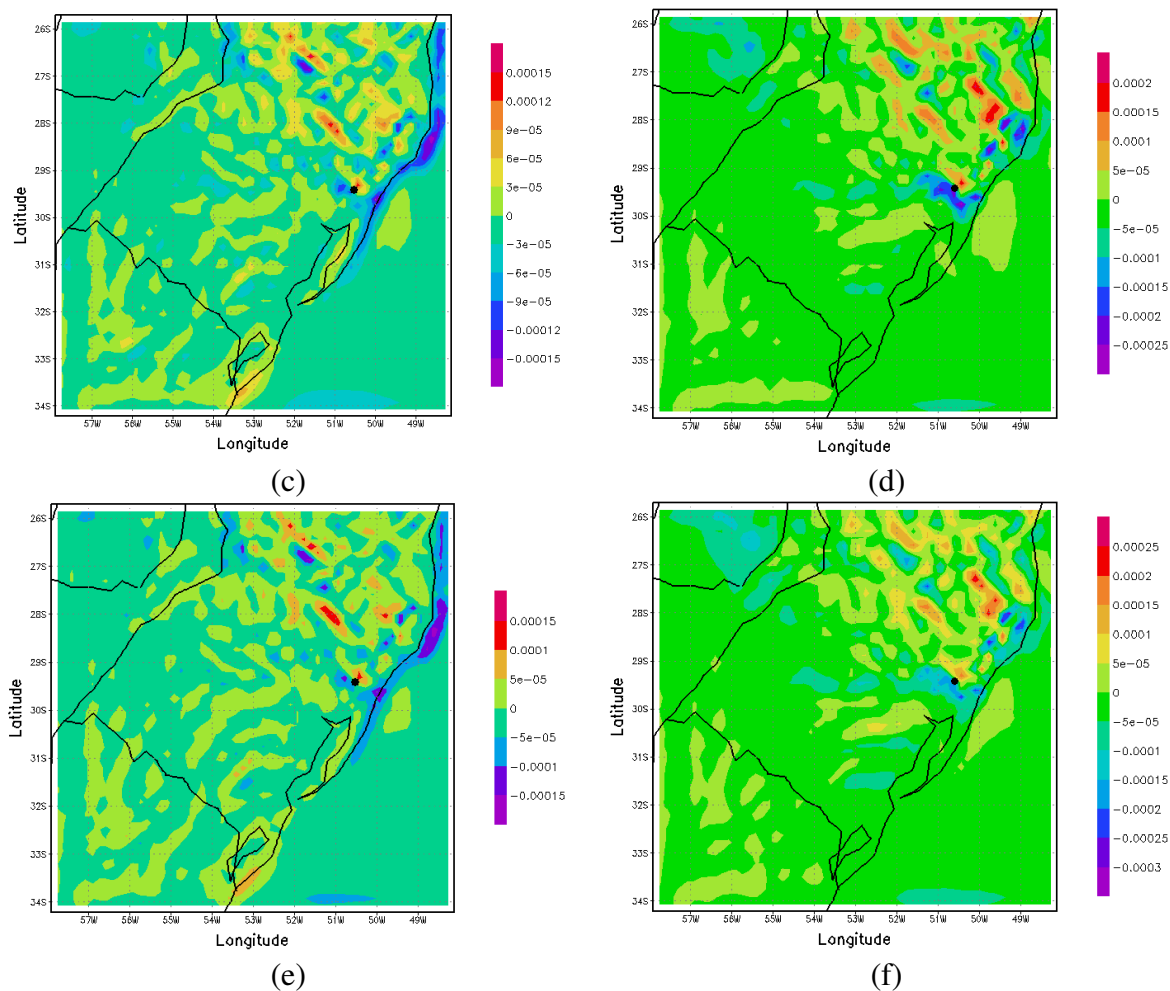


FIGURA 7.15 – Campo de vorticidade horizontal: (a) nível 1 as 18hl, (b) nível 4 as 18hl, (c) nível 1 as 19hl, (d) nível 4 as 19hl, (e) nível 1 as 20hl e (f) nível 4 as 20hl.

Segundo Doswell *et al.* (1996) a umidade é um dos elementos essenciais para a formação de nuvens convectivas. As Figuras 7.16 mostram os campos de umidade na superfície e no nível 24, que corresponde a 9101m de altura, nos horários das 18, 19 e 20hl. Observou-se o acúmulo da umidade em superfície com o passar das horas em todas as regiões gaúchas. No nível 24 notou-se uma região bem definida de muita umidade, evidenciando assim a presença de um sistema convectivo profundo. Notou-se ainda neste nível que a concentração da umidade aumentou entre as 18 e 19hl, deixando assim o gradiente de umidade entre os limites do sistema convectivo e o ambiente externo a este, mais intenso as 19hl. A intensidade deste gradiente voltou a diminuir as 20hl. Observou-se

ainda que a alta troposfera apresentava-se tão úmida quanto a baixa troposfera, mostrando a existência de uma fraco gradiente vertical de umidade.

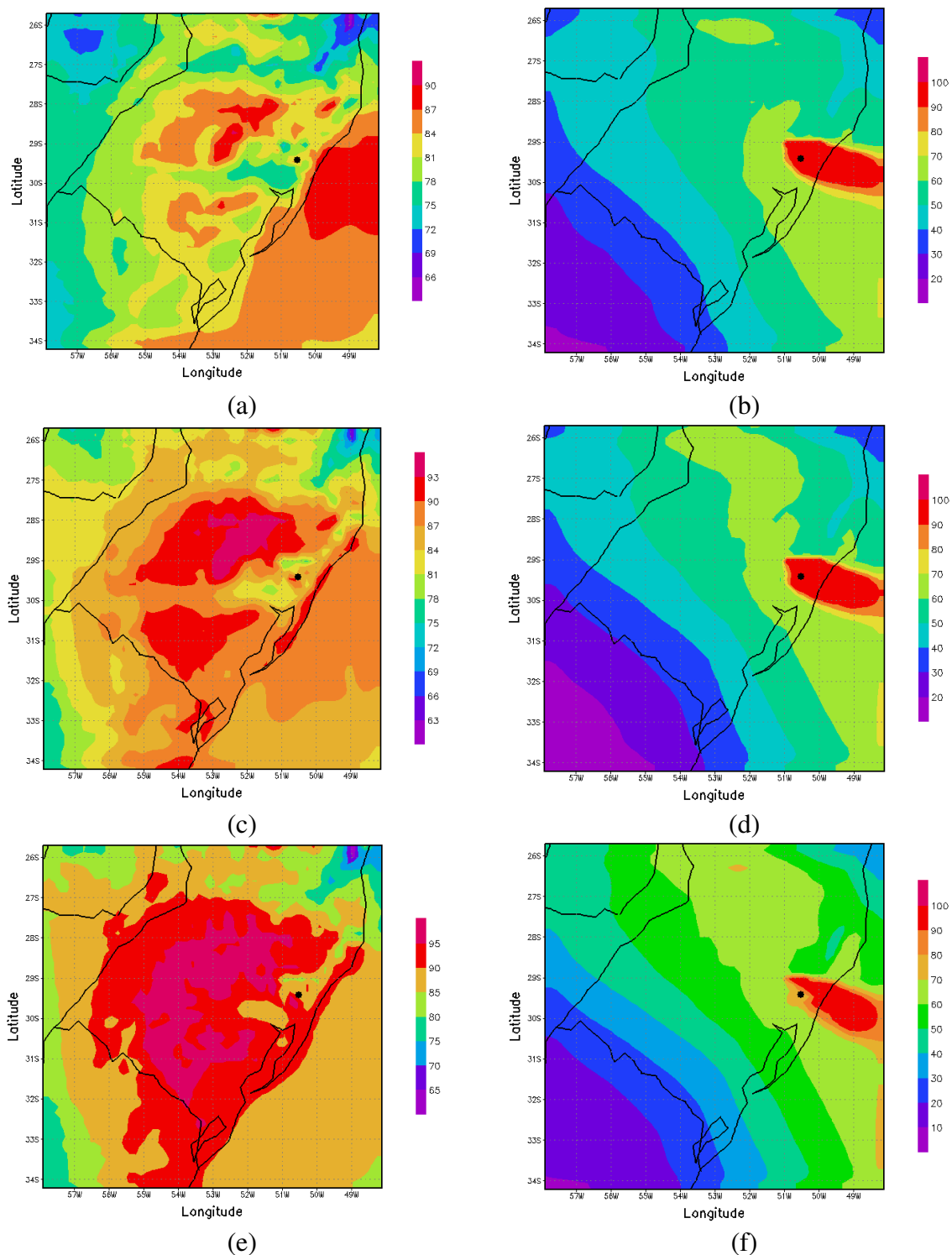


FIGURA 7.16 – Campo de umidade do ar: (a) nível 1 as 18hl, (b) nível 24 as 18hl, (c) nível 1 as 19hl, (d) nível 24 as 19hl, (e) nível 1 as 20hl e (f) nível 24 as 20hl.

7.2.1.2 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 2

Nas Figuras 7.17 (a), (b) e (c) tem-se os campos de vento horizontal gerados na grade 2 para os respectivos horário das 18, 19 e 20hl. Foi possível constatar claramente a intensa linha de convergência em superfície que se estendia do paralelo 29,4°S até o canto superior direito da grade. Observou-se também que na parte central da grade havia uma grande área cujo campo de vento apresentava-se bastante desordenado, indicando instabilidade, onde se pode identificar diversas linhas e pontos de convergência em superfície, que podem estar associados com a formação de nuvens convectivas.

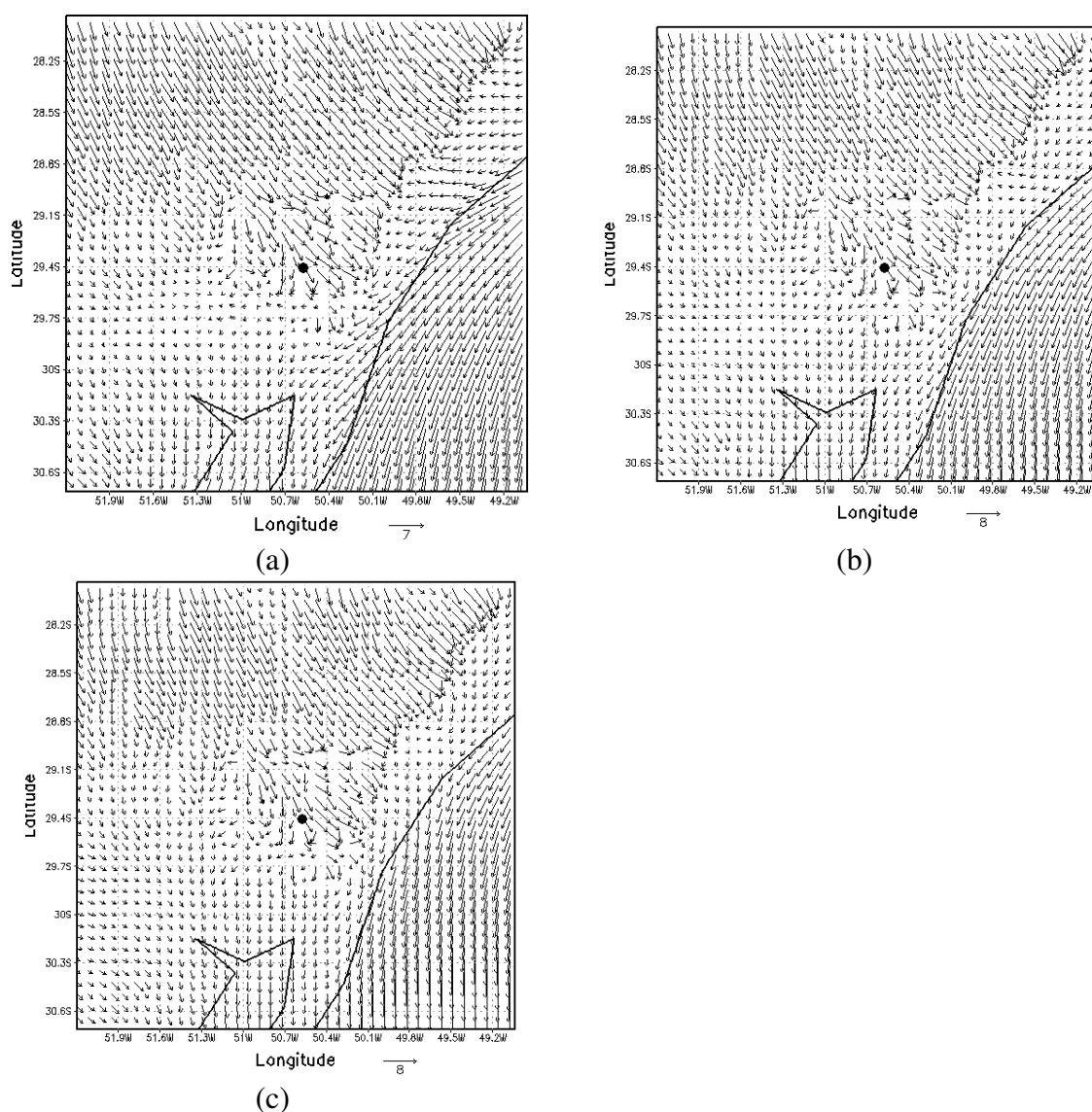
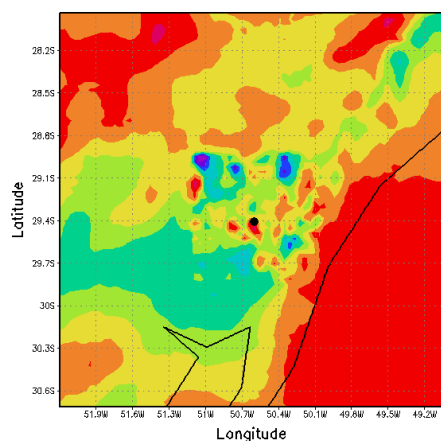
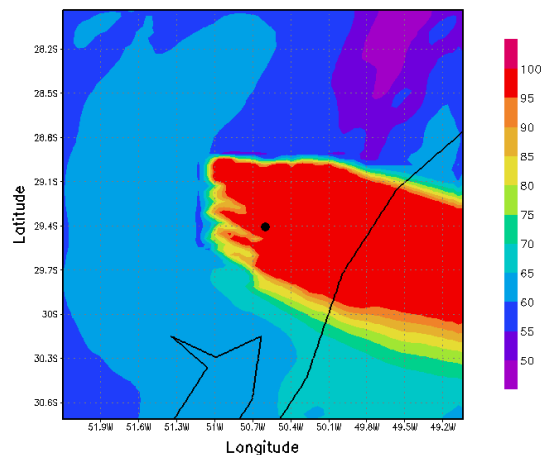


FIGURA 7.17 – Campo de vento horizontal da grade 2 do dia 08/07/2003 das: (a) 18hl, (b) 19hl e (c) 20hl.

Analisando os campos de umidade em superfície das Figuras 7.18 (a), (c) e (e), para os horários das 18, 19 e 20hl, observou-se que as áreas a sudeste e noroeste da grade apresentavam-se mais úmidas que as demais áreas, indicando que estas duas eram as principais fontes de umidade para os Campos de Cima da Serra. Considerando que o fluxo do vento de leste era menos intenso do que o predominante fluxo de noroeste, a umidade proveniente do mar foi barrada pelos Aparados da Serra e assim a região de São Francisco de Paula teve como fonte de umidade a parte noroeste e norte do Rio Grande do Sul. Observou-se ainda que aproximadamente no centro da grade ocorreu concentrações de baixa umidade (azul) atribuídas a subsidência do ar. Os campos nas Figuras 7.18 (b), (d) e (f), que corresponde a umidade a 9.101m acima do solo, observou-se uma área bem definida com muita umidade, associada à presença de sistemas convectivos profundos, que atingiram os níveis altos da troposfera. Curiosamente, ao contrário do esperado, a atmosfera apresentava-se mais seca em superfície do que em altitude, fornecendo indícios de que mesmo sendo profundas estas nuvens convectivas não eram intensas, ou melhor não causavam ventos tão intensos. No entanto, percebe-se que o gradiente vertical de umidade tornou-se mais intenso as 20hl, principalmente na região central da grade, indicando este como o possível horário de ocorrência do tornado.



(a)



(b)

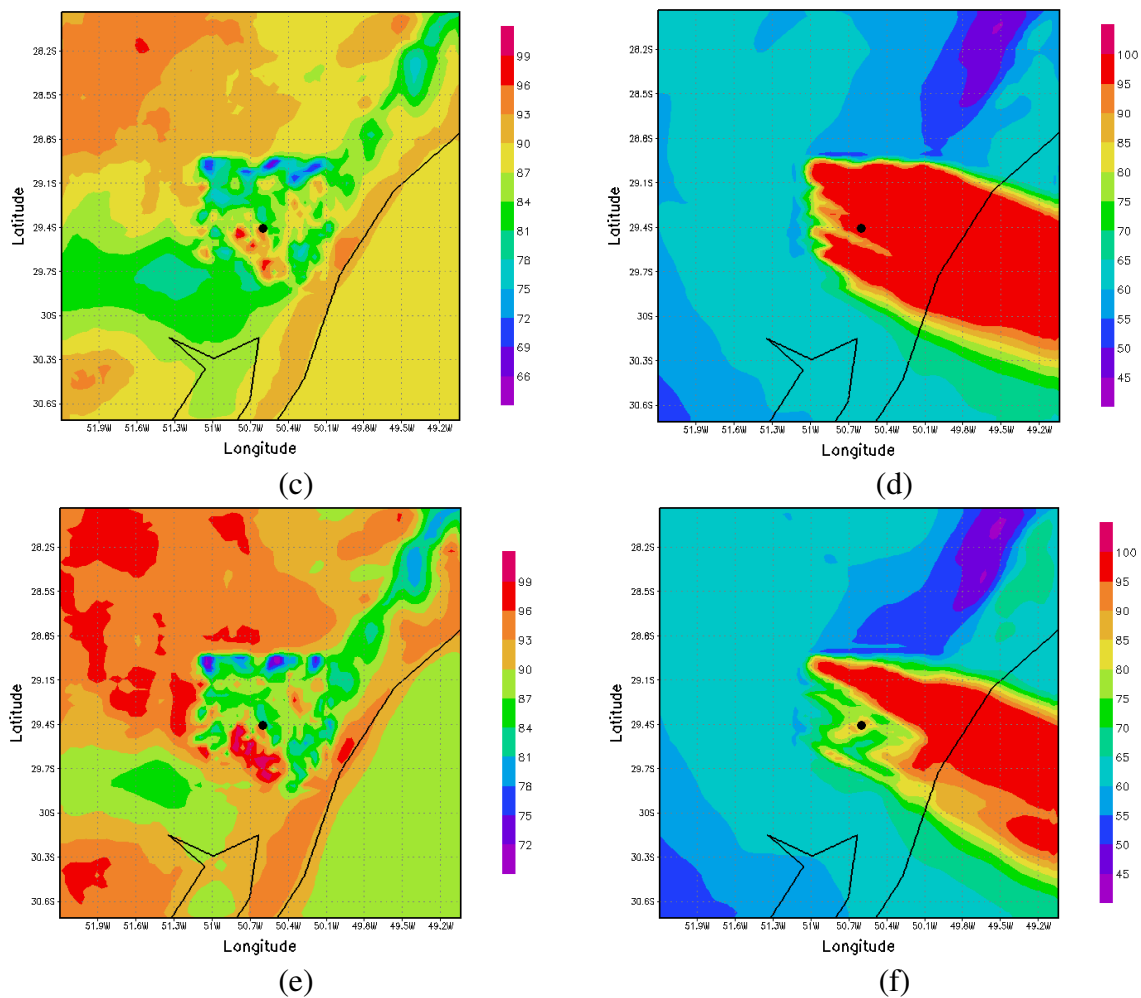


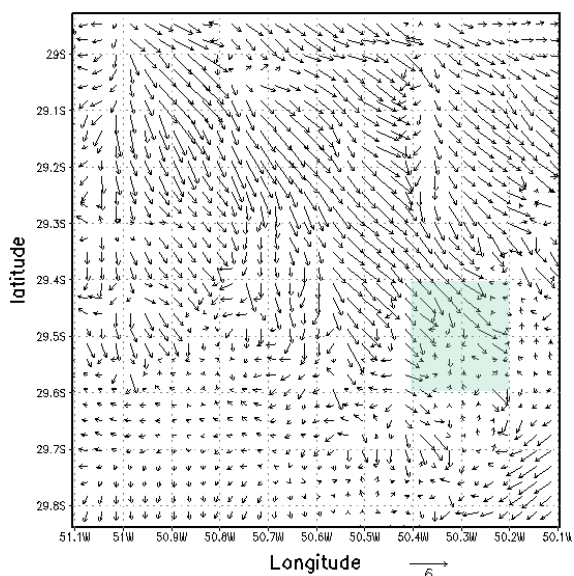
FIGURA 7.18 – Campo de umidade do ar para a grade 2: (a) nível 1 as 18hl, (b) nível 24 as 18hl, (c) nível 1 as 19hl, (d) nível 24 as 19hl, (e) nível 1 as 20hl e (f) nível 24 as 20hl.

7.2.1.3 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 3

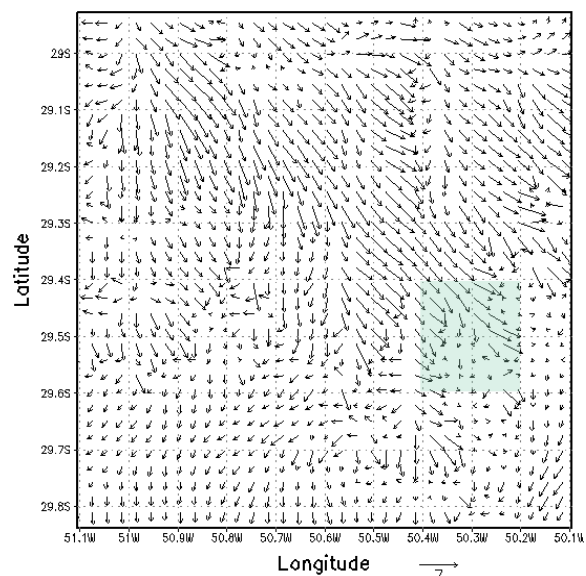
Na tentativa de identificar o vórtice tornádico ocorrido na cidade de estudo observou-se os campos em três horários de possível ocorrência deste evento, ou seja, 18, 19 e 20hl. Segundo relatório da Defesa civil do Rio Grande do Sul, o Bairro Rincão foi um dos atingidos pelo tornado que varreu uma região de três quilômetros de extensão e o IBGE identifica as coordenadas 29,5°S e 50,3°W como “São Francisco de Paula – Rincão”. Por isso, a atenção foi dirigida para a região destacada na Figura 7.19.

Nas Figuras 7.19 tem-se os campos do vento horizontal nos níveis 1, 2 e 4 da simulação, que correspondem a 14,3, 47,2 e 133,9m acima do solo respectivamente. Notou-

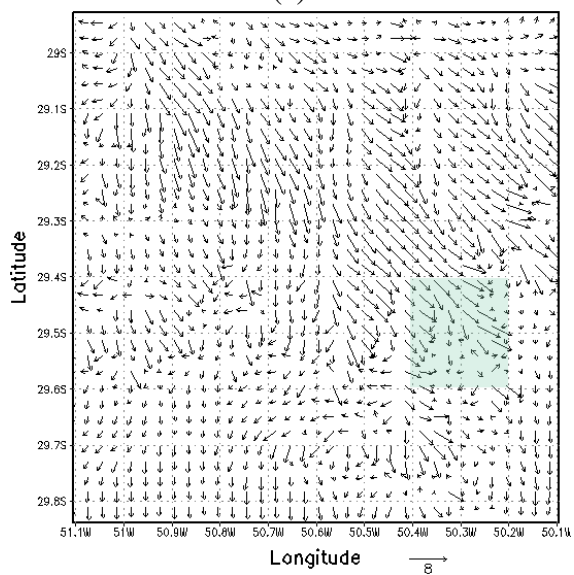
se que em qualquer dos níveis o campo se mostrou bastante perturbado, com vários pontos de convergência. Na região em destaque observou-se duas zonas de intensa convergência dos ventos, principalmente em velocidade. Uma delas está sobre a lateral esquerda e outra corta na diagonal secundária o canto superior direito da região em destaque. Ressalta-se o fato dos ventos terem ganho intensidade com o passar das horas.



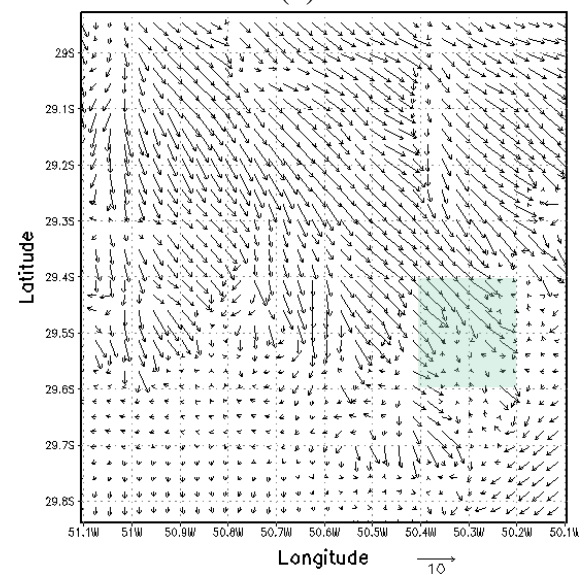
(a)



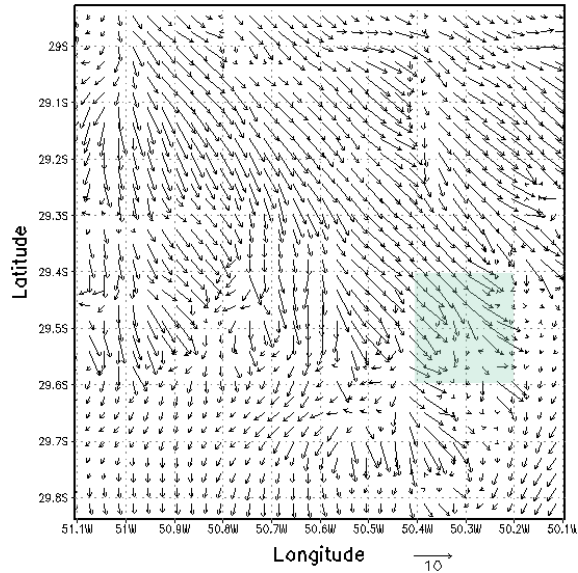
(b)



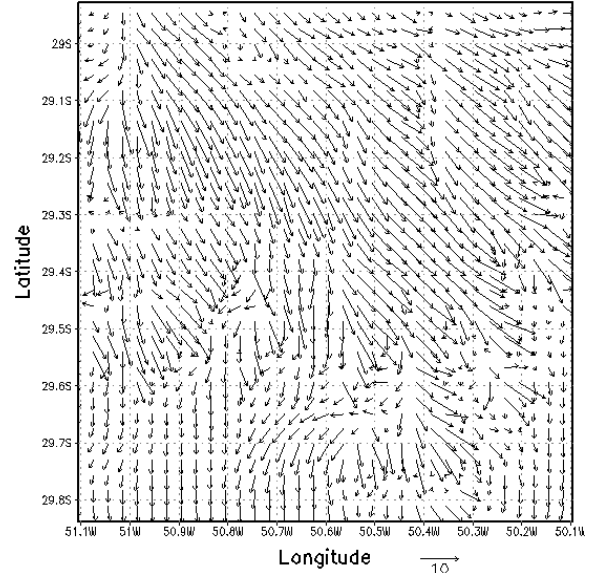
(c)



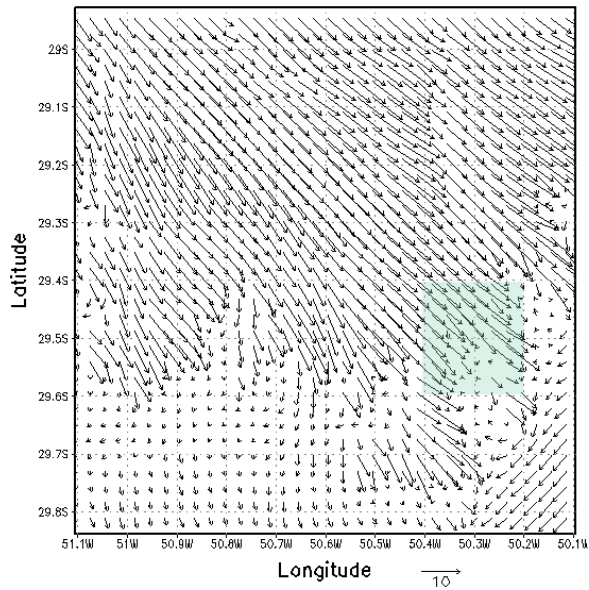
(d)



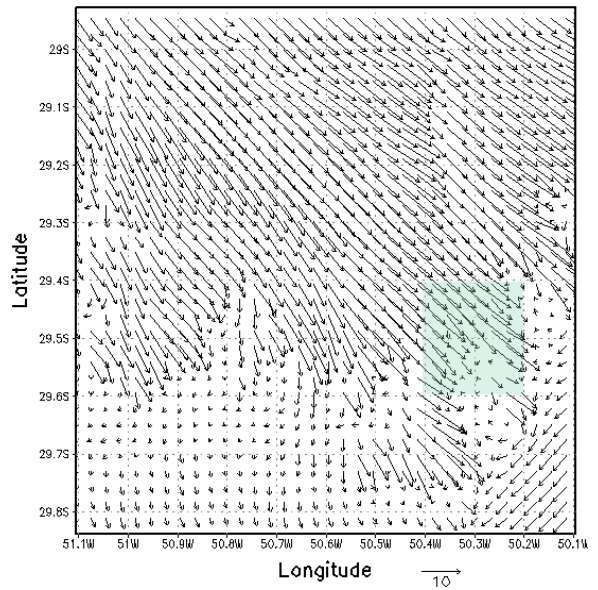
(e)



(f)



(g)



(h)

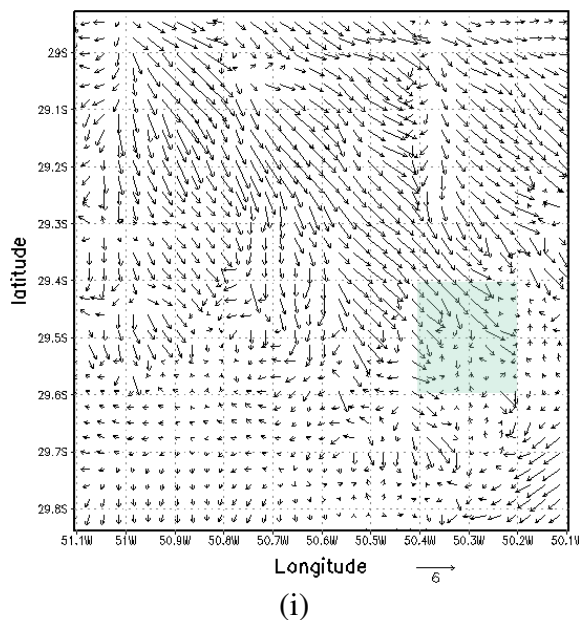
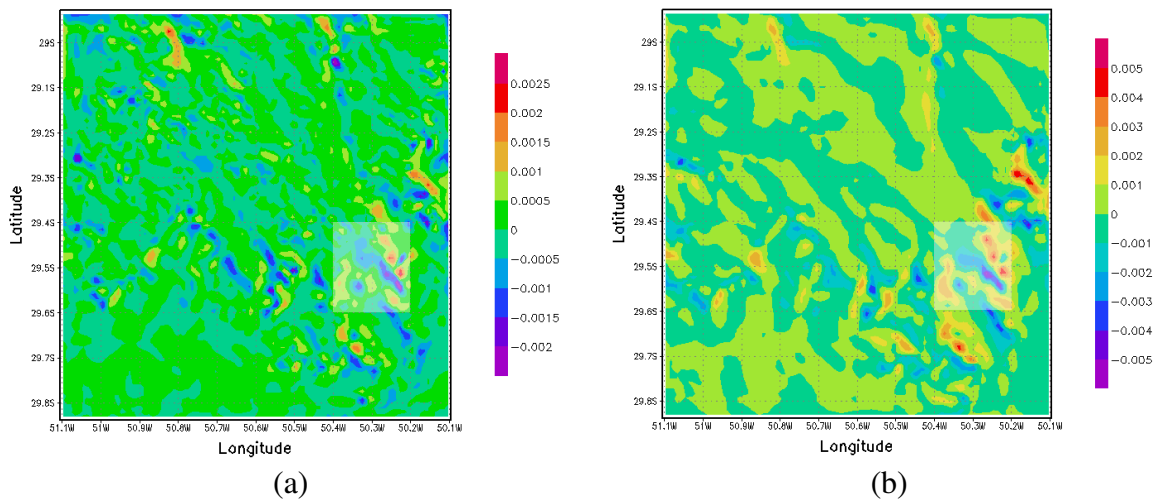


FIGURA 7.19 – Campo de vento horizontal da grade 3 do dia 08/07/2003: (a) nível 1 as 18hl, (b) nível 1 as 19hl, (c) nível 1 as 20hl, (d) nível 2 as 18hl, (e) nível 2 as 19hl, (f) nível 2 as 20hl, (g) nível 4 as 18hl, (h) nível 4 as 19hl, (i) nível 4 as 20hl.

Observando os campos de vorticidade simulados nos níveis de 1 e 4 do modelo, Figuras 7.20, constatou-se que haviam três regiões onde se observava vorticidade mais intensa, tanto positiva como negativa, e que uma destas encontrava-se exatamente sobre a micro-região que vem sendo estudada (em destaque). Observou-se que a vorticidade negativa mais intensa estava sobre uma estreita faixa que passa aproximadamente no centro da região em destaque e que possui cerca de 10 quilômetros de extensão.



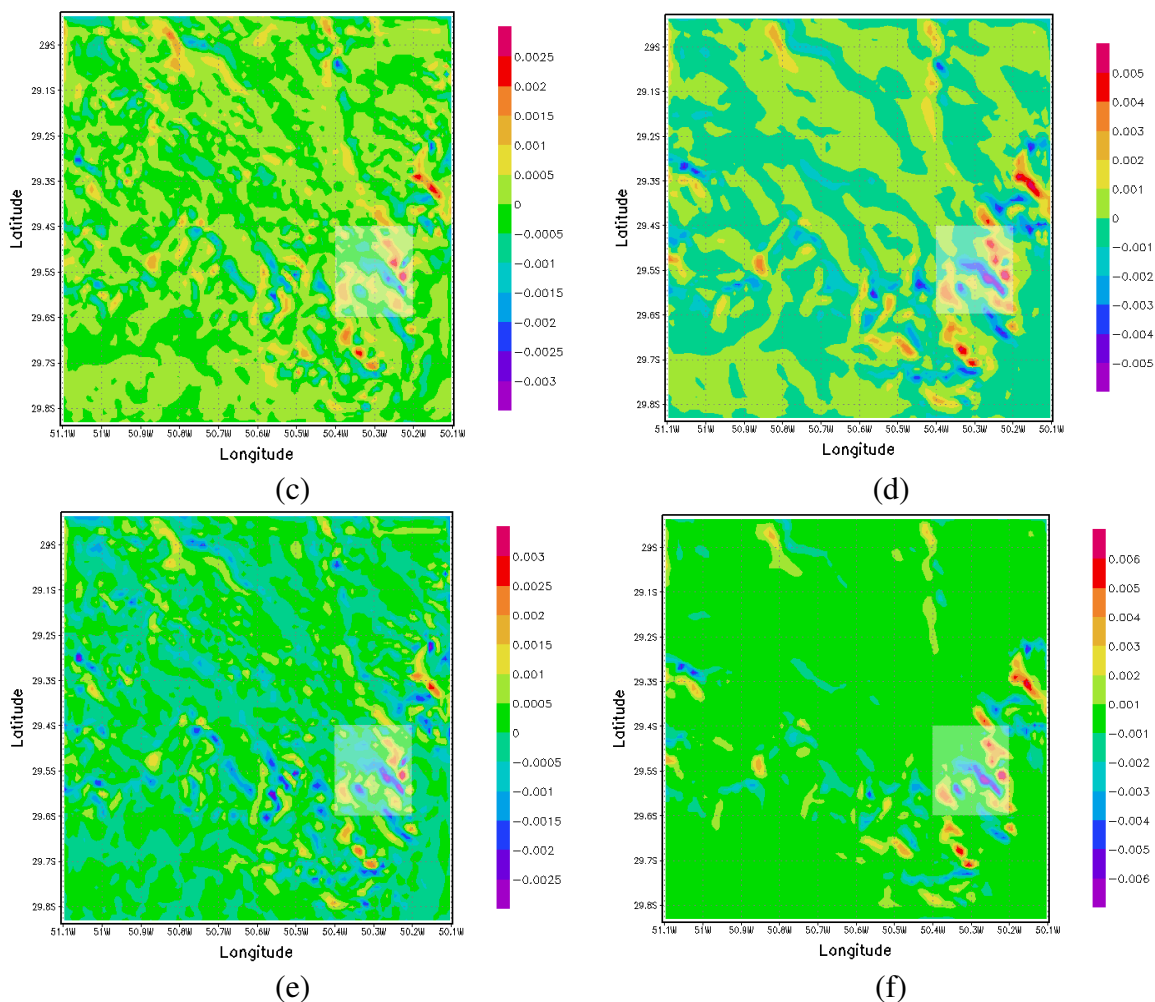


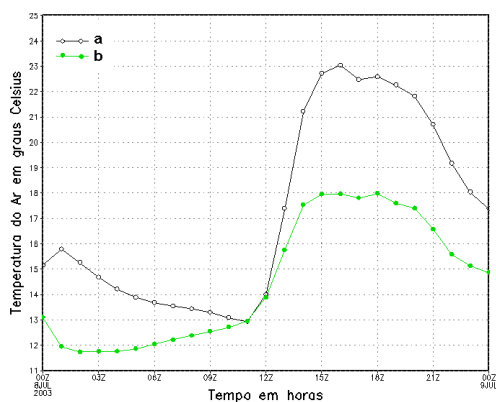
FIGURA 7.20 – Campo de vorticidade horizontal da grade 3 do dia 08/07/2003: (a) nível 1 as 18hl, (b) nível 4 as 18hl, (c) nível 1 as 19hl, (d) nível 4 as 19hl, (e) nível 1 as 20hl e (f) nível 4 as 20hl.

Sobre a faixa de vorticidade negativa selecionou-se dois pontos onde tal variável apresentou menor valor, para serem os representativos do comportamento médio desta faixa, estando estes pontos sobre as coordenadas **a**(29,52°S; 50,27°W) e **b**(29,54°S; 50,23°W)

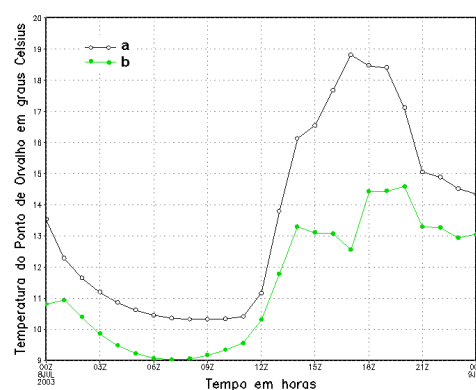
Foi analisada a variação temporal das seguintes variáveis: pressão atmosférica, temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, umidade, velocidade do vento horizontal, direção do vento horizontal, velocidade do vento vertical e energia cinética turbulenta; para os dois pontos escolhidos. Através da análise destes perfis procurou-se

encontrar gradientes que permitissem distinguir um único ponto como o representativo do evento tornádico ou conhecer melhor o comportamento do ambiente que gerou tal evento.

A Figura 7.21(a) mostra o gráfico de temperatura do ar onde se observou que mesmo os pontos estando muito próximos a diferença de temperatura entre eles era grande. Observou-se que o gradiente de temperatura neste dia 8 de julho foi de 10°C para o ponto **a** e de $6,2^{\circ}\text{C}$ para o ponto **b**. A partir das 18Z os dois pontos apresentaram queda na temperatura sendo levemente mais acentuada sobre o ponto **a**. O gráfico da temperatura do ponto de orvalho esta na Figuras 7.21 (b), onde então observou-se que o gradiente desta variável entre os dois pontos foi menos intenso do que o gradiente de temperatura do ar.



(a)



(b)

FIGURA 7.21 – Gráfico do perfil temporal da temperatura do ar (a) e da temperatura do ponto de orvalho (b).

O gráfico de pressão atmosférica esta na Figura 7.22 (a) onde se observou que a curva vinha numa ascendente até as 11Z para os dois pontos e então começou a decair. A queda foi da ordem de 5mb para o ponto **a** e da ordem de 4mb para o ponto **b**. Em ambos pontos a pressão atmosférica subiu levemente entre as 20 e 23Z, quando então voltou a cair. Apesar de mostrar pouca queda na pressão, esperava-se exatamente este comportamento nesta variável. Quanto à umidade do ar, Figura 7.22 (b), observou-se uma grande variação ao longo do dia, porém de forma mais brusca sobre o ponto **a** a partir das 07Z.

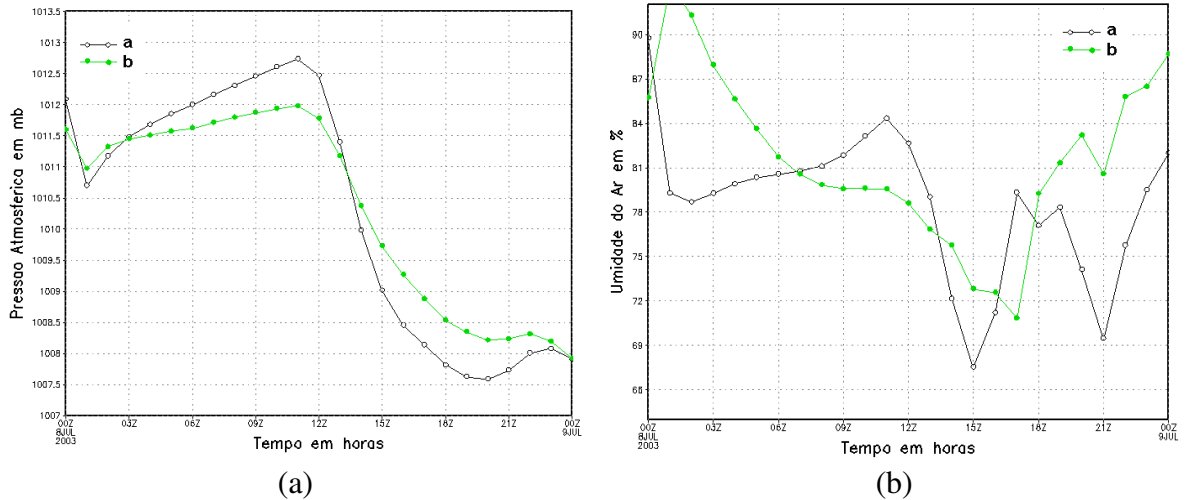


FIGURA 7.22 – Gráfico do perfil temporal da pressão atmosférica (a) e da umidade do ar (b).

No gráfico da velocidade do vento horizontal, Figura 7.23 (a), observou-se valores bastante distintos entre os dois pontos, sendo que os maiores correspondiam ao ponto **b**. Destaca-se o fato da velocidade ter aumentado rapidamente a partir das 18Z no ponto **b** e ter apresentado curva ascendente sobre o ponto **a** apenas a partir das 20Z. Este comportamento observado sob o ponto **b** já era esperado, mas a intensidade da velocidade (8m/s) esteve muito abaixo dos 36,6m/s relatados pelos jornais e Defesa Civil. Se o evento tornádico tivesse ocorrido nas proximidades de qualquer um dos dois pontos selecionados, a velocidade do vento nestes pontos seria bem mais intensa. Porém não há como negar a ocorrência de ventos intensos sobre a cidade de São Francisco de Paula na noite de 8 de julho de 2003 após os relatos da Defesa Civil e da população e após a análise das fotos tiradas no local. Assim, concluiu-se que o modelo RAMS não apresenta bons resultados na superfície. Na Figura 7.23 (b) tem-se o gráfico da direção do vento e como citado anteriormente esta variável apresentou giro anticiclônico com o passar das horas.

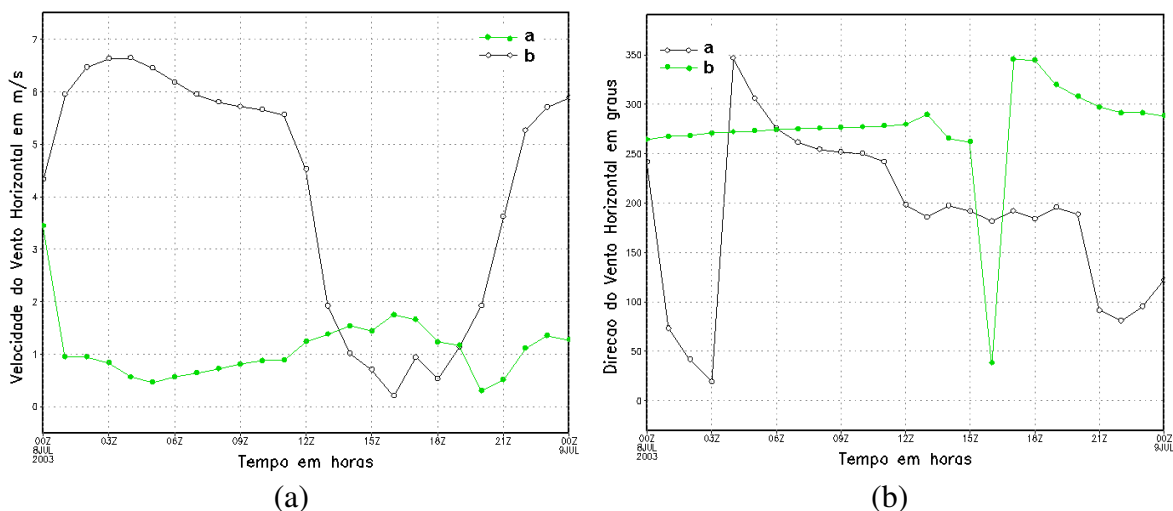


FIGURA 7.23 – Gráfico do perfil temporal da velocidade do vento horizontal (a), e da direção do vento horizontal (b).

A variação temporal da energia cinética turbulenta está na Figura 7.24 (a). Esta variável apresentou comportamento normal até as 19Z, quando então surgiu um novo aumento, provocado por efeito mecânico, evidenciando o aumento na turbulência do ar, causado principalmente por processos advectivos. Observou-se no gráfico do movimento vertical, Figura 7.24 (b), que mesmo os pontos **a** e **b** estando muito próximos um do outro e ambos inseridos em um ambiente com vorticidade ciclônica intensa, eles apresentaram movimento vertical em sentidos opostos. Acredita-se que o movimento ascendente é positivo e o descendente é negativo. Segundo Weismann (2002) uma célula convectiva apresenta forte movimento ascendente, maior que 5 m/s. Neste caso de São Francisco de Paula o máximo valor de movimento ascendente foi de 0,2 m/s, bem aquém do estabelecido por Weismann e do valor encontrado por Farias (2002) (49m/s) para o caso de Viamão/RS.

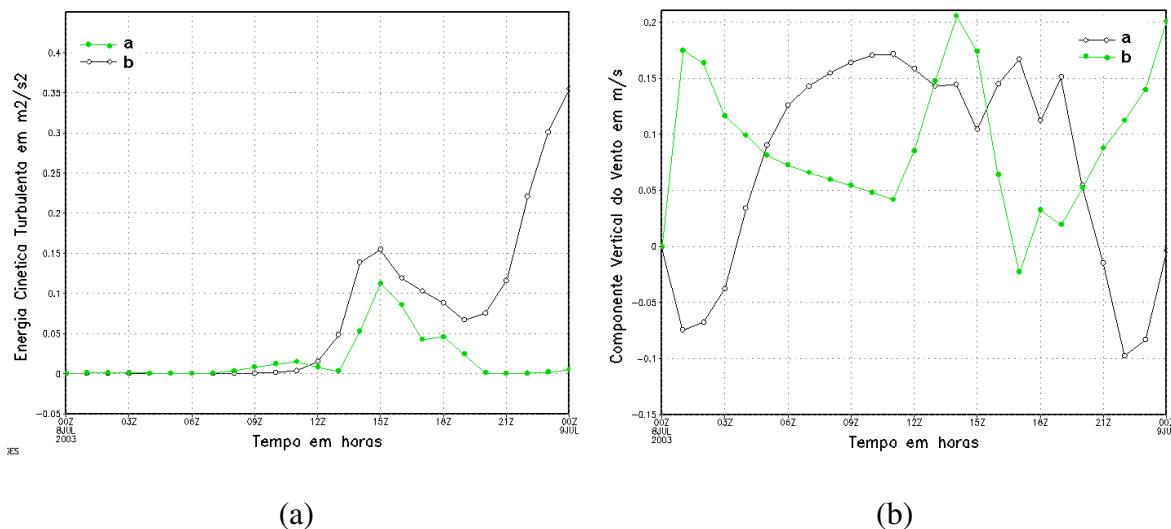


FIGURA 7.24– Gráfico do perfil temporal da energia cinética turbulenta (a) e da componente vertical do vento (b).

A análise destes campos mostra que o RAMS, simulou com razoável veracidade o tornado de São Francisco de Paula. Apesar do modelo não estimar com eficiência os valores das variáveis meteorológicas, estas variáveis apresentaram comportamento esperado para uma situação tornádica, como queda de pressão, aumento da turbulência e áreas de vorticidade negativa em superfície.

7.2.2 CASO ANTÔNIO PRADO

A cidade de Antônio Prado está situada nas coordenadas $-28^{\circ}51'30''$ e $-51^{\circ}16'58''$ segundo o IBGE, a 658m acima do nível médio do mar e faz parte da Serra Gaúcha. Esta região do Rio Grande do Sul se caracteriza por um relevo muito montanhoso, com vales estreitos formados pelo recorte profundo dos rios, com aclive na direção noroeste e cobertura vegetal basicamente composta por florestas.

No dia 11 de dezembro de 2003 entre 16 e 17 horas da tarde, hora local, esta cidade foi atingida por um tornado que causou pânico na população e muita destruição. A Defesa Civil do Rio Grande do Sul classificou tal evento como vendaval com ocorrência de tornado que ocasionou a morte de 5 pessoas, entre elas 4 criança que estudavam na Escola Cenecista Conselheiro Antônio Prado que foi parcialmente destruída. O tornado percorreu o

centro da cidade em uma faixa de 200m de largura e um quilômetro de extensão causando danos em 102 prédios, com destruição total de dois. Algumas fotos da destruição causada estão nas Figuras 7.25.



FIGURA 7.25 - Fotos da destruição causada pela passagem de tornado sobre a cidade de Antônio Prado em 11 de dezembro de 2003.

Para a simulação deste evento o modelo RAMS foi configurado com 3 grades aninhadas, Figura 7.26, sendo que o centro da grade 1, de menor resolução e com 60 pontos, está sobre Santa Maria com coordenadas 30,0S e 53,0W e as outras duas grades tem ponto central sobre a cidade de Antônio Prado com coordenadas 28,8S e 51,3W. A grade 2 possui 78 pontos e a grade 3 possui 40 pontos de grade.

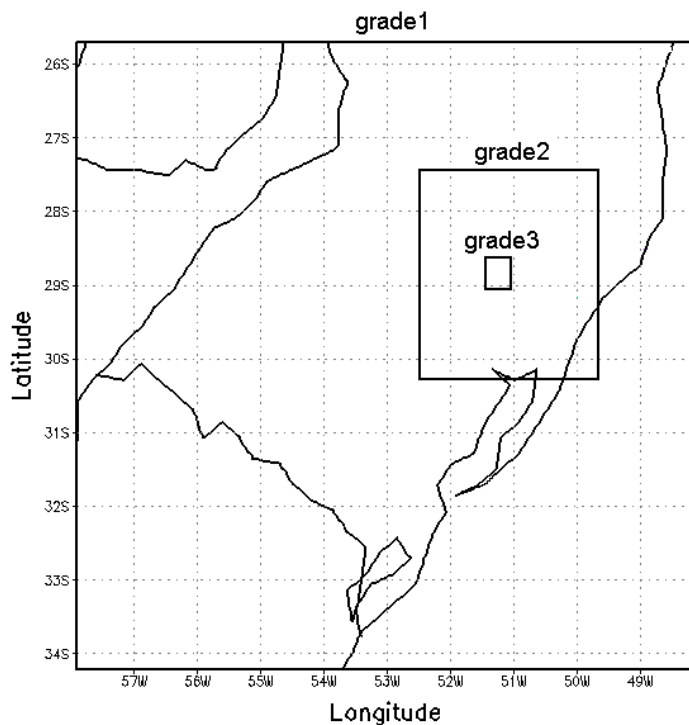
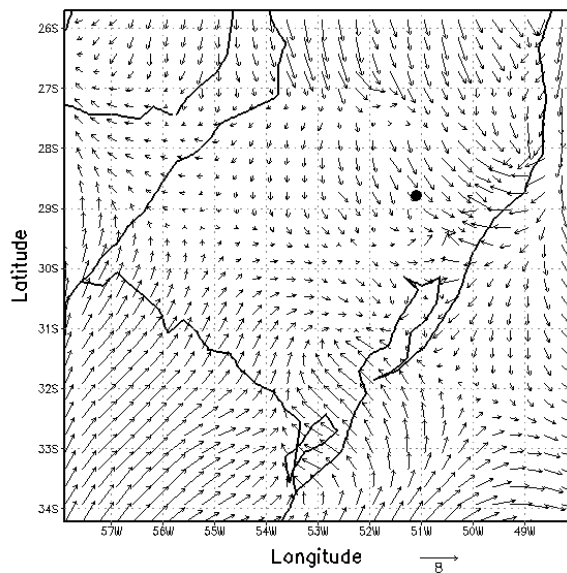


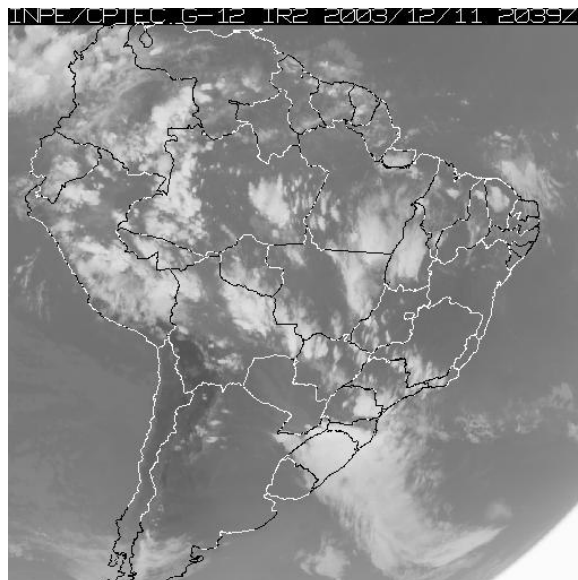
FIGURA 7.26 – Esquema das grades do RAMS utilizadas para o caso Antônio Prado.

7.2.2.1 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 1

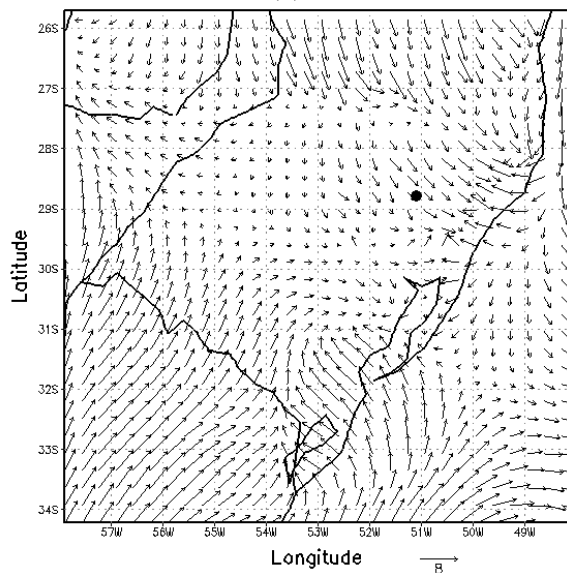
Os campos do vento horizontal nos horários das 16 e 17h em dois níveis da atmosfera, a 14,3 e 133,9m de altura, estão nas Figuras 7.27. Nestas observou-se a forte convergência orográfica sobre a região dos Aparados da Serra. Ainda identificou-se uma zona convergente nas proximidades de Pelotas (31,77°S e 52,34°W) onde pode-se observar movimento ciclônico. Esta última convergência foi devida a um sistema frontal que se formou na tarde deste dia 11 justamente sobre o sul do Rio Grande do Sul e Uruguai. Ainda se observou o intenso escoamento convergente na direção do norte da Argentina e sul do Paraguai. Na imagem do satélite GOES-12 IR das 20:39Z observou-se que o centro do sistema de baixa pressão que se organizou como frente fria estava no mar na altura da Bacia do Prata e que no norte da Argentina havia uma intensa geração de sistemas convectivos, ficando claro que o RAMS estava compatível com as posições dos sistemas sinóticos atuantes naquele dia.



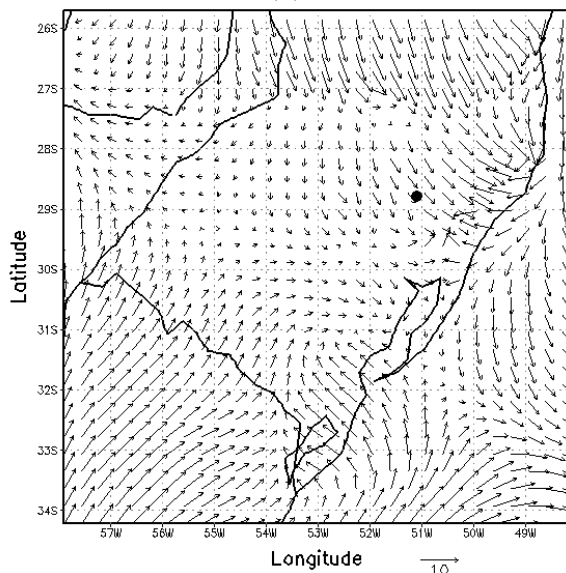
(a)



(b)



(c)



(d)

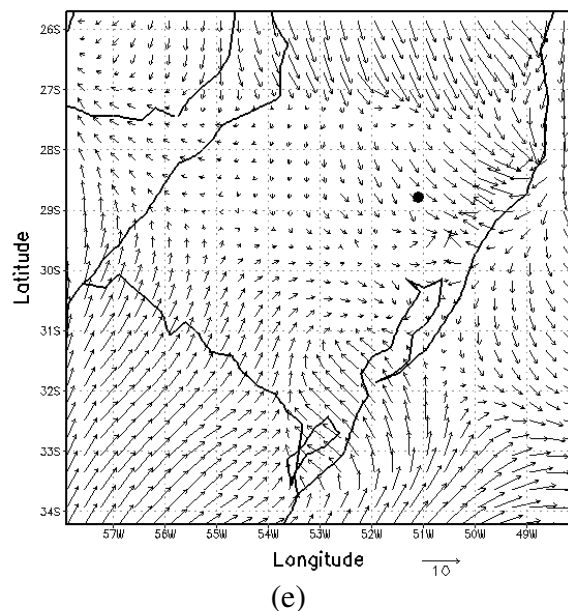
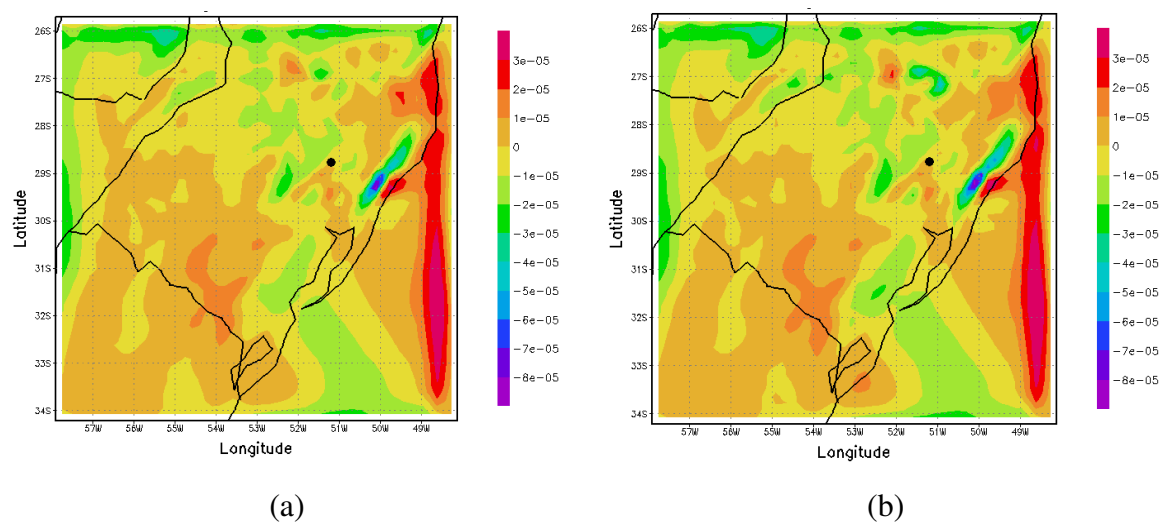


FIGURA 7.27 – Campo de vento horizontal do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (c) nível 1 as 17hl, (d) nível 4 as 16hl, (e) nível 4 as 17hl e (b) imagem do GOES-12 IR das 20:39Z

Observou-se nos campos de divergência que esta variável apresentava-se negativa e portanto divergente, em alguns pontos do Rio Grande do Sul as 16 e 17hl. A região da Serra Gaúcha apresentou valores negativos no campo da divergência a partir dos 6.098m acima da superfície, Figura 7.28 (a) e (b) e voltou a assumir valores positivos, correspondente a movimento convergente, nas altitudes superiores a 8.101m, Figura 7.28 (c) e (d). Isto evidencia que as nuvens que cobriam esta região no horário das 16 e 17hl não eram muito profundas.



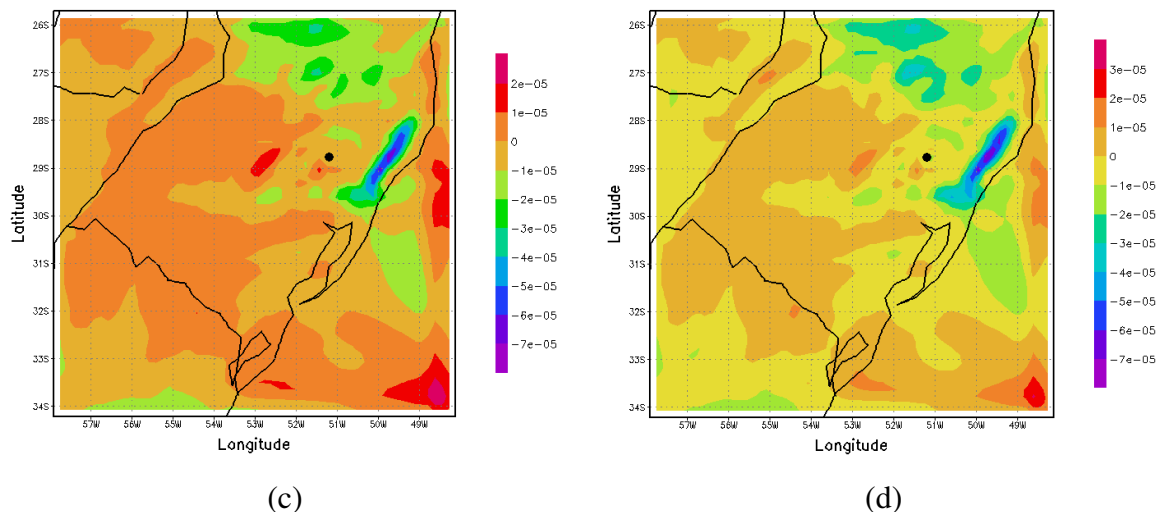
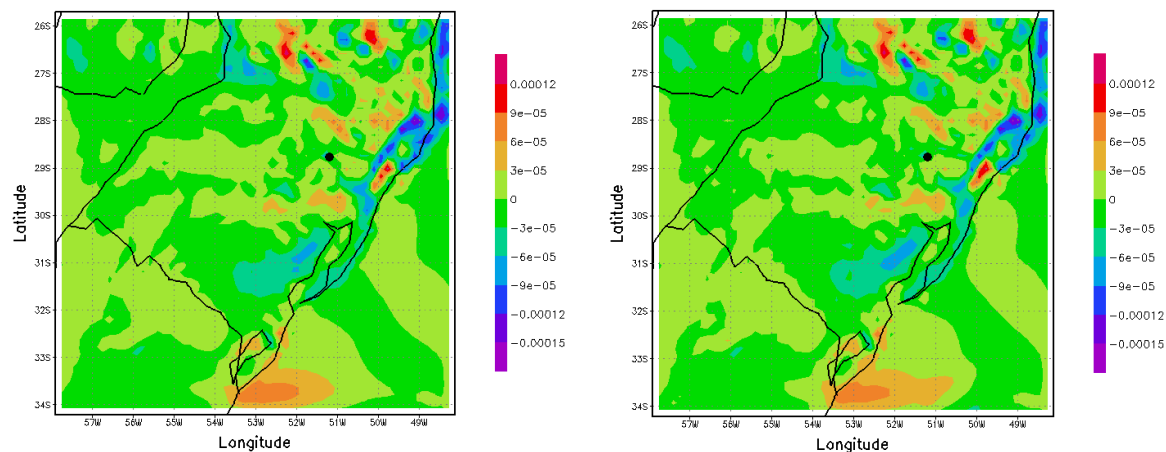


FIGURA 7.28 – Campo de divergência horizontal do dia 11/12/2003: (a) nível 21 as 16hl, (b) nível 21 as 17hl, (c) nível 23 as 16hl e (d) nível 23 as 17hl.

A vorticidade ciclônica, presente em ambientes com movimento ciclônico, são denotadas por valores negativos e sempre associadas com fluxo convergente. As Figuras 7.29 mostram os campos de vorticidade horizontal a 14,3 e 133,9m acima do solo para os horários das 16 e 17hl, respectivamente. Nestes campos identificou-se a vorticidade negativa sobre os Aparados da Serra e também nas proximidades da cidade de Pelotas, estando este campo em concordância com as informações obtidas nos campos de vento e de divergência. Notar que sobre as coordenadas 28,8°S e 51,3°W, que corresponde a cidade de Antônio Prado, existia um pequeno ponto de vorticidade negativa nos dois horários e nos dois níveis.



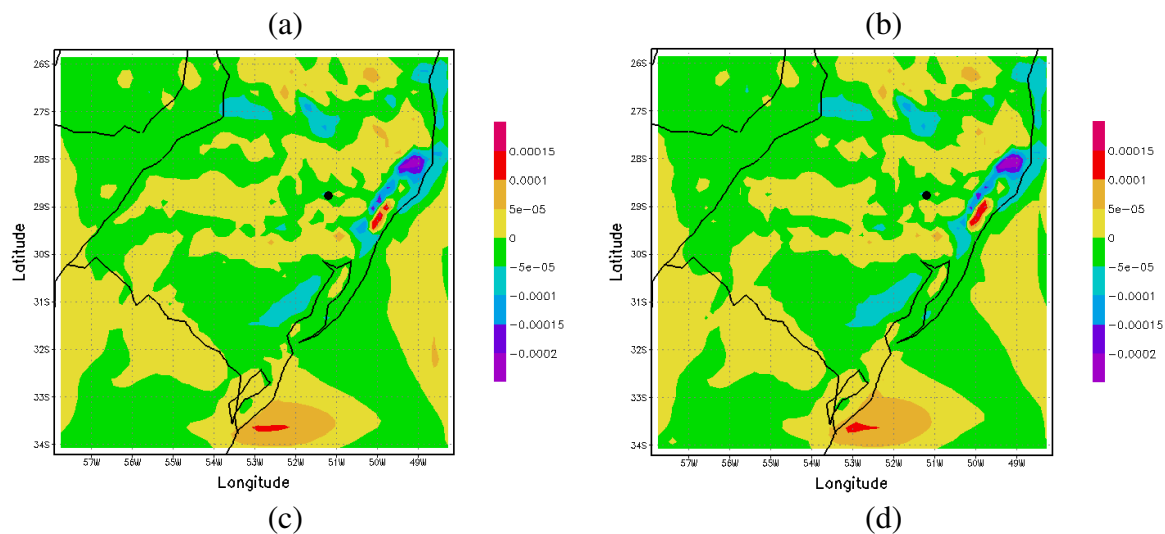
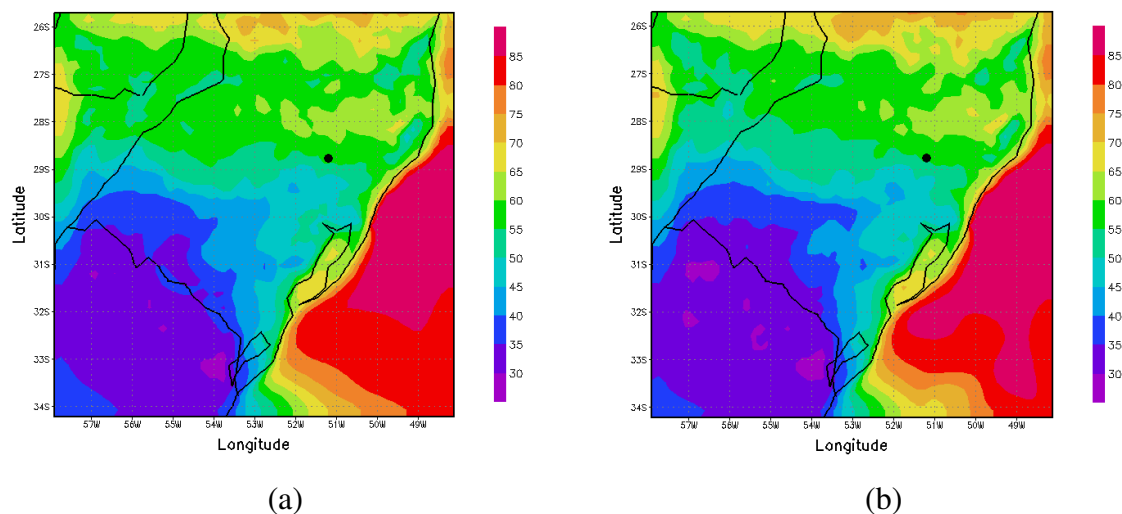


FIGURA 7.29 – Campo de vorticidade horizontal do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (b) nível 1 as 17hl, (c) nível 4 as 16hl e (d) nível 4 as 17hl.

Como visto anteriormente a umidade é um dos principais elementos para a formação de nuvens convectivas. As Figuras 7.30 mostram o campo de umidade nos horários das 16 e 17hl em dois níveis da troposfera, a 14,3m de altura e também a 9.101m acima do solo, respectivamente. Nestes campos observou-se que a advecção de umidade em superfície era proveniente principalmente de Santa Catarina e Paraguai, concordando com o escoamento predominante do vento. Na Figura 7.30 (c) e (d), observou-se uma região mais úmida que se estendia da Serra gaúcha até o litoral, fornecendo indícios da existência de movimento ascendente que atingiu os altos níveis da troposfera transportando umidade da superfície.



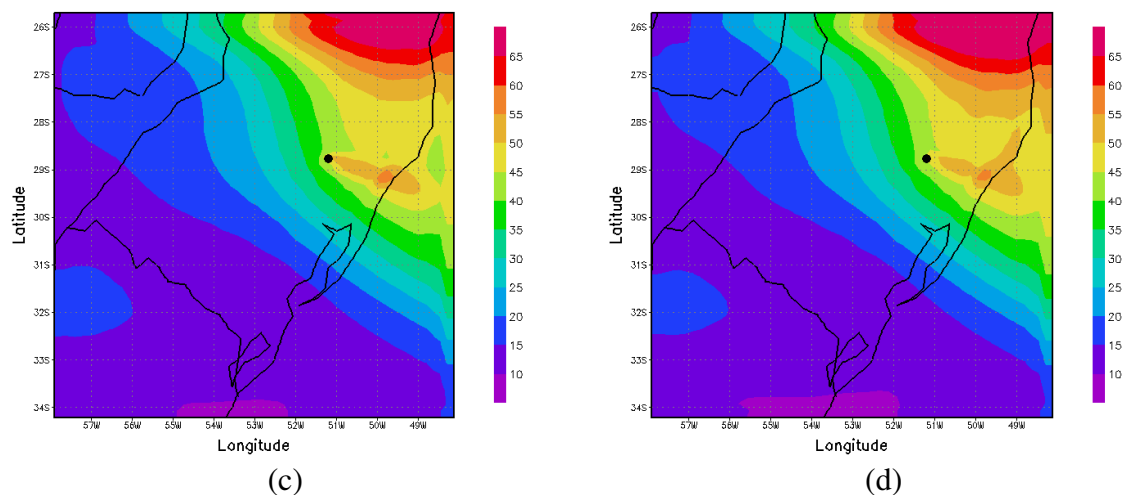


FIGURA 7.30 – Campo de umidade do ar do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (b) nível 1 as 17hl, (c) nível 4 as 16hl e (d) nível 4 as 17hl.

7.2.2.2 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 2

Analisando as Figuras 7.31, onde estão os campos do vento horizontal em superfície para as 16 e 17hl, observou-se uma forte e contínua linha de convergência orográfica sobre o Vale do Paranhana (aproximadamente 29,4°S) e Aparados da Serra. Aproximadamente sobre as coordenadas 29,5°S e 52,4°W havia uma área de convergência, com discreto movimento ciclônico, podendo esta região estar associada à presença de complexo convectivo. Notar que no centro da grade, região de Antônio Prado, a convergência se deu principalmente em velocidade nos dois horários.

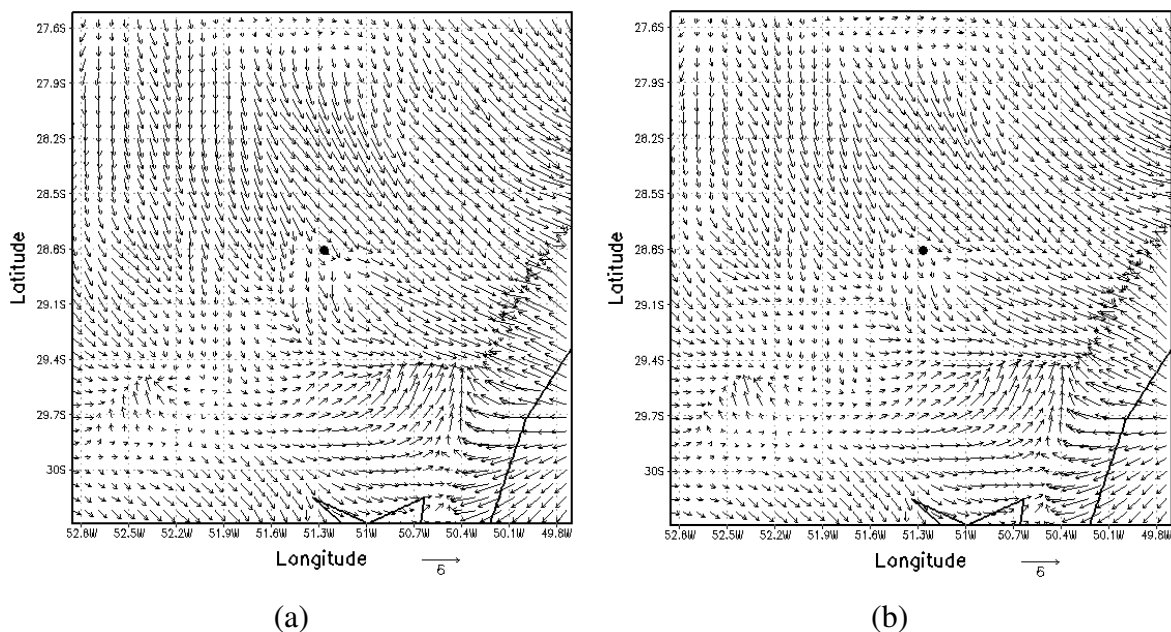
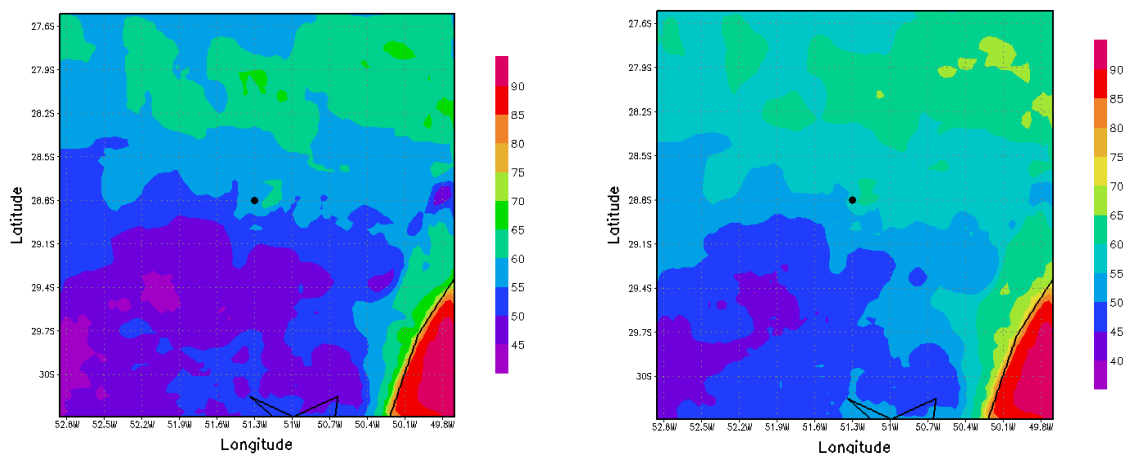


FIGURA 7.31 – Campo de vento horizontal da grade 2 do dia 11/12/2003: (a) 16hl e (b) 17hl.

Nas Figuras 7.32 tem-se os campos de umidade em superfície e na alta troposfera nos horários das 16 e 17hl respectivamente. Observou-se que não havia mudança significativa no campo de umidade entre as 16 e 17hl. Pode-se identificar o canto superior direito da grade como a região onde havia maior concentração de umidade nos dois horários e nos dois níveis. Ressalta-se em superfície, Figuras 7.32 (a) e (b), a presença de um núcleo discretamente mais úmido próximo as coordenadas de 28,8°S e 51,3°W, proximidades de Antônio Prado. Salienta-se na Figura 7.32 (c) e (d) que na alta troposfera a região que se estende do centro da grade até a borda direita apresentava gradiente horizontal de umidade mais intenso as 16hl.



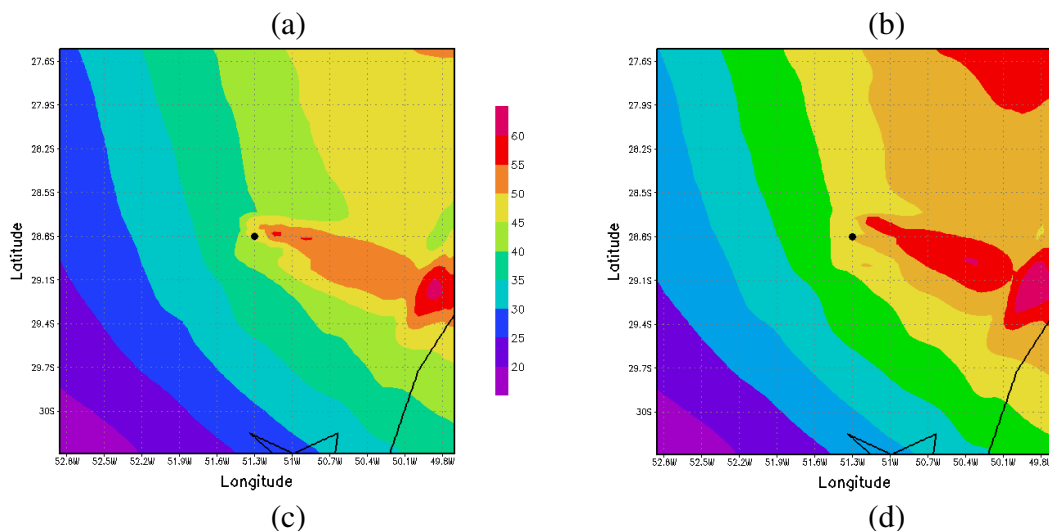
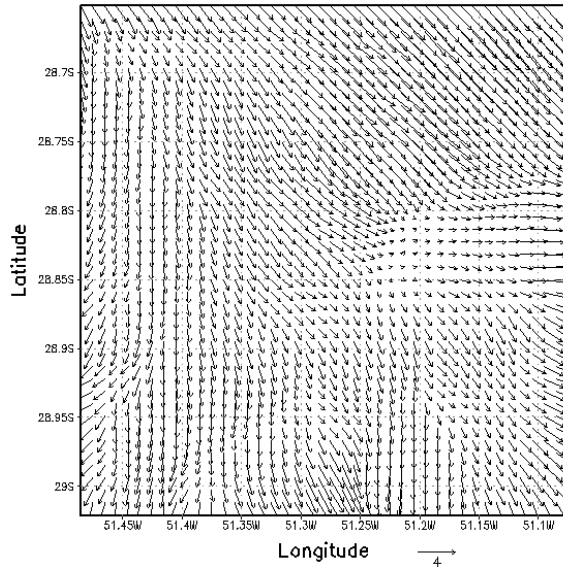


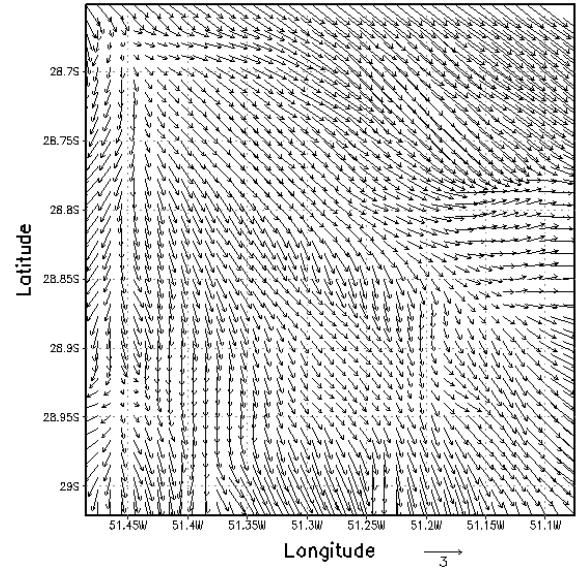
FIGURA 7.32 – Campo de umidade do ar da grade 2 do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (b) nível 1 as 17hl, (c) nível 24 as 16hl e (d) nível 24 as 17hl.

7.2.2.3 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 3

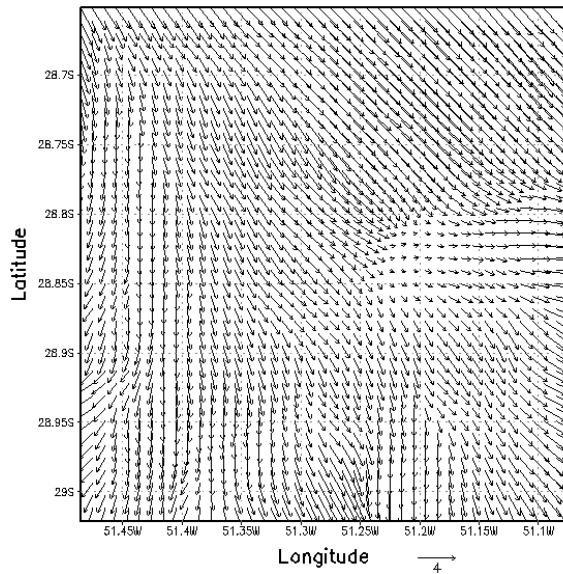
O comportamento do vento horizontal na grade de maior resolução a 14,3, 47,2 e 133,9m acima do solo, pode ser observado nas Figuras 7.33, onde o campos correspondem aos horários das 16 e 17hl. A Defesa Civil RS relatou que a área da cidade de Antônio Prado atingida pelo tornado foi o centro da cidade. Como não foi realizada saída de campo para verificar as coordenadas geográficas do local de ocorrência do evento assumiu-se que as coordenadas 28,8°S e 51,3°W, fornecidas pelo IBGE, são do centro da cidade. Identificou-se nestas figuras uma alteração considerável no padrão de escoamento do vento entre as 16 e 17hl. Enquanto no campo das 16hl houve dificuldade para identificar áreas de convergência, as 17hl percebeu-se claramente a existência de faixas convergentes. Destaca-se nos campos das 16hl a região nas proximidades das coordenadas 28,81°S e 51,23°W, onde o fluxo convergente parecia mais significativo. No entanto, as 17hl identificou-se quatro faixas onde o fluxo convergente era mais intenso. Observando apenas o campo de vento não foi possível identificar pontos que pudessem representar o evento tornádico que atingiu Antônio Prado e esperava-se que o campo de vorticidade apontasse tais locais.



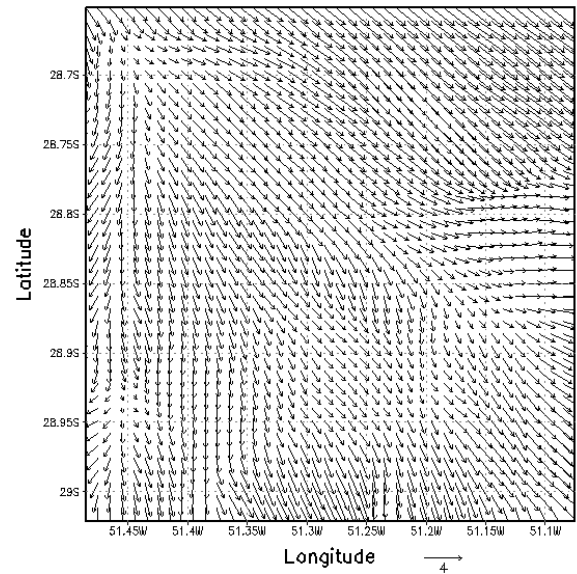
(a)



(b)



(c)



(d)

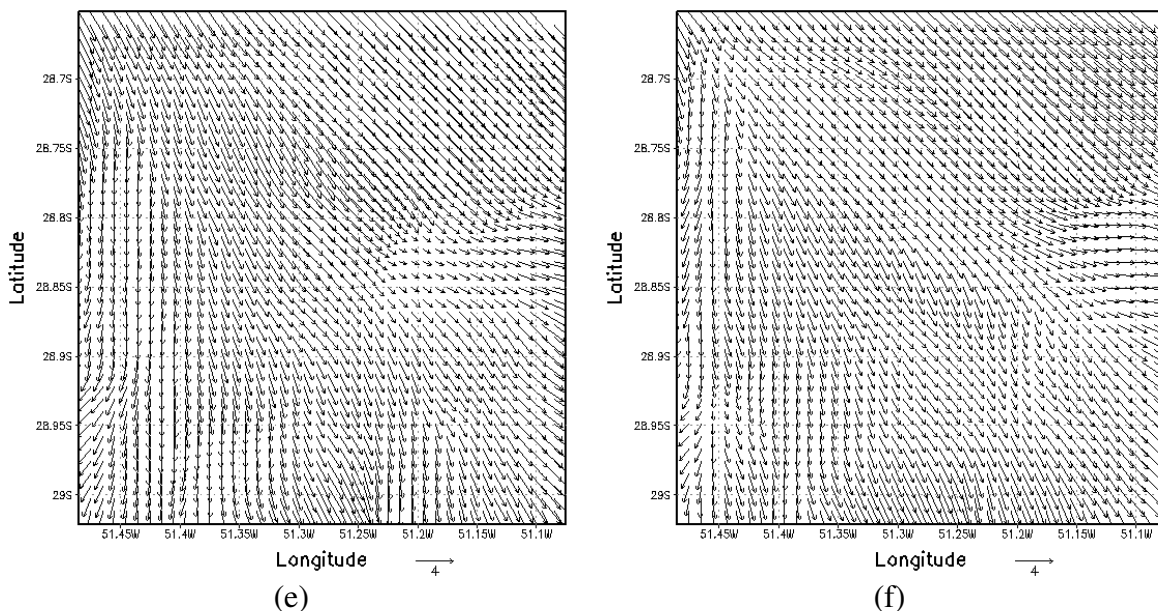


FIGURA 7.33 – Campo de vento horizontal da grade 3 do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (b) nível 1 as 17hl, (c) nível 2 as 16hl, (d) nível 2 as 17hl, (e) nível 4 as 16hl e (f) nível 4 as 17hl

Nas Figuras 7.34 estão os campos de vorticidade horizontal das 16 e 17hl gerados a 14,3 e 133,9m acima do solo. Na Figura 7.34 (a), que corresponde a vorticidade em superfície as 16hl, identificou-se 6 pontos onde vorticidade negativa era mais intensa, foram eles: **a**(28,76°S e 51,28°W), **b**(28,76°S e 51,22°W), **c**(28,72°S e 51,15°W), **d**(28,92°S e 51,43°W), **e**(28,98°S e 51,44°W) e **f**(28,99°S e 51,10°W). Nestes pontos apareceu vorticidade negativa em todos os níveis e horários, entretanto, esta variável estava mais intensa em superfície e as 16hl. Notar que o ponto **d** sempre apresentou-se como um dos pontos com vorticidade ciclônica mais intensa. Todos os pontos identificados no campo de vorticidade estão posicionados sobre as faixas convergentes encontradas no campo de vento das 17hl. Curiosamente o horário de maior fluxo convergente dos ventos não coincidiu com o horário de vorticidade negativa mais intensa.

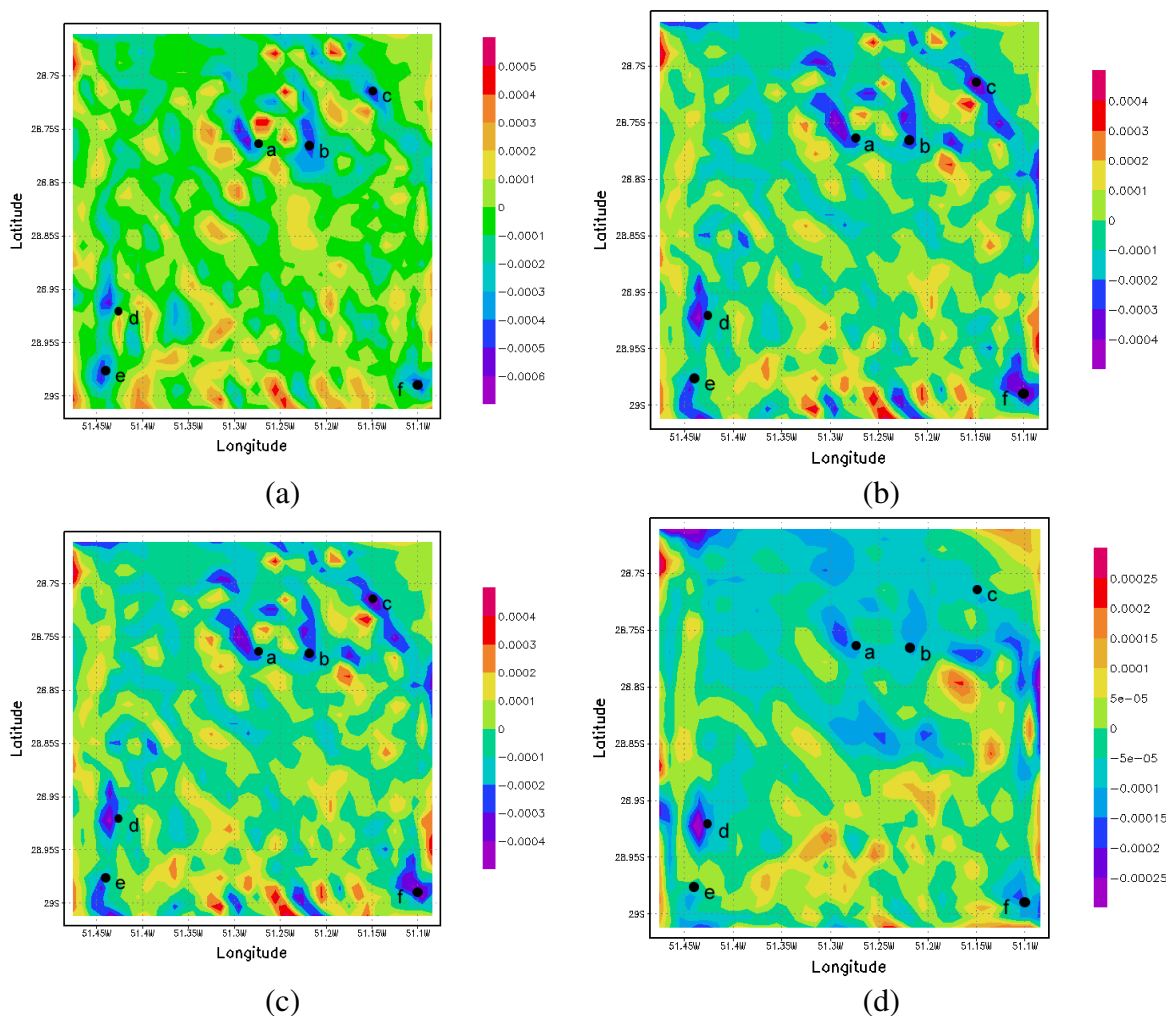


FIGURA 7.34 – Campo de vorticidade horizontal da grade 3 do dia 11/12/2003: (a) nível 1 as 16hl, (b) nível 1 as 17hl, (c) nível 4 as 16hl e (d) nível 4 as 17hl.

Não existindo evidências fortes que possibilitasse desprezar um dos pontos selecionados, foram analisados os gráficos de variação temporal de algumas variáveis meteorológicas de todos os pontos.

Na Figura 7.35 (a) encontra-se o gráfico de temperatura do ar onde observou-se que as 18Z os pontos **a**, **b** e **e** apresentavam elevação da temperatura enquanto os demais pontos apresentavam neutralidade ou queda. O ponto **d** apresentava elevação da temperatura entre as 18 e 19 Z depois de já ter começado um processo de resfriamento. Em todos os casos o aumento na temperatura no período de uma hora não ultrapassou 2°C. No gráfico da temperatura do ponto de orvalho, Figura 7.35 (b), observou-se que entre as 14 e

18Z todos os pontos apresentaram declínio, porém entre as 17 e 21Z o ponto **f** mostrou uma curva ascendente. Entre as 18 e 19Z todos os pontos, exceto **f**, apresentaram redução da Td, mas o declínio mais acentuado, superior a 1°C, ocorreu sob o ponto **c**.

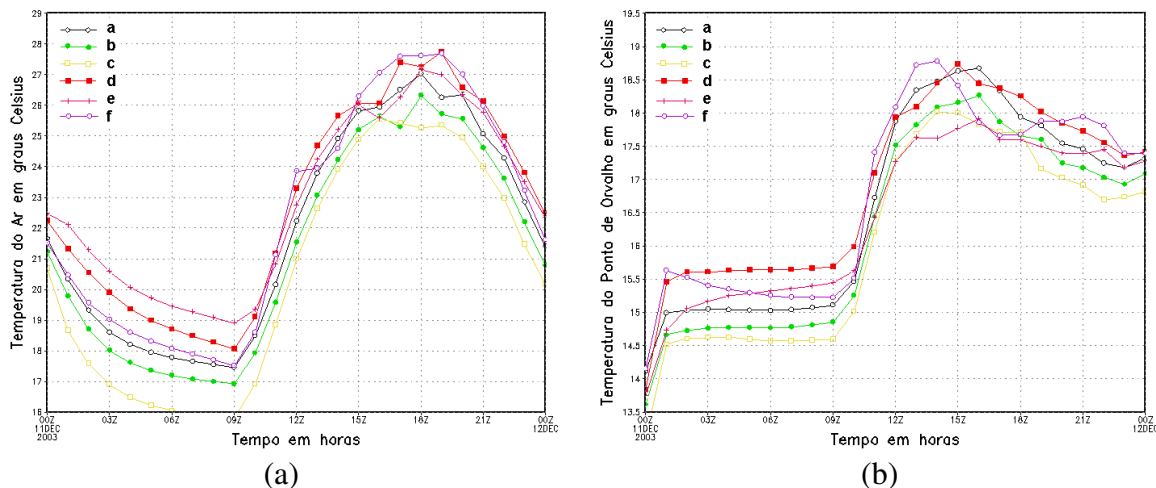


FIGURA 7.35 – Gráfico do perfil temporal: (a) temperatura do ar e (b) temperatura do ponto de orvalho.

No gráfico de pressão atmosférica, Figura 7.36 (a), observou-se a queda na pressão em todos os pontos a partir das 9Z. Entre as 18 e 19Z os pontos **a** e **b** apresentaram aumento da pressão enquanto os demais pontos continuaram em uma curva descendente. A partir das 19Z todos os pontos apresentaram curvas ascendentes. Assim como na pressão atmosférica, no gráfico de umidade do ar também se observou queda acentuada nesta variável em todos os pontos em estudo. Entre as 18 e 19Z, horário do tornado, apenas os pontos **c** e **d** permaneceram com a curva descendente. A umidade do ar aumentou rapidamente em todos os pontos a partir das 20Z.

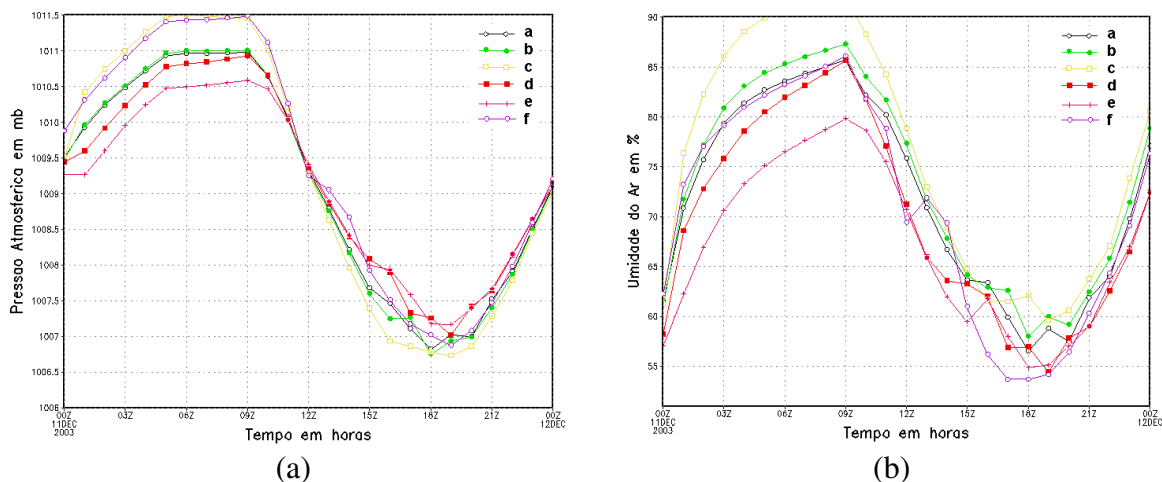


FIGURA 7.36– Gráfico do perfil temporal: (a) pressão atmosférica e (b) umidade do ar.

Todos os pontos apresentaram diminuição na velocidade do vento horizontal com o passar das horas, como pode ser observado na Figura 7.37 (a). Notar que o comportamento desta variável entre as 18 e 19Z, foi exatamente o mesmo em todos os pontos estudados. Observou-se no gráfico da direção do vento horizontal, Figura 7.37 (b), que os pontos **a**, **b**, **c** e **f** apresentaram giro anticiclônico no decorrer das horas. Observou-se também que os pontos **d** e **e** possuíam muita variação na direção do vento durante a tarde do dia 11 de janeiro, mas com predomínio das direções do quadrante norte.

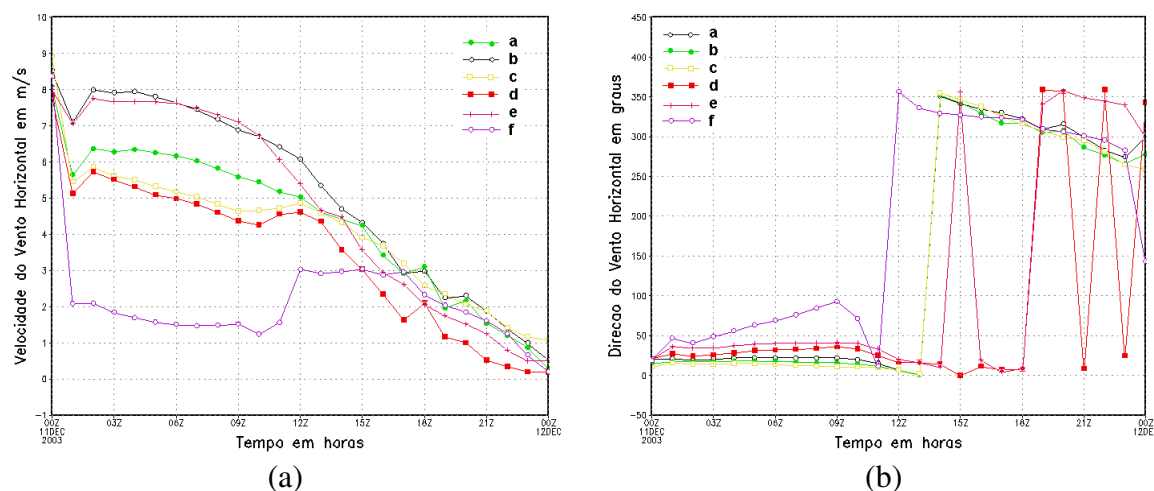


FIGURA 7.37– Gráfico do perfil temporal: (a) velocidade do vento horizontal e (b) direção do vento horizontal.

Pelo gráfico da componente vertical do vento, Figura 7.38 (a), constatou-se que praticamente todos os pontos, exceto **c**, apresentavam movimento descendente durante a madrugada do dia 11, sendo esta subsidência muito intensa no ponto **e**. Entre as 18 e 19Z apenas o ponto **f** apresentava movimento ascendente apesar de fraco, mas todos os pontos mostravam tendência ao movimento ascendente, sendo a tendência mais significativa sobre os pontos **d** e **e**. No gráfico da variação temporal da energia cinética turbulenta, mostrado na Figura 7.38 (b), observou-se que entre as 18 e 19Z enquanto todos os pontos apresentavam redução nesta variável o ponto **d** mostrava aumento.

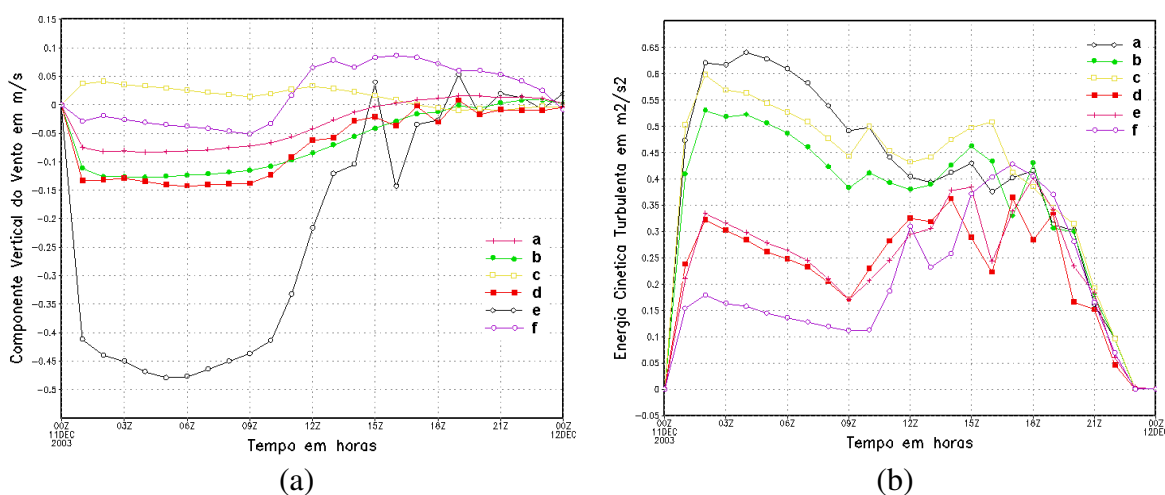


FIGURA 7.38– Gráfico do perfil temporal: (a) componente vertical do vento e (b) energia cinética turbulenta.

Mesmo após análise de todos os campos e gráficos não foi possível detectar um ponto como o representativo do tornado que atingiu Antonio Prado em 11 de dezembro de 2003. O ponto **d** foi o que apresentou comportamento semelhante ao esperado para um caso de tornado, mas os indícios são muito fracos. No entanto, fica clara a capacidade do RAMS em identificar áreas restritas de vorticidade negativa e movimento ascendente capazes de gerar tempestades severas. Os valores das variáveis meteorológicas obtidas nesta simulação foram menos compatíveis com as informações fornecidas pelos pesquisadores do que o caso São Francisco de Paula.

7.2.3 CASO PALMARES DO SUL

Segundo o IBGE sob as coordenadas $-30^{\circ}20'06''$ e $-50^{\circ}16'00''$ está localizada a cidade de Palmares do Sul a 30m acima do nível médio do mar. Esta cidade está inserida em uma região do Rio Grande do Sul denominada Litoral Norte, cujo relevo é plano e levemente ondulado, com vegetação basicamente composta por gramínea e mata arbustiva.

No dia 11 de janeiro de 2004 às 12h50min o Balneário Quintão da cidade de Palmares do Sul foi atingido por um tornado que durou menos de 2 minutos com rajadas de até 100km/h conforme divulgado na imprensa escrita. Tal evento deixou um rastro de destruição de aproximadamente 500m de extensão. Segundo relatório da Defesa Civil do Estado este fenômeno não foi classificado como evento tornádico e sim como vendaval que danificou 37 residências nas proximidades da orla marítima e feriu levemente duas pessoas. Juliana Crusius, comerciante do local relatou *“Foi tudo muito rápido. O céu escureceu rapidamente, como se estivesse anoitecendo, e veio o vento levando tudo de arrasto.”*. Em entrevista ao Jornal Correio do Povo o capitão Charles Gonçalves revelou que o tornado passou rapidamente e em diagonal, motivo pelo qual não atingiu todas as casas de uma mesma rua. O observador da Estação Hidrometeorológica de Imbé, Jorge Xavier, revelou que o fenômeno, considerado raro no Litoral Norte, atingiu apenas Quintão, *“No momento em que o tornado passou pelo balneário, em Imbé o vento soprava a uma velocidade média de 48 quilômetros por hora”*, comparou. Os moradores relataram o evento desta forma: Janete Selistre - *“Todos entraram em pânico e começaram a correr.”*; Cristine Cholet - *“Fiquei atônita com a fúria do vento.”*; Manuela Cholet - *“Peguei ela no colo e corri para o banheiro. Quando eu cheguei lá, o telhado sumiu como num passe de mágica.”*; Rogério do Amaral Nascimento - *“O vento veio rodando, como os tornados que atingem os EUA.”*. A destruição causada foi registrada em fotografias apresentadas nas Figuras 7. 39.



FIGURA 7.39 - Fotos da destruição causada pela passagem de tornado sobre a cidade de Palmares do Sul em 11 de janeiro de 2004.

Assim como nos outros casos de relatos de tornados, este evento ocorrido no Balneário Quintão será estudado com o uso do modelo regional RAMS. A grade de menor resolução desta simulação está centralizada sobre Santa Maria, a segunda grade tem o ponto central sobre a cidade de Guaíba cujas coordenadas são $30,11^{\circ}\text{S}$ e $51,32^{\circ}\text{W}$, e a terceira grade, que possui a maior resolução, está centralizada nas coordenadas $30,33^{\circ}\text{S}$ e $50,26^{\circ}\text{W}$ posicionada sobre a cidade de Palmares do Sul. O esquema das grades 1, 2 e 3 é apresentado na Figura 7.40, onde ambas foram configuradas de modo a possuírem 60, 78 e 50 pontos de grade respectivamente.

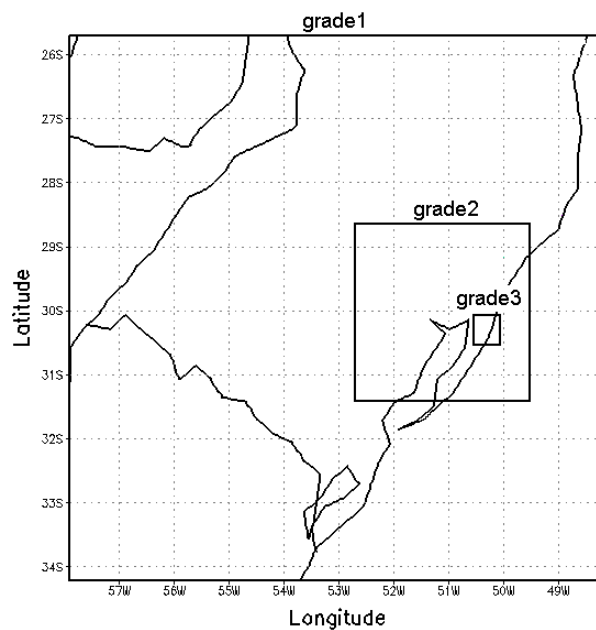
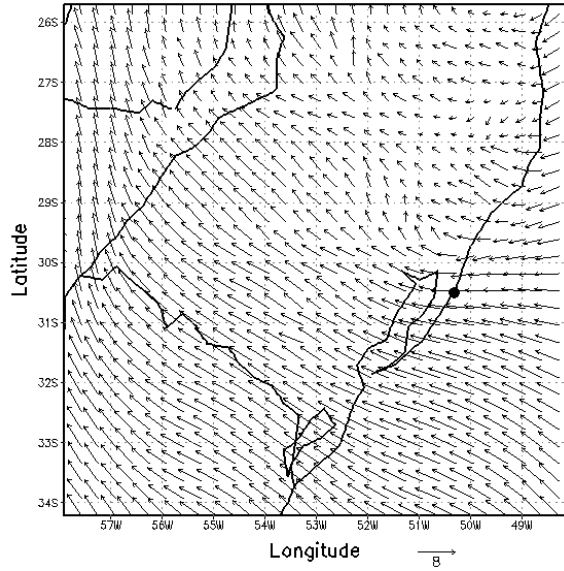


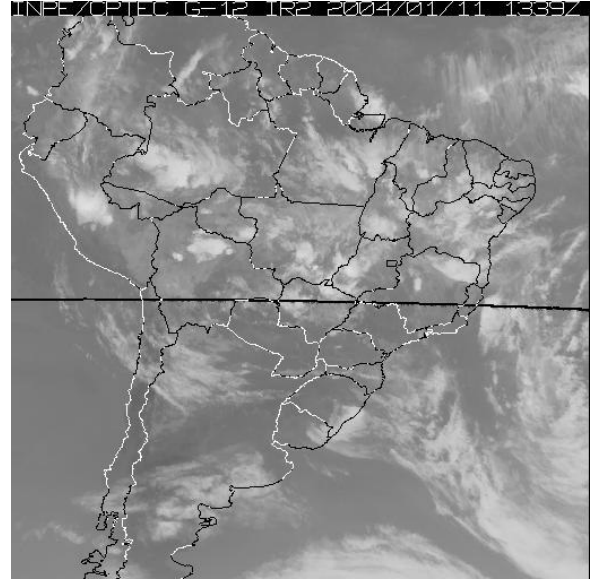
FIGURA 7.40 - Esquema das grades do RAMS utilizadas para o caso Palmares do Sul

7.2.3.1 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 1

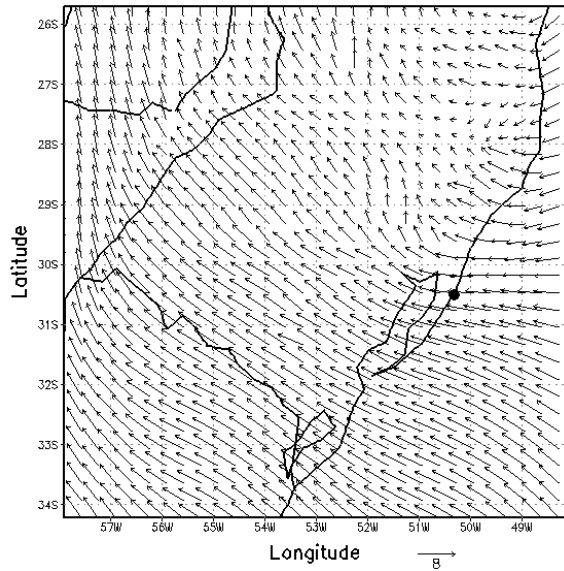
Nas Figuras 7.41 estão os campos de vento horizontal simulados para os horários das 11 e 12hl a 14,3 e 133,9m acima do solo respectivamente. Nestes campos observou-se o escoamento de sudeste sobre todo o Rio Grande do Sul com perturbações apenas sobre o nordeste do Estado. Comparando com a imagem do satélite GOES-12 IR das 13:39Z observou-se que apenas o leste do Rio Grande do Sul estava sob a influência de um sistema convectivo e a parte mais ativa deste sistema estava próximo ao nordeste do Estado, justificando assim a perturbação no campo de vento.



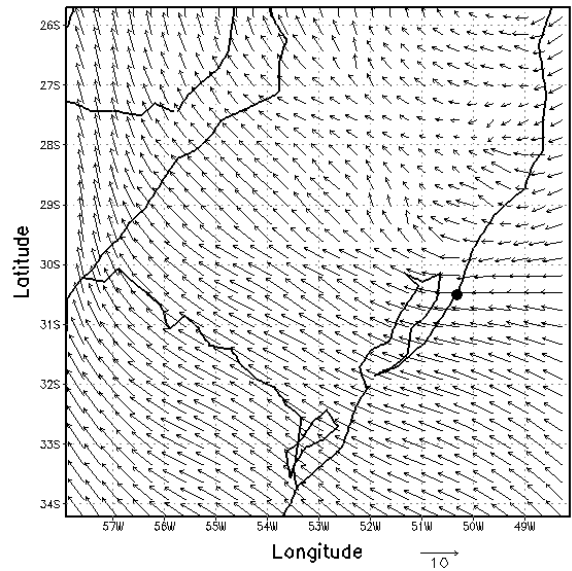
(a)



(b)



(c)



(d)

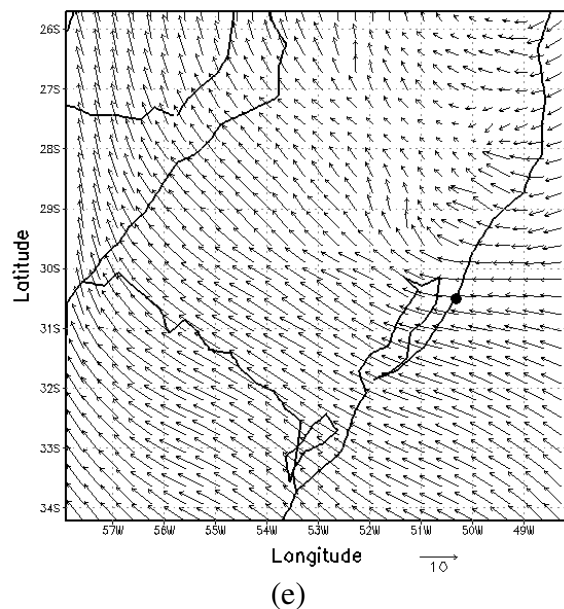
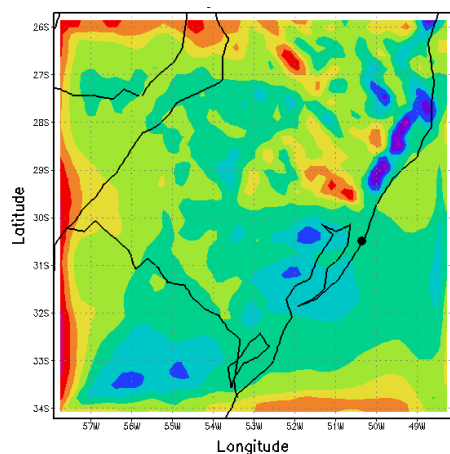
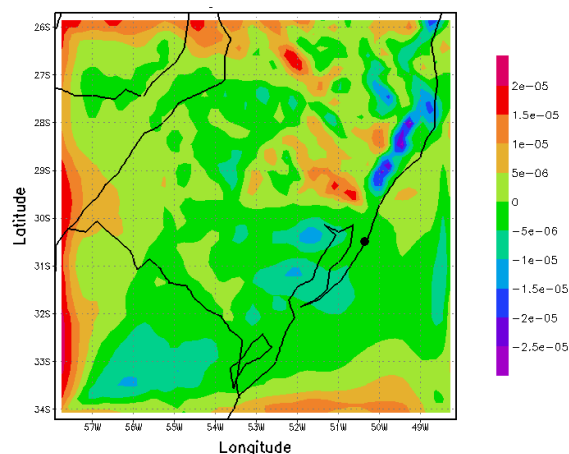


FIGURA 7.41 – Campo de vento horizontal do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (c) nível 1 as 12hl, (d) nível 4 as 11hl, (e) nível 4 as 12hl e (b) imagem do GOES-12 IR das 13:39Z.

Observa-se nas Figuras 7.42, que correspondem ao campo de divergência a 9.101m e o nível 27 (aproximadamente 11.000m de altitude) das 11 e 12hl respectivamente, que todo o leste do Rio Grande do Sul apresentava movimento divergente (negativo) apenas nesta fina camada, evidenciando assim que o movimento ascendente associado ao sistema convectivo atuante era pouco intenso.



(a)



(b)

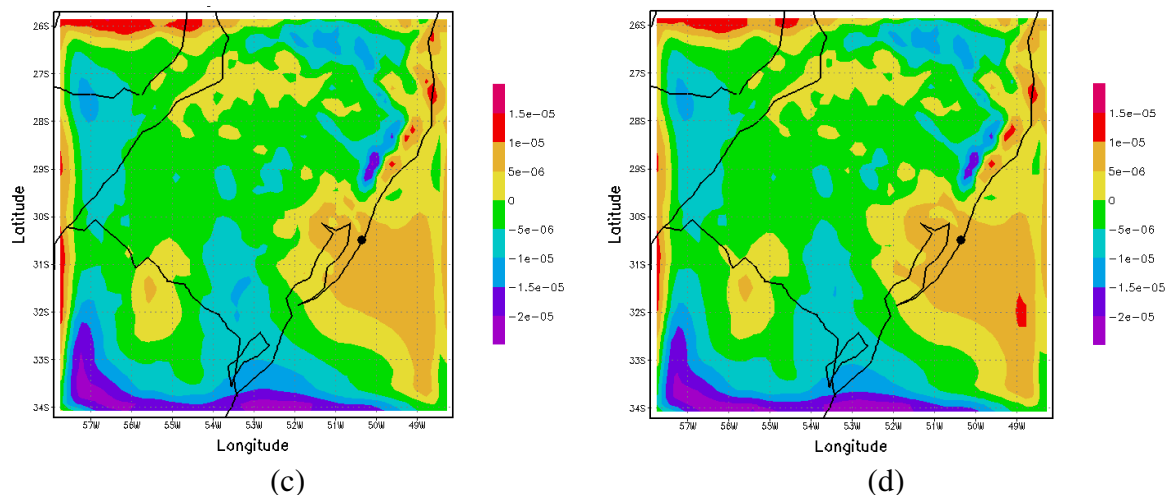
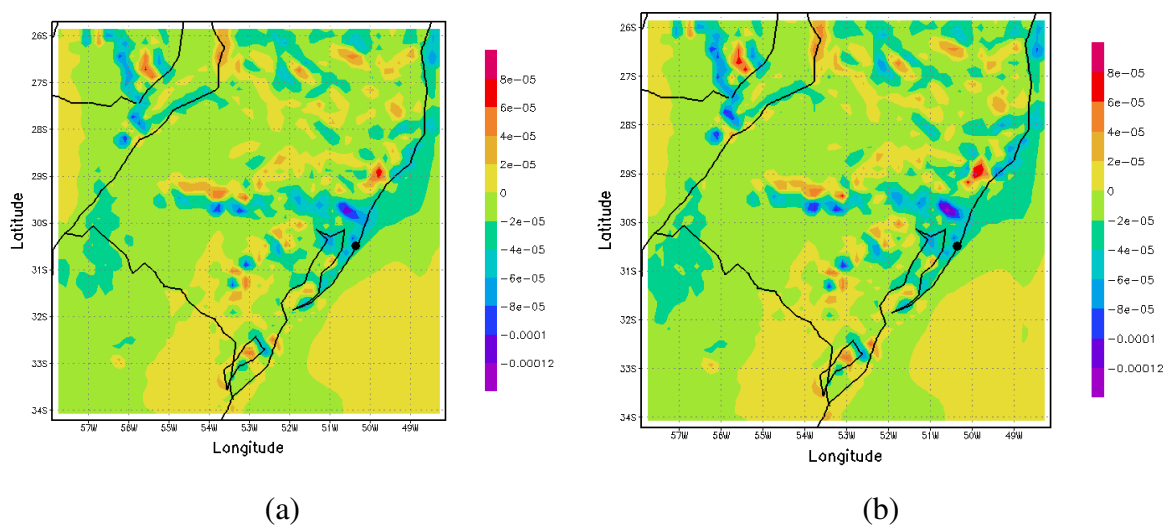


FIGURA 7.42 – Campo de divergência horizontal do dia 11/01/2004: (a) nível 24 as 11hl, (b) nível 24 as 12hl, (c) nível 27 as 11hl e (d) nível 27 as 12hl.

Nos campos de vorticidade horizontal em superfície e no topo da camada superficial para os horários das 11 e 12hl, Figura 7.43 respectivamente, observou-se vorticidade negativa sobre o litoral gaúcho, sendo que nas proximidades de 30°S e 50°W esta vorticidade era mais intensa. Nos dois níveis a vorticidade ciclônica apresentava-se mais intensa as 12hl, como era de se esperar já que o evento tornádico ocorreu às 12h50min.



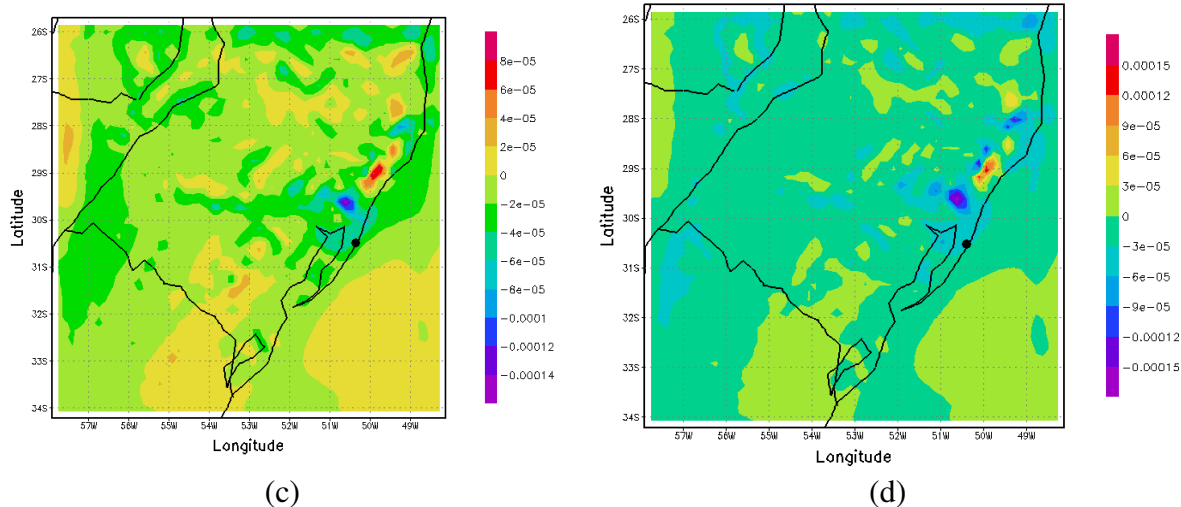
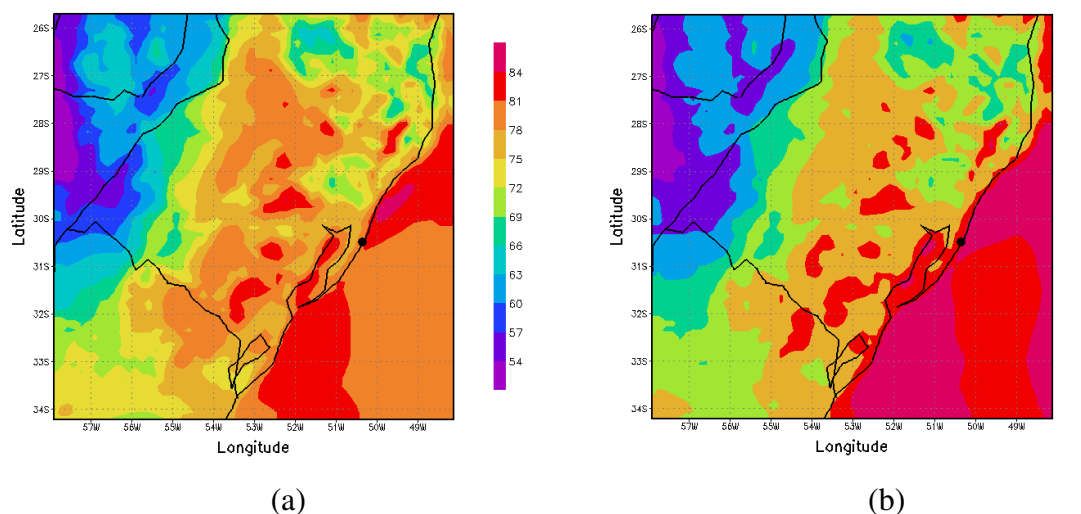


FIGURA 7.43 – Campo de vorticidade horizontal do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (b) nível 1 as 12hl, (c) nível 4 as 11hl e (d) nível 4 as 12hl.

Os campos de umidade do ar simulados para as 11 e 12hl ao nível da superfície e a 9.101m acima do solo estão dispostos nas Figuras 7.44. Nos campos gerados em superfície observou-se maior concentração de umidade na metade leste do Rio Grande do Sul como era de se esperar, já que o escoamento do vento era predominantemente de sudeste. A alta troposfera mostrou-se muito seca, mais seca do que nos casos estudados anteriormente de São Francisco de Paula e Antônio Prado.



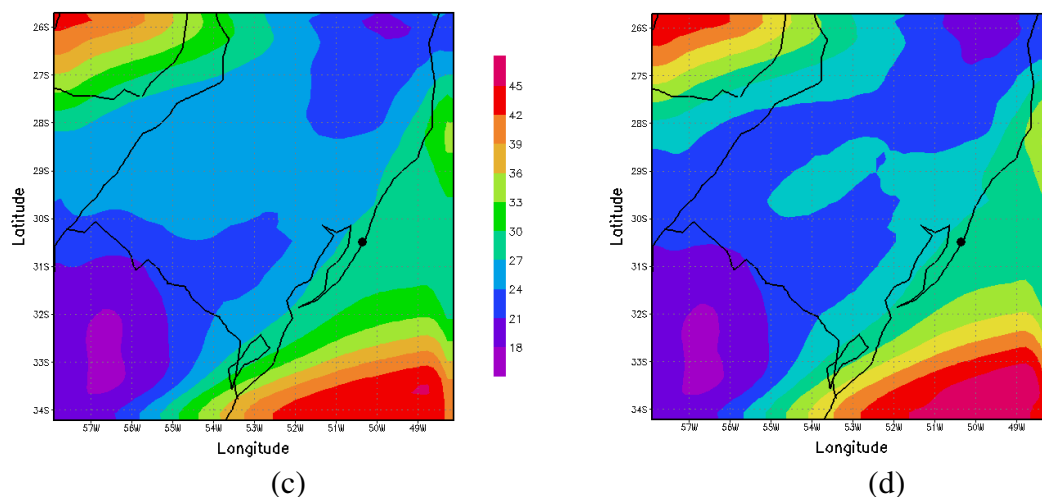


FIGURA 7.44 – Campo de umidade do ar do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (b) nível 1 as 12hl, (c) nível 24 as 11hl e (d) nível 24 as 12hl.

7.2.3.2 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 2

As Figuras 7.45 mostram o campo de vento em superfície nos horários das 11 e 12hl. Observou-se que o escoamento do vento era completamente de leste ao largo do litoral gaúcho na faixa central da grade. Identificou-se também áreas com fluxo convergente, mas todos fora da área que foi estudada, que compreende a cidade de Palmares do Sul, cujas coordenadas são 30,33°S e 50,26°W.

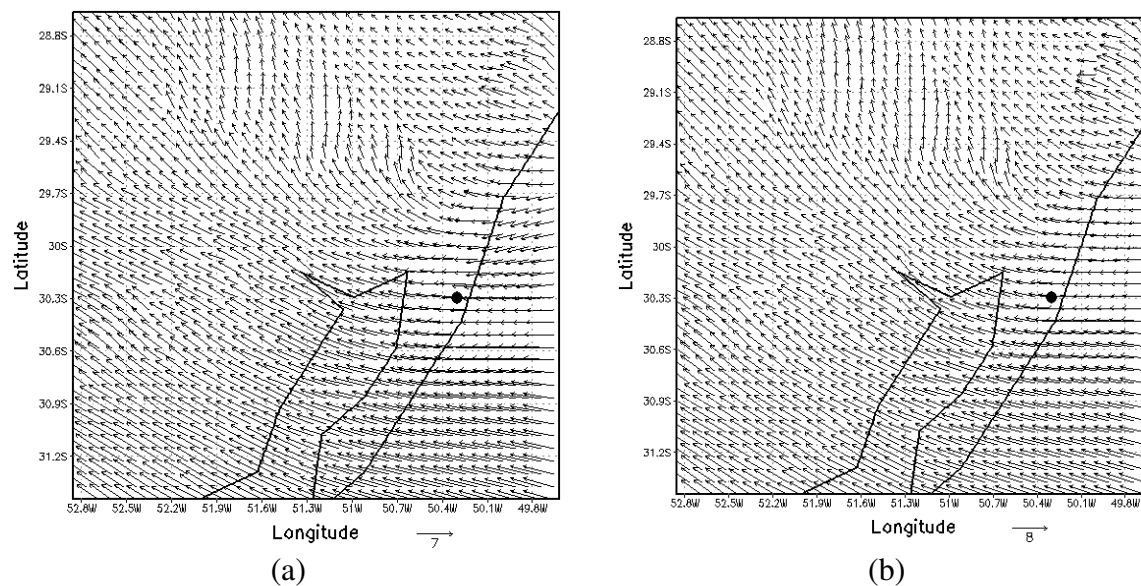


FIGURA 7.45 – Campo de vento horizontal da grade 2 do dia 11/01/2004: (a) 11hl e (b) 12hl.

Observa-se nas Figuras 7.46, que mostram o campo de umidade para as 11 e 12hl em superfície e também a 9.101m acima do solo respectivamente, que esta variável apresentou um ligeiro aumento das 11 para as 12hl no dois níveis observados.

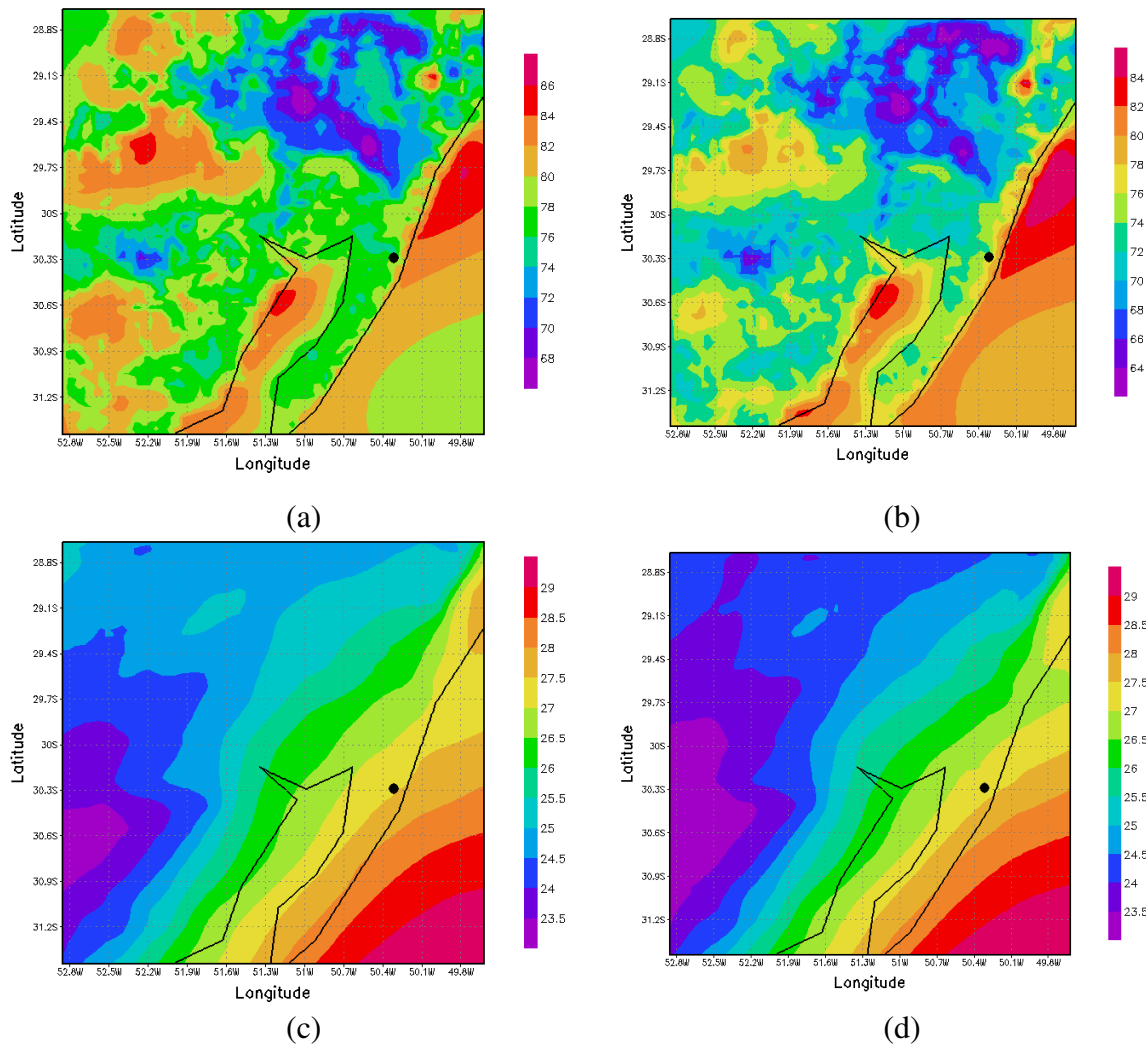
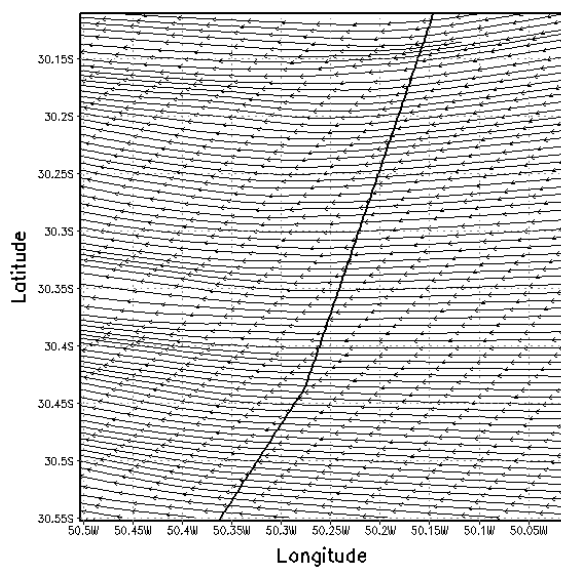


FIGURA 7.46 – Campo de umidade do ar da grade 2 do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (b) nível 1 as 12hl, (c) nível 24 as 11hl e (d) nível 24 as 12hl.

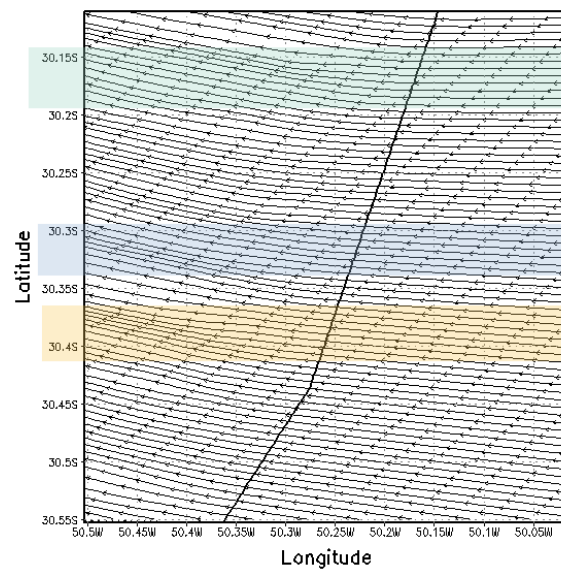
7.2.3.3 ANÁLISE DOS RESULTADOS DA GRADE 3

Por causa da dificuldade de visualização do campo de vento superficial na forma vetorial, plotou-se o mesmo campo na forma de linhas de corrente. Estes campos gerados para as 11 e 12hl e a 14,7, 47,3 e 133,9m acima do solo estão nas Figuras 7.47 respectivamente. Nestas figuras identificou-se algumas faixas de latitude onde as linhas

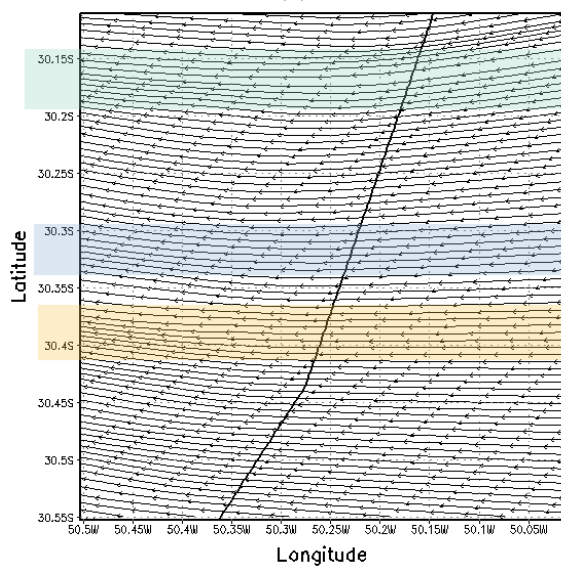
estavam mais próximas, indicando áreas de convergência. As faixas encontram-se marcadas nas figuras abaixo a receberem a denominação A(verde), B(azul) e C(amarelo). Lembra-se que o Balneário Quintão, que foi o local de passagem do tornado segundo relatos apresentados, está aproximadamente posicionado sobre a latitude 30,30°S e 50,20°W, onde há convergência das linhas de corrente. As faixas convergentes tornam-se quase imperceptíveis a 133,9m acima do solo.



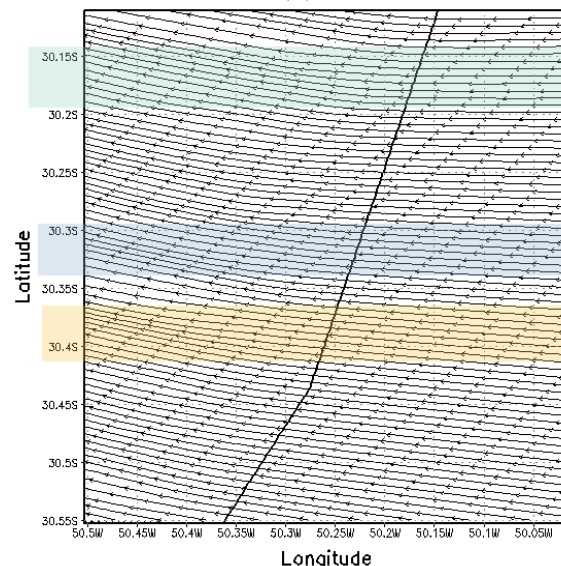
(a)



(b)



(c)



(d)

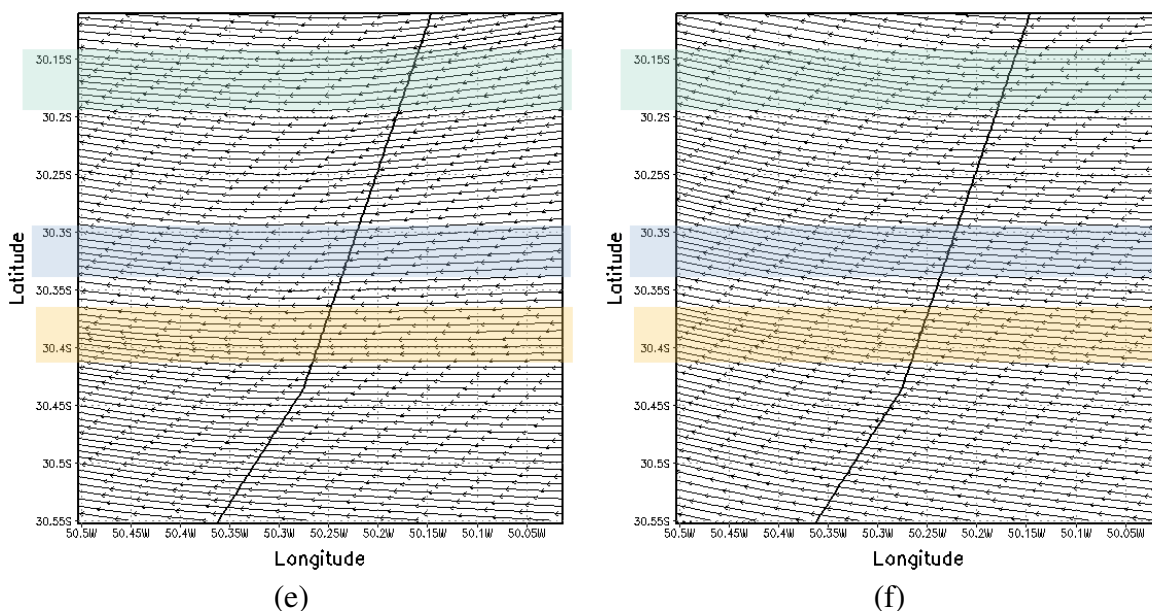


FIGURA 7.47 – Campos de linha de corrente do vento horizontal da grade 3 do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (b) nível 1 as 12hl, (c) nível 2 as 11hl, (d) nível 2 as 12hl, (e) nível 4 as 11hl e (f) nível 4 as 12hl,

Devido a dificuldade de observação do campo de vento não foi possível identificar pontos que pudessem estar associados com o tornado ocorrido no Balneário Quintão. Esperou-se melhores resultados ao analisar os campos de vorticidade. Tais campos estão nas Figuras 7.48, que correspondem aos horários das 11 e 12hl e aos níveis de 14,7 e 133,9m acima do solo, respectivamente.

Apareceram nove pontos de vorticidade negativa significativa nos dois horários estudados no nível da superfície e todos apresentavam vorticidade negativa ligeiramente mais intensa as 12hl. Estes pontos foram denominados **a**, **b**, **c**, **d**, **e**, **f**, **g**, **h** e **i** e ambos estão marcados nas figuras abaixo. Ao analisar os campos a 133,9m acima do solo observou-se que a maioria dos pontos continuavam presentes e com vorticidade bastante significativa. Mas, pareceu que os pontos **c** e **d** se juntaram em um só e o mesmo também pode ter acontecido com os pontos **h** e **i**.

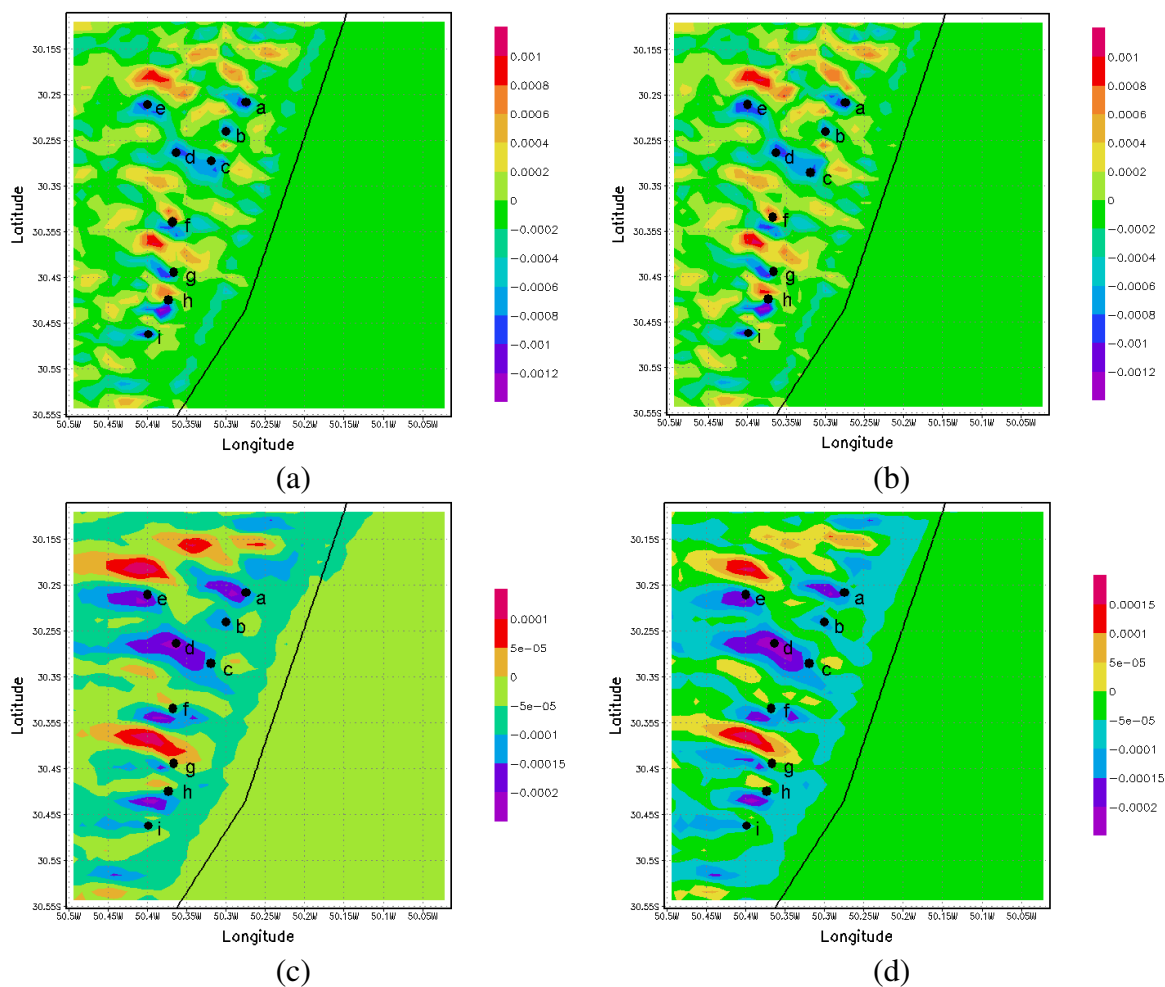


FIGURA 7.48 – Campos de vorticidade horizontal da grade 3 do dia 11/01/2004: (a) nível 1 as 11hl, (b) nível 1 as 12hl, (c) nível 4 as 11hl e (d) nível 4 as 12hl.

Considerando que apenas o Balneário Quintão foi atingido pelo tornado e que esta praia é bem pequena, com cerca de 10km^2 de área, foram analisados a partir deste momento apenas os pontos que estavam situados entre as latitudes $30,30^\circ\text{S}$ e $30,45^\circ\text{S}$, que eram os pontos **f**, **g** e **h**.

A partir da análise dos gráficos de variação temporal de determinadas variáveis meteorológicas, pode-se identificar algumas características especiais que permitam atribuir a um único ponto a representatividade do evento tornádico de Quintão.

Os gráficos de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho estão nas Figuras 7.49 (a) e (b) respectivamente. Os três pontos apresentaram aumento acentuado da

temperatura entre as 9 e 16Z. Observar que a curva ascendente do ponto **f** acentuou-se mais ainda entre as 14 e 15Z, horário do evento tornádico. No entanto percebe-se que o gradiente térmico não foi intenso para a época do ano, sendo da ordem de 5°C , evidenciando assim a grande presença de nuvens. A variável temperatura do ponto de orvalho também apresentou elevação ao longo do dia nos três pontos, entretanto este aumento foi menos intenso ainda que o da temperatura do ar, ficando em torno de $1,5^{\circ}\text{C}$. Observar que a partir das 14Z a curva tornou-se descendente para os três casos.

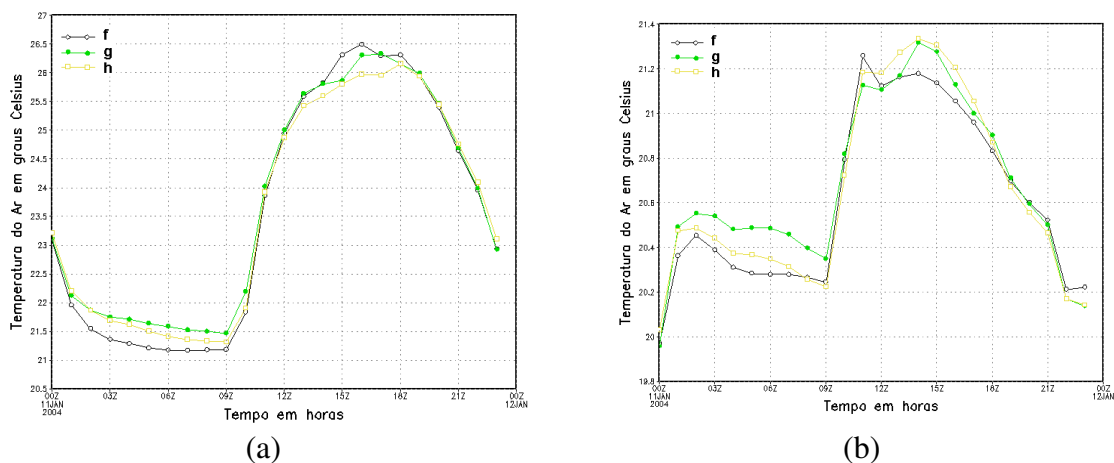


FIGURA 7.49 - Gráfico do perfil temporal: (a) temperatura do ar e (b) temperatura do ponto de orvalho.

Nas Figuras 7.50 (a) e (b) pode-se analisar os gráficos de pressão atmosférica e umidade do ar respectivamente. Observou-se que a umidade diminuiu consideravelmente a partir do início da manhã, voltando a subir a partir da noite. Notar que apenas o ponto **g** apresentava curva descendente menos acentuada entre as 13 e 15Z. Esperava-se observar no gráfico de pressão uma queda significativa, principalmente próximo das 13Z e 14Z, horário do tornado. O que se percebeu com relação a esta última variável foi aumento até as 10Z, queda muito discreta entre as 10 e 16Z, voltando a subir a partir de então. O ponto **f** apresentou a queda mais acentuada.

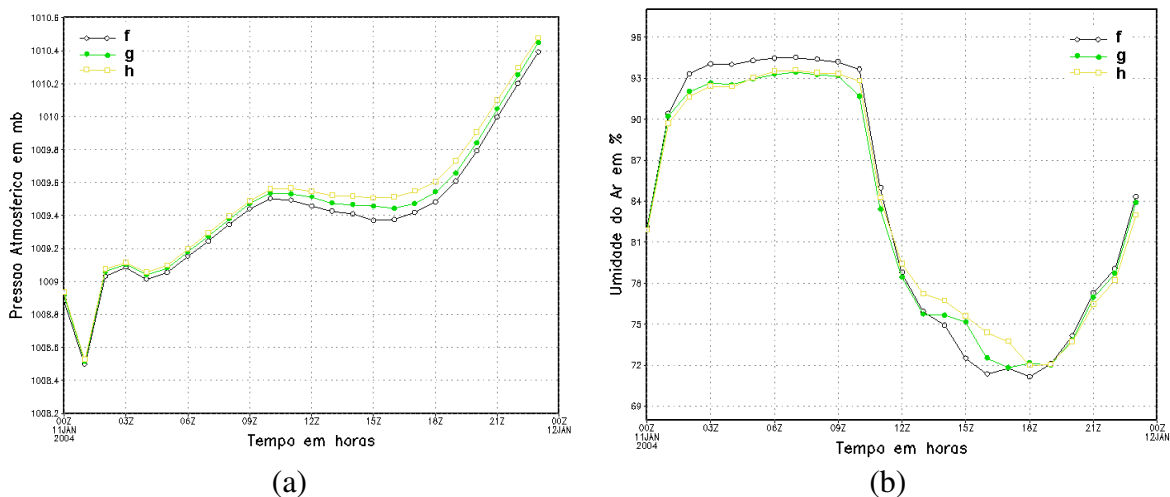


FIGURA 7.50 - Gráfico do perfil temporal: (a) pressão atmosférica e (b) umidade do ar.

Os gráficos de velocidade e direção do vento horizontal estão nas Figuras 7.51 (a) e (b) respectivamente. Observou-se que a velocidade do vento perdeu intensidade até as 10Z, voltando a ganhar força a partir deste horário. Entre as 14 e 15Z os pontos **f** e **h** continuaram apresentando curva ascendente, mas no ponto **g** notou-se uma ligeira queda. Apesar do comportamento semelhante, nota-se que o ponto **h** destaca-se dos demais, tendo quase sempre maiores valores de velocidade do vento. No entanto o valor observado em **h** é de apenas 4m/s próximo do horário do tornado, bem inferior aos 36,6m/s relatados. De um modo geral o vento apresentou giro ciclônico, mudando de nordeste para sudeste, giro atribuído ao deslocamento do sistema convectivo sobre a região de interesse.

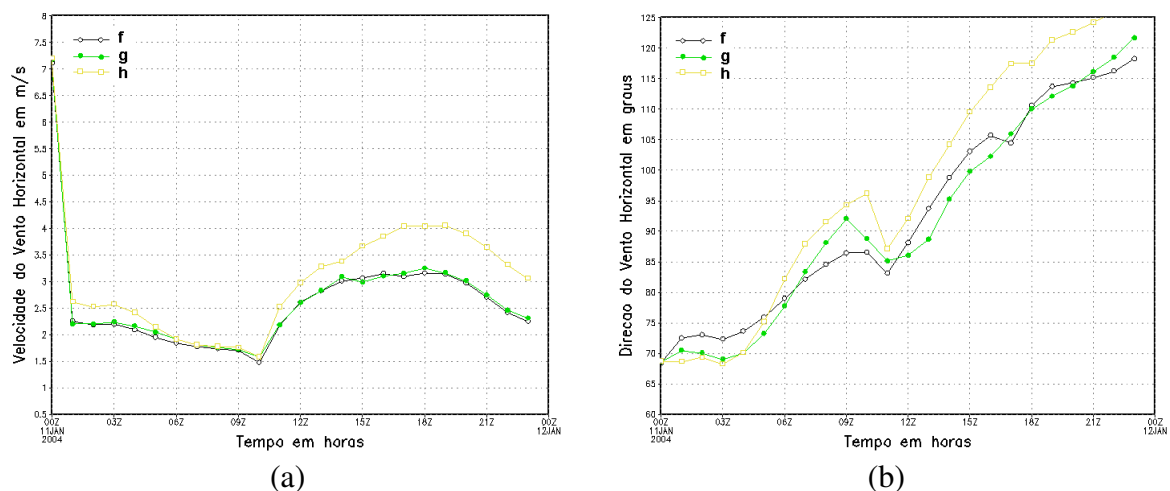


FIGURA 7.51 - Gráfico do perfil temporal: (a) velocidade do vento horizontal e (b) direção do vento horizontal.

As Figuras 7.52 (a) e (b) mostram os gráficos do movimento vertical e da energia cinética turbulenta respectivamente. Observou-se que todos os pontos apresentavam movimento descendente no dia inteiro, sendo que em média o ponto **f** foi o de subsidência mais intensa. Observou-se que entre as 14 e 15Z os pontos **g** e **h** intensificaram a subsidência e que no ponto **f** a intensidade se manteve constante. A curva da energia cinética turbulenta teve o mesmo comportamento nos três casos, que é o comportamento diurno médio para esta variável. Observou-se que entre as 14 e 15Z o ponto **f** apresentava maiores valores de tke. Como neste dia 11 de janeiro de 2004 foi observado pelo gráfico da temperatura do ar (Figura 7.49 a) que o gradiente de temperatura não foi intenso concluí-se que a maior parte da turbulência foi ocasionada por processos mecânicos e não térmicos.

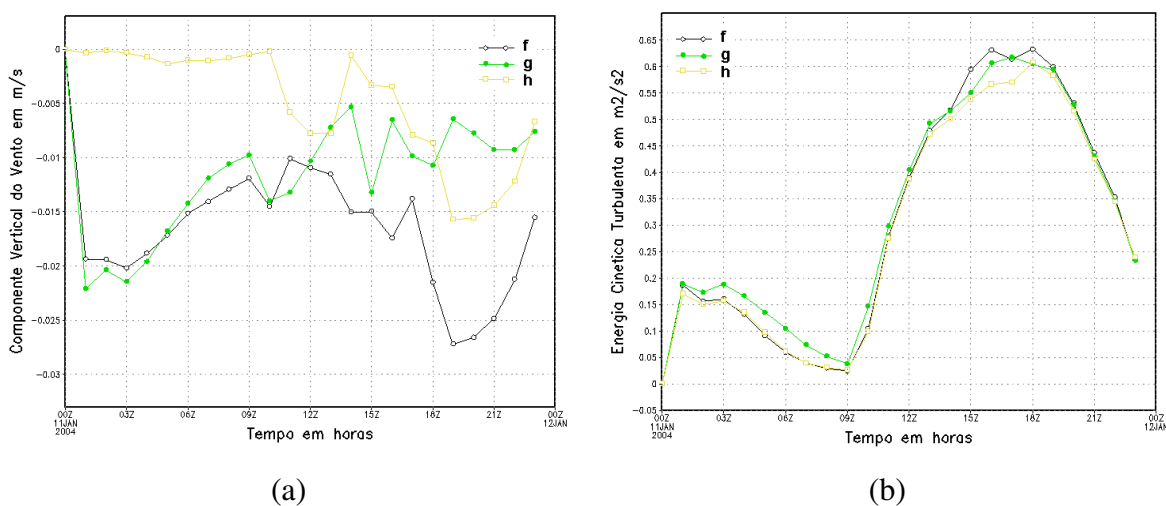


FIGURA 7.52 - Gráfico do perfil temporal: (a) componente vertical do vento e (b) energia cinética turbulenta.

O comportamento das variáveis meteorológicas simuladas com o RAMS neste caso Palmares do Sul esteve também muito aquém do esperado. Nenhum dos pontos apresentou queda acentuada na pressão atmosférica. A velocidade do vento horizontal variou entre 2 e 4m/s, sendo que o relatado foi da ordem de 36,6m/s. Entretanto, o ponto **f** pareceu o mais representativo do evento tornadico ocorrido.

CAPÍTULO 8 – CONCLUSÃO E SUGESTÕES

8.1 CONCLUSÃO

Neste trabalho concluiu-se que, apesar de constituir uma ferramenta indispensável para auxílio à previsão do tempo, as imagens de satélites por si só não dispensam outros recursos. A falta de resolução temporal das imagens disponíveis para o Brasil vem a ser a maior dificuldade para o acompanhamento de tempestades severas.

Entretanto, mesmo com a dificuldade citada acima foi possível acompanhar os três casos estudados neste trabalho: São Francisco de Paula em 08 de julho de 2003, Antônio Prado em dezembro de 2003 e Palmares do Sul em janeiro de 2004. Deste acompanhamento se observou que o ambiente sinótico seco prevalecia sobre o RS cerca de 24 horas antes da ocorrência dos eventos tornádicos. O transporte de umidade da Bacia Amazônica, através do Jato de Baixos Níveis, desempenhou papel fundamental no desenvolvimento dos complexos convectivos nos casos de São Francisco de Paula e de Antônio Prado. No caso Palmares do Sul, houve a formação de um sistema convectivo clássico, com hábitos noturnos e dissipação no fim da manhã, e a umidade vinha principalmente do mar. Não foi observada a passagem de sistema frontal sobre as cidades de estudo nos horários de ocorrência dos tornados, e portanto em todos os casos tratava-se

de CCMs associado com áreas de instabilidade. O sistema frontal se formou, ou atingiu a cidade de estudo após a ocorrência do tornado.

A análise dos campos gerados através de simulações obtidas com o RAMS mostra que este modelo não identifica características óbvias em um ambiente de geração de tornados, como queda acentuada na pressão em superfície, ventos intensos em superfície e movimento vertical intenso. Provavelmente teriam-se melhores resultados se fosse possível obter saídas de minuto em minuto das simulações. Esta dificuldade foi ocasionada pela incompatibilidade entre o tempo de saída requerido (minutos) e o tempo de entrada dos dados (horas).

Entretanto o caso São Francisco de Paula apresentou os melhores resultados de simulação. Neste caso foi observada queda na pressão atmosférica da ordem de 5mb em menos de 24 horas e aumento na energia cinética turbulenta no horário do evento, mesmo este ocorrendo à noite.

A variável velocidade do vento horizontal em superfície foi estimada em aproximadamente 40m/s nos três casos, segundo relatos, e os valores simulados com o RAMS estiveram abaixo dos 10 m/s. Assim concluí-se que esta variável não foi bem representada pelo RAMS.

Nos campos de vento horizontal em superfície simulados com o RAMS, foi possível identificar as áreas de convergência, que é um forte indicativo de movimento convectivo. O caso São Francisco de Paula foi o melhor representado, pois observou-se claramente a área com linhas de convergência situada ao sul da cidade nos resultados obtidos com as simulações da grade 3. Segundo os relatórios da Defesa Civil a zona sul de São Francisco de Paula foi uma das mais atingidas pelo tornado.

O resultado também foi satisfatório com os dados simulados de vorticidade horizontal em superfície e divergência horizontal em altitude, apesar dos pequenos valores, pois em todos os três casos a zona de vorticidade e divergência negativa mais intensa cobriam uma área, que segundo os relatórios havia sido atingida pelo tornado.

8.2 SUGESTÕES

Sugere-se o uso de imagens do satélite NOAA, que possui maior resolução espacial nos canais do vapor d'água e infravermelho termal, para o estudo dos casos apresentados.

Neste trabalho a parametrização de radiação utilizada para a simulação com o RAMS foi a de Marher/Pielke e sugere-se o uso da Chen e Cotton para trabalhos futuros. O modelo RAMS possui dois esquemas diferentes para parametrizar a radiação de onda curta e longa. No primeiro esquema, ou seja, a parametrização de Marher/Pielke não são levados em consideração os efeitos de interações com as nuvens. No caso da radiação de onda curta, é avaliado empiricamente o espalhamento pelo oxigênio, ozônio e dióxido de carbono e também absorção pelo vapor d'água, enquanto que no caso de onda longa o esquema avalia as quantidades de emissão no infravermelho termal e a absorção pelo vapor d'água e dióxido de carbono (Mahrer e Pielke, 1977). No segundo esquema, parametrização de Chen e Cotton, as interações da radiação com as nuvens são consideradas. Esta parametrização possibilita o tratamento de diversos processos radiativos de ondas curtas, como espalhamento, absorção, transmissão e reflexão por nuvens. Para a radiação de onda longa, permite avaliar-se a emissão da atmosfera clara, emissão de camadas de nuvens e emissão de camadas mistas (nuvens e céu claro). Este tipo de parametrização possibilita que o conteúdo de água líquida e o vapor presentes na atmosfera, influenciem os fluxos de radiação solar e terrestre (Chen & Cotton, 1983).

Nos três casos estudados neste trabalho foi relatada a ocorrência de tornado, por isso sugere-se a simulação de eventos com destruição causadas por ventos intensos, mas que não sejam relatados tornados a fim de observar as diferenças nas informações obtidas com o RAMS.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AVISSAR, R., PIELKE, R.A., 1989. A Parameterization of Heterogeneous Land Surfaces for Atmospheric Numerical Models and its Impact on Regional Meteorology. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 2113-2136.
- BARNES, S.L., 1978. Oklahoma Thunderstorms on 29-30 April 1970. Part I: Morphology of a Tornadoic Storm. *Mon. Wea. Ver.*, 106, 673-684.
- BARTELS, D. L. AND MADDOX, R. A., 1991. Midlevel Cyclonic Vortices Generated by Mesoscale Convective Systems. *Mon. Wea. Rev.*, 119, 104-118.
- BERRI, G., AND J. INZUNZA, 1993. The Effect of the Low Level Jet on the Poleward Water Vapour Transport in the Central Region of South America. *Atmos. Environment*, 27A, 335-341.
- BIKOS, D.E., J.F. WEAVER, AND B.C. MOTTA, 2002: A Satellite Perspective of the 3 May 1999 Great Plains Tornado Outbreak within Oklahoma. *Wea. Forecasting*, 17:3, 635-646.
- BOSART, L. F., AND F. SANDERS 1981. The Johnstown Flood of July 1977: A Long-lived Convective System, *J. Atmos. Sci.*, 38, 1616-1642.
- BLUESTEIN, H. B., GOLDEN, J. H., 1993. A Review of Tornado Observations. The tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 319-352.
- BRANDES, E. A., 1993. Tornadoic Thunderstorms Characteristics Determined with Doppler Radar. The Tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 143-160.
- BROOKS, H. E., DOSWELL, C. A. III AND MADDOX, R. A., 1992. On the Use of Mesoscale and Cloud-Scale Models in Operational Forecasting. *Wea. and Forecasting*, 8, 120-132.
- BROOKS, H. E., J. W. LEE, AND J. P. CRAVEN, 2003. The Spatial Distribution of Severe Thunderstorm and Tornado Environments from Global Reanalysis Data. *Atmos. Res.*, 67-68, 73-94.
- BROOKS, H. E.; ANDERSON, A. R., 2004. Climatological Aspects of Convective Parameters from the NCAR/NCEP Reanalysis. In: Preprints, 22nd Conf. Severe Local Storms, Hyannis, EUA, *Amer. Met. Soc.*, em mídia digital. (Disponível em http://ams.confex.com/ams/11aram22sls/techprogram/paper_81585.htm).

- BROWNING, K. A., 1964. Airflow and Precipitation Trajectories within Severe Local Storms which Travel to the Right of the Mean Wind. *J. Atmos. Sci.*, 21, 634-639.
- BROWNING, K. A., 1968. The Organization of Severe Local Storms. *Weather*, 23, 429-434.
- CHEN, C., COTTON, W.R., 1983. A One-Dimensional Simulation of the Stratocumulus-Capped Mixed Layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 25, 289-321.
- CLARK, T.L., 1977. A Small Scale Dynamic Model Using a Terrain Following Coordinate Transformation. *J. Comput Phys.*, 24, 186-216.
- CHURCH, C. R., SNOW, J. T., 1993. Laser Doppler Velocimeter Measurements in Tornadolike Vortices. The tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 297-306.
- COSTA, S., MEZZASALMA, P., LEVIZZANI, V., ALBERONI, P.P., NANNI, S., 2001. Deep Convection Over Northern Italy: Synoptic and Thermodynamic Analysis. *Atmos. Res.* 56, 73– 88.
- COTTON, W. R. E R. A. ANTHES, 1989. Storm and Cloud Dynamics. *Academic Press.*, pp.883.
- COTTON, W.R., M. S. LIN, R. L. MCANELLY E C. J. TREMBACK, 1989. A Composite Model of Mesoscale Convective Complexes. *Mon. Wea. Rev.*, 117, 765-783.
- CRAVEN, J. P., R. E. JEWELL, AND H. E. BROOKS, 2002. Comparison Between Observed Convective Cloud-base Heights and Lifting Condensation Level for Two Different Lifted Parcels. *Wea. Forecasting*, 17, 885-890
- DAVIS, C. A., AND M. L. WEISMAN 1994. Balanced Dynamics of Mesoscale Vortices Produced in Simulated Convective Systems. *J. Atmos. Sci.*, 51, 2005–2030.
- DAVIES, J. M., JOHNS, R. H., 1993. Some Wind and Instability Parameters Associated With Strong and Violent Tornadoes, 1, Wind Shear and Helicity. The tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 573-582.
- DAVIES-JONES, R. P., AND E. KESSLER, 1974. Tornadoes. In *Weather and Climate Modification*, W. N. Hess, Ed. John Wiley and Sons, pp. 552-595.
- DOSWELL, C. A. III 1986. [The Human Element in Weather Forecasting](#), *Nat. Wea. Dig.*, 11, 6-17.
- DOSWELL, C. A. III, 1991. A Review for Forecasters on the Application of Hodographs to Forecasting Severe Thunderstorms. *Nat. Wea. Dig* , 16, No. 1, 2-16.

- DOSWELL, C. A. III, BURGESS, D. W., 1993. Tornadoes and Tornadic Storms: a Review of Conceptual Models. The tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 161-172.
- DOSWELL, C. A. III, BROOKS, H. E., MADDOX, R. A., 1996. [Flash Flood Forecasting: An Ingredients-Based Methodology](#). *Wea. Forecasting*, 11, 560-581. [Winner: NSSL Outstanding Scientific Paper Award, January 1999]
- DOSWELL, C. A. III 2001.: [Severe convective storms - An overview](#). *Meteor. Monogr.*, [in press].
- DOSWELL, C. A. III, 2003. Societal Impacts of Severe Thunderstorms and Tornadoes: Lessons Learned and Implications for Europe. *Atmospheric Research*, 67– 68, 135–152
- DYER, R. C., 1988. Remote Sensing Identification of Tornado Tracks in Argentina, Brazil and Paraguay. *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, 54, N°. 10, 1429-1435.
- ELSOM, D. M., MEADEN, G.T., REYNOLDS, D. J., ROWE, M. W., WEBB, J. D. C., 2001. Advances in Tornado and Storm Research in the United Kingdom and Europe: the Role of the Tornado and Storm Research Organisation. *Atmospheric Research*, 56, 19–29.
- FARIAS, S. J. S., 2002. Aplicação do Modelo RAMS para o Estudo de um Vórtice Ciclônico que Atingiu o Município de Viamão – RS. Dissertação de Mestrado, CEPSSRM/UFRGS.
- FIEDLER, B. H., 1993. Numerical Simulation of Axisymmetric Tornadogenesis in Forced Convection. The tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 41-48.
- FIEDLER, B. H., ROTUNNO, R. A, 1986. Theory for the Maximum Windspeeds in Tornado-like Vortices. *J. Atmos. Sci.*, 43, 2328-2340.
- FIGUEIROA, N.F., P. SATYAMURTY E P. L. SILVA DIAS, 1995: Simulations of the Summer Circulation Over the South American Region with an ETA Coordinate Model. *J. Atmos. Sci.*, 52, 1573-1584
- FUJITA, T. T., BRADBURY, D. L., VAN THULLENAR, C. F., 1970. Palm Sunday Tornadoes of April 11, 1965, *Mon. Wea. Rev.*, 98, 29-69.
- FUJITA, T. T., A. D. PEARSON, 1973: Results of FPP Classification of 1971 and 1972 Tornadoes. *Proc. 8th Conf. on Severe Local Storms*, Denver, 142-145.

- FUJITA, T. T., SMITH, B. E., 1993. Aerial Survey and Photography of Tornado and Microburst Damage. The tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 479-494.
- GAL-CHEN, SOMERVILLE, R.C.J., 1975. Numerical Solution of the Navier Stokes Equations with Topography. *J. Comput. Phys.*, 17, 276-310.
- GANDÚ, A.W. E GEISLER, J. E., 1992: A Primitive Equation Model Study of the Effect of Topography on the Summer Circulation Over Tropical South America. *J. Atmos. Sci.*, 48, 1822-1836.
- GAYÀ, M.; HOMAR, V.; ROMERO, R.; RAMIS, C., 2001. Tornadoes and Waterspouts in the Balearic Islands: Phenomena and Environment Characterization. *Atmospheric Research*, 56, n. 1-4, p. 253-267.
- GOODMAN, S. J. e KNUPP, K. R., 1993. Tornadogenesis Via Squall Line and Supercell Interaction: The november 15,1989, Huntsville, Alabama, Tornado. The Tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 183-200.
- HESS, G. D., SPILLANE, K. T., LOURENSZ, R. S., 1988. Atmospheric Vortices in Shallow Convection. *J. Appl. Meteorol.*, 27, 305-317.
- HOMAR, V., GAYA, M., RAMIS, C., 2001. A Synoptic and Mesoscale Diagnosis of a Tornado Outbreak in the Balearic Islands. *Atmospheric Research*, 56, 31-55.
- HORVÁTH, A., PRÁGER, T., 1985. Dynamic and Predictability of Squall Lines. *Idojaras* 89, 141-160.
- HORVÁTH, A., GERESDI, I., 2001. Severe Convective Storms and Associated Phenomena in Hungary. *Atmospheric Research*, 56, 127-146.
- JOHNS, R. H.; DOSWELL, C. A. III, 1992. Severe Local Storms Forecasting. *Wea. Forecasting*, 7, 588-612.
- JOE, P., LEDUC, M., 1993. Radar Signature and Severe Weather Forecasting. The tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 233-240.
- KLEMP, J.B., DURRAN, D.R., 1983. An Upper Boundary Condition Permitting Internal Gravity Wave Radiation in Numerical Mesoscale Models. *Mon. Wea. Rev.*, 111, 430-444.
- KLEMP, J. B., WILHELMSON, R. B., 1978. The Simulation of Three-Dimensional Convective Storm Dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.

- KRENNERT, T., ZWATZ-MEISE, V., 2003. Initiation of Convective Cells in Relation to Water Vapour Boundaries in Satellite Images. *Atmospheric Research*, 67– 68, 353–366.
- KUO, H.L., 1974. Further Studies of the Parameterization of the Influence of Cumulus Convection on Large-Scale Flow. *J. Atmos. Sci.*, 31, 1232-1240.
- LEWELLEN, W. S., 1977. Influence of Body Forces on Turbulent Transport Near a Surface. *J. Appl. Math. Phys.*, 28, 825-834.
- LEWELLEN, W. S., 1993. Tornado Vortex Theory. The tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 19-40.
- LOUIS, J.F., 1979. A Parametric Model of Vertical Eddy Fluxes in the Atmosphere. *Boundary-Layer Meteorol.*, 17, 187-202.
- MAHRER, Y, PIELKE, R.A., 1977. A Numerical Study of the Airflow over Irregular Terrain. *Beitrage zur Physik der Atmosphere*, 50, 98-113.
- McCAUL, E. W. Jr., 1993. Observations and Simulations of Hurricane-Spawmed Tornadic Storms. The tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 119-142.
- MADDOX, R. A., 1980: Mesoscale Convective Complexes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 61, 1374-1387.
- MARCELINO, I. P.V.O., 2003. Análise de Episódios de Tornados em Santa Catarina: Caracterização Sinótica e Mineração de Dados. São José dos Campos. 222 p. Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.
- MARCELINO, I. P. V. O.; HERMANN, M. L. P.; FERREIRA, N. J., 2004. The Occurrence of Tornadoes in Santa Catarina State, Brazil. *Australian Met. Magazine*, em fase final de reviso, 2004.
- MARENGO, J., M. DOUGLAS, AND P. L. SILVA DIAS, 2002: The South American Low Level Jet East of the Andes During the LBA-TRMM and WET AMC Campaign of January-April 1999. *J. Geophys. Res.*, 107 (D20).
- MASSAMBANI, O.; CARVALHO, L. M. V.; VAZQUEZ, M. A., 1992. Tornado ou microexplosão? Um estudo Diagnóstico do Evento de Itú, São Paulo, Utilizando Radar. In: Anais do VII Congresso Brasileiro de Meteorologia, São Paulo/SP, *Soc. Bras. Meteorologia*, 1., 763-768.
- MENEZES, W. F. & DIAS, M. A. F. S. :2004: Aspectos da estrutura vertical da "Baixa Fria" profunda associada com as tempestades do "Caso Ribeirão Preto" de 14 de maio

de 1994. Disponível em
<http://iris.sid.inpe.br:1915/col/cptec.inpe.br/walmeida/2004/09.21.16.10/doc/0000000407.doc>

- MESINGER, F., ARAKAWA, A., 1976. Numerical Methods used in Atmospheric Models. GARP Publications Series, n° 14, WMO/ICSU *Joint Organizing Committee*, 64 pp.
- MOLLER, A. R., 2001. Severe Local Storms Forecasting. In: Severe Convective Storms, C. A. Doswell III (Ed.), *Amer. Meteor. Soc. Monograph*, 28, n. 50, 433-480.
- MOLINARI, J., 1985. A General form of Kuos Cumulus Parameterization. *Mon. Wea. Ver.*, 113, 1411-1416.
- MONTEIRO, M. A., MORAES, M. R., CALEARO, D. S., 2004. Ocorrências de um caso de nuvem tipo vírgula invertida no dia 11 de janeiro de 2004 no litoral do Rio Grande do Sul e Santa Catarina. In: *Simpósio Brasileiro de Desastres Naturais*. 1., 2004, Florianópolis. **Anais...** Florianópolis:GEDN/UFSC. 602-613. (CD-ROM)
- NASCIMENTO, E. L., 2005. Previsão de tempestades Severas Utilizando-se Parâmetros Convectivos e Modelos de Mesoescala: Uma Estratégia Operacional Adotável no Brasil? *Rev. Bras. Meteorologia*, 20 (1), 121-140.
- NASCIMENTO, E. L., E I. P. V. O. MARCELINO, (2005). Análise Preliminar dos Tornados de 3 de Janeiro de 2005 em Criciúma/SC. *Bol. Soc. Bras. Meteorologia*, 29 (1), 33-44.
- NECHET, D., 2002. Ocorrência de Tornados no Brasil. *Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia*, Vol. 26, número 2.
- ORLANSKI, I., 1975: A Rational Subdivision of Scales for Atmospheric Processes. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 56, 527-530.
- ORLANSKI, I., 1976. A Simple Boundary Condition for Unbounded Hyperbolic Flows. *J. Comput Phys.*, 21, 251-269.
- PRZYBYLINSKI, R. W., SNOW, J. T., AGEE, E. M., CURRAN, J. T., 1993. The Use of Volumetric Radar Data to Identify Supercells: A Case Study of June 2, 1990. The Tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 241-250.
- PURDOM, J. F. W., 1993. Satellite Observations of Tornadic Thunderstorms. The Tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 265-276.
- REINKE, D. L., KIDDER, S. Q.; HAAR, T. H. V., 1995. Satellite Meteorology: an Introduction. San Diego: *Academic Press.*, 146-180.

- ROTUNNO, R., 1993. Supercell Thunderstorm Modeling and Theory. The Tornado: its Structure, Dynamics, Prediction, and Hazards. *Geophysical Monograph*, 79, 57-73.
- SANCHEZ, J.L.; FERNANDEZ, M.V.; FERNANDEZ, J.T.; TUDURI, E.; RAMIS, C., 2003. Analysis of Mesoscale Convective Systems with Hail Precipitation. *Atmospheric Research*, 67-68, 573-588.
- SCHWARZKOPF, M.L A., ROSSO, L.C., 1982. Severe Storms and Tornadoes in Argentina. Preprints, 12th Conf. Severe Local Storms, San Antonio, Texas, USA, *Amer. Meteorol.*, pp. 59– 62.
- SILVA DIAS, M. A. F.; GRAMMELSBACHER, E. A., 1991. A Possível Ocorrência de um Tornado em São Paulo no dia 26 de Abril de 1991: Um Estudo de Caso. *Rev. Bras. Meteorologia*, 6, 513-522.
- SIMEONOV, P., GEORGIEV, C. G., 2001. A Case of Tornado-Producing Storm South of Rhodopes Mountain in the Eastern Mediterranean. *Atmospheric Research*, 57, n. 3, 187-199
- TREMBACK, C.J, 1990. Numerical Simulation of a Mesoscale Convective Complex: Model Development and Numerical Results. Ph.D. Dissertation, *Atmos. Sci.* Paper No. 465, Colorado State University, Dept. of Atmospheric Science, Fort Collins.
- TREMBACK, C.J., KESSLER, R., 1985. A Surface Temperature and Moisture Parameterization for Use in Mesoscale Numerical Models. Preprints, 7th Conference on Numerical Weather Prediction, Montreal, Canada, *AMS*.
- TRIPOLI, G.J., COTTON, W.R., 1982. The Colorado State University three-dimensional Cloud Mesoscale Model 1982. Part I: General Theoretical Framework and Sensitivity Experiments. *J. Res. Atmos.*, 16, 185-220.
- VELASCO, I. E J.M. FRITSCH, 1987: Mesoscale Convective Complexes in the Americas. *J. Geophys. Res.*, 92, D8, 9591-9613.
- VERBOUT, S. M., L. M. LESLIE, H. E. BROOKS, D. SCHULTZ, AND D. KAROLY, 2005: Tornado Outbreaks Associated with Land-Falling Tropical Cyclones in the Atlantic Basin. Preprints, *Sixth Conference on Coastal Atmospheric and Oceanic Prediction and Processes*. San Diego, CA, Amer. Meteor. Soc., CD-ROM, 7.1. Disponível em http://ams.confex.com/ams/Annual2005/techprogram/paper_84926.htm
- VIRJI, H., 1981:A Preliminary Study of Summertime Tropospheric Circulation Patterns Over South America Estimated from Cloud Winds. *Mon. Wea. Rev.*, 109, 596-610.
- WALLACE, J. M., HOBBS, P. V., *Atmospheric Science – An Introductory Survey*, 1977, p.248.

- WARD, N. B., 1964. The Newton, Kansas Tornado Cyclone of May 24, 1962, in *Preprints, 11th Weather Radar Conference*, 410-415. American Meteorological Society, Boston, Mass.
- WEAVER, J.F., AND D.T. LINDSEY, 2004. Some Frequently Overlooked Visual Severe Thunderstorm Characteristics Observed on GOES Imagery – a Topic for Future Research. *Mon. Wea. Rev.*,132:6, 1529-1533.
- WEISMAN, M. L., 2002. Convective Storms Overview. *Encyclopedia of Atmospheric Sciences*, J. Holton, J. Pyle, and J. Curry, Eds., Academic Press, 548-559.
- WELDON, R.B. AND S. J. HOLMES, 1991: Water Vapor Imagery: Interpretation and Applications to Weather Analysis and Forecasting. NOAA Tech.Resp. *NESDIS 57*, NOAA/NESDIS, Washington, DC.