

**Universidade Federal de Pelotas**  
**Programa de Pós-Graduação em Meteorologia**



**Dissertação**

**Avaliação do modelo de Kuo para a previsão de chuvas e  
tempestades na região Sul do Brasil: Estudo de casos**

**Simone Colvara Alves**

**Pelotas, 2006**

**SIMONE COLVARA ALVES**

**Avaliação do modelo de Kuo para a previsão de chuvas e  
tempestades na região Sul do Brasil: Estudo de casos**

Dissertação apresentada ao programa de Pós-Graduação em Meteorologia da Universidade Federal de Pelotas, como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em ciências (M.S.).

Orientador: José Francisco Dias da Fonseca

Co-orientadora: Simone Vieira de Assis

Pelotas, 2006

A mente que se abre a uma idéia  
jamais voltará a seu tamanho original.

Albert Einstein

Ao meu esposo Marcos Diarone

## AGRADECIMENTOS

A Deus, por ter me dado a vida, iluminado sempre o meu caminho e ter permitido que eu nascesse em um lar de amor, no qual encontrei valiosos incentivos pessoais e profissionais.

Ao meu querido pai (in memoriam), pelo exemplo de coragem, força e dedicação. Hoje infelizmente não está fisicamente ao meu lado, mas tenho certeza de que no plano espiritual em que se encontra, continua torcendo pelo meu sucesso e me enviando muitas energias positivas para que eu continue seguindo o caminho certo, rumo a novas conquistas, tendo o seu exemplo a seguir.

As minhas queridas mãe e irmã, pelo estímulo, amor e compreensão, apoiando-me em todos os momentos e, acima de tudo por terem entendido minhas ausências nesse período de estudo.

Em especial ao meu querido marido Marcos, meu grande amor e amigo, pelo carinho, apoio e incentivo, que me mantiveram de pé nos momentos felizes e tristes, além da sua valiosa e divertida companhia em todas as horas.

Aos meus queridos tios Isar, Leila e João Alberto, por toda a força, apoio e dedicação que me dispensaram quando necessitei.

À Universidade Federal de Pelotas pela oportunidade de realizar o curso de Pós-Graduação em Meteorologia.

Um agradecimento especial ao meu orientador Prof. Dr. José Francisco Dias da Fonseca, pela sua paciência, dedicação, valiosos ensinamentos, por ser esse profissional dedicado e, acima de tudo essa pessoa maravilhosa e carismática, que sempre se mostrou disposto a ajudar seus alunos e orientandos.

À banca examinadora e a minha Co-orientadora Prof<sup>a</sup> Dr<sup>a</sup> Simone de Assis, pelas construtivas e valiosas sugestões, para o enriquecimento desse trabalho.

Em especial, aos queridos colegas Taís Scaglioni, Marcelo Alonso, Mateus Sandin, Diego Fernandes, Fábio Lopes e Ana Maria, pela amizade e valiosa ajuda que me dispensaram nos momentos em que os solicitei.

Aos professores e funcionários do curso de Pós-Graduação em Meteorologia da UFPel pelos ensinamentos adquiridos e principalmente à Prof<sup>a</sup>. Dr<sup>a</sup>. Roseli Gomes, pelo auxílio e dedicação nos momentos em que precisei.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia, Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária, pelo fornecimento dos dados em superfície.

Aos funcionários da Estação Agroclimatológica de Pelotas, Hamílton Silva e Paulo Silva, pelo fornecimento dos dados de superfície.

E a todos aqueles colegas, amigos e familiares que direta ou indiretamente, contribuíram para a realização desse trabalho.

## ÍNDICE

	<b>Pág</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	ix
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	xii
<b>LISTA DE SÍMBOLOS</b> .....	xviii
<b>RESUMO</b> .....	xix
<b>ABSTRACT</b> .....	xxi
<b>1 <u>INTRODUÇÃO</u></b> .....	1
<b>2 <u>REVISÃO BIBLIOGRÁFICA</u></b> .....	3
2.1. Esquemas de Parametrização.....	3
2.2. Parametrização da convecção em modelos numéricos.....	4
2.3. Equações básicas.....	8
2.3.1. Média de Reynolds.....	9
2.3.2. Equações básicas reduzidas pela média de Reynolds.....	12
2.3.3. Esquemas de parametrização do Tipo Kuo.....	13
2.4. Integração vertical das equações da escala grande.....	18
2.4.1. Efeitos de um conjunto cumulus nas variáveis de grande escala.....	19
2.4.2. Os esquemas do Tipo Kuo.....	22
2.5. Modelo de mesoescala BRAMS.....	34
2.6. Principais equações do modelo RAMS para opção não hidrostática.....	35
2.6.1. Equações do movimento.....	35

2.6.2. Equação da Termodinâmica.....	35
2.6.3. Equação da continuidade para a razão de mistura.....	36
2.6.4. Equação da continuidade de massa.....	36
2.7. Etapas e processos de inicialização do modelo BRAMS.....	37
2.8. Parametrizações.....	38
2.8.1. Nudging.....	38
2.8.2. Grades aninhadas.....	39
2.8.3. Parametrização convectiva.....	39
2.8.4. Parametrização da microfísica.....	40
2.8.5. Parametrização de radiação.....	41
2.8.5.1. Esquema de radiação de onda curta (sem efeito de nuvens).....	41
2.8.5.2. Esquema de radiação de onda longa (sem efeito de nuvens).....	41
2.8.5.3. Esquema de radiação de onda longa (com efeito de nuvens).....	41
2.8.5.4. Esquema de radiação de onda curta (com efeito de nuvens).....	41
2.8.6. Condições de fronteira.....	42
2.8.6.1. Condições laterais.....	42
2.8.6.2. Condições verticais.....	42
2.8.7. Parametrização turbulenta.....	43
2.9. Dados do NCEP/NCAR Reanalysis e Global.....	44
<b>3 MATERIAL E MÉTODOS.....</b>	<b>47</b>
3.1. Seleção de casos para estudo.....	47
3.2. Imagens de satélite geoestacionário.....	48
3.3. Descrição da simulação utilizada no modelo BRAMS para os 3 casos.....	49
3.4. Grades utilizadas no processamento do modelo.....	50
3.5. Validação do modelo BRAMS.....	51
3.6. Índices analisados nesse trabalho.....	53
3.6.1. Índice $K$ .....	53
3.6.2. Índice de instabilidade Total-Totals ( $TT$ ).....	53
3.6.3. $CAPE$ .....	55

3.6.4. <i>CINE</i> .....	56
3.6.5. <i>ILEV</i> .....	56
3.7. Coeficiente de correlação.....	57
<b>4 <u>RESULTADOS E DISCUSSÕES</u></b> .....	<b>58</b>
4.1. <u>Estudo do caso 1</u> .....	58
4.1.1. Dados gerados pelo modelo.....	68
4.1.2. Comparação entre os dados de precipitação gerados pelo modelo hidrostático utilizado por Almeida (2001) e o modelo não hidrostático BRAMS.....	74
4.1.3. Comparação entre os dados de pressão gerados pelo BRAMS e os dados observados em superfície.....	76
4.1.4. Índices importantes da Termodinâmica para a previsão do tempo.....	78
4.1.4.1. Índice <i>K</i> .....	78
4.1.4.2. Índice Total-Totals ( <i>TT</i> ).....	80
4.2. <u>Estudo do caso 2</u> .....	82
4.2.1. Gráficos dos dados de precipitação processados pelo BRAMS.....	91
4.2.2. Comparação entre os dados de pressão gerados pelo BRAMS e os dados observados em superfície.....	97
4.2.3. Índices importantes da Termodinâmica para a previsão do tempo.....	100
4.2.3.1. Índice <i>K</i> .....	101
4.2.3.2. Índice Total – Totals ( <i>TT</i> ).....	104
4.2.3.3. Skew-T Log –P.....	106
4.3. <u>Estudo do caso 3</u> .....	109
4.3.1. Gráficos dos dados de precipitação gerados pelo BRAMS.....	116
4.3.2. Análise da pressão a 1000 hPa.....	121
4.3.3. Índices importantes da termodinâmica para a previsão do tempo.....	124
4.3.3.1. Índice <i>K</i> .....	124
4.3.3.2. Índice Total-Totals ( <i>TT</i> ).....	126
<b>5 <u>CONCLUSÕES</u></b> .....	<b>129</b>
<b>6 <u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u></b> .....	<b>131</b>

## LISTA DE TABELAS

TABELA 1: Período dos casos escolhidos para análise nesse trabalho.....	47
TABELA 2: Configurações da grade do BRAMS para simular os casos analisados neste trabalho.....	49
TABELA 3: Parametrizações utilizadas nos casos analisados no trabalho.....	50
TABELA 4: Valores críticos de $K$ ( <a href="http://twister.sbs.ohio-state.edu">http://twister.sbs.ohio-state.edu</a> ).....	53
TABELA 5: Valores críticos de $TT$ ( <a href="http://twister.sbs.ohio-state.edu/">http://twister.sbs.ohio-state.edu/</a> ).....	54
TABELA 6: Valores críticos para a $CAPE$ .....	55
TABELA 7: Valores críticos do índice de instabilidade por levantamento.....	56
TABELA 8: Dados da precipitação (mm) em superfície coletados nos dias 01 e 02 de abril de 1996.....	66
TABELA 9: Dados de pressão (hPa) em superfície coletados nos dias 01 e 02 de abril de 1996.....	67

TABELA 10: Dados da precipitação (mm) gerados pelo BRAMS para os dias 01 de abril de 1996.....	71
TABELA 11: Dados da precipitação (mm) em superfície coletados nos dias 02 de abril de 1996.....	72
TABELA 12: Dados gerados pelos modelos e os dados observados em superfície.....	74
TABELA 13: Comparação entre os dados da pressão gerada pelo BRAMS e a observada em superfície para o dia 01/04/1996.....	76
TABELA 14: Dados de pressão gerados pelo BRAMS para o dia 02/04/1996 e 3/04 às 00 UTC.....	76
TABELA 15: Dados de precipitação em superfície observados entre os dias 26 a 28 de março de 2004.....	90
TABELA 16: Dados da pressão (hPa) em superfície coletados entre os dias 26 e 28 de março de 2004.....	91
TABELA 17: Dados de precipitação gerados pelo modelo e observados em superfície para o dia 26 de março de 2004.....	94
TABELA 18: Valores dos dados de precipitação gerados pelo modelo e observados em superfície para o dia 27 de março de 2004.....	95
TABELA 19: Valores dos dados de precipitação gerados pelo modelo e observados em superfície para o dia 28 de março de 2004.....	95
TABELA 20: Comparação entre os dados da pressão gerada pelo BRAMS e a observada em superfície para o dia 26/03/04.....	98
TABELA 21: Comparação entre os dados da pressão gerada pelo BRAMS e a observada em superfície para os dias 27/03/04.....	98
TABELA 22: Comparação entre os dados da pressão gerada pelo BRAMS e a observada em superfície para os dias 28/03/04.....	98

TABELA 23: Índices simulados pelo modelo e observados para a cidade de Florianópolis as 00 UTC do dia 28 de março de 2004.....	107
TABELA 24: Dados da precipitação (mm) em superfície observados nos dias 06, 07 e 08 de maio de 2004.....	115
TABELA 25: Dados da pressão (hPa) em superfície, observados nos dias 06,07 e 08 de maio de 2004.....	116
TABELA 26: Comparação entre os dados da precipitação rodados pelo BRAMS e os observados para do dia 06/05/04.....	119
TABELA 27: Comparação entre os dados da precipitação rodados pelo BRAMS e os observados para do dia 07/05/04.....	119
TABELA 28: Dados da pressão gerada pelo BRAMS e observada em superfície.....	121
TABELA 29: Comparação entre a pressão gerada pelo BRAMS e a Observada, para o dia 07 de maio de 2004.....	122

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA1: Gráfico mostrando o comportamento da $F(x)$ no intervalo $\Delta x$ considerado.....	11
FIGURA 2: Esquema mostrando as parcelas de vapor d'água armazenado e que flui através da nuvem.....	27
FIGURA 3: Fluxograma representando o funcionamento do modelo BRAMS.....	37
FIGURA 4: Localização das grades para o estudo do caso1.....	50
FIGURA 5: Localização das grades para o estudo dos casos 2 e 3.....	51
FIGURA 6: Localização das estações meteorológicas em superfície utilizadas neste estudo.....	51
FIGURA 7: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 01 de abril de 1996 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	60
FIGURA 8: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 01 de abril de 1996 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	61
FIGURA 9: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 01 de abril de 1996 as 00 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	62

FIGURA 10: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 02 de abril de 1996 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	63
FIGURA 11: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 02 de abril de 1996 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	64
FIGURA 12: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 02 de abril de 1996 as 00 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	65
FIGURA 13: Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 03 de abril de 1996 as 12 UTC.....	66
FIGURA 14: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 01 de abril de 1996 as 12 UTC.....	68
FIGURA 15: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 01 de abril de 1996 as 18 UTC.....	69
FIGURA 16: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 01 de abril de 1996 as 00 UTC.....	69
FIGURA 17: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 02 de abril de 1996 as 12 UTC.....	70
FIGURA 18: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 02 de abril de 1996 as 18 UTC.....	70
FIGURA 19: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 02 de abril de 1996 as 00 UTC.....	71
FIGURA 20: Coeficiente de correlação da precipitação, gerado a partir dos horários em que houve registro de precipitação nas estações meteorológicas....	73
FIGURA 21: Coeficiente de correlação do volume de precipitação total, gerado pelos modelos BRAMS e Hidrostático, em relação ao volume observado nas estações em superfície, estimado para os dias 01 e 02 de abril de 1996.....	75
FIGURA 22: Gráfico do coeficiente de correlação da pressão em superfície, para os dias 01 as 12 e 18 UTC e as 0, 12 e 18 UTC do dia 02 de abril de 1996, respectivamente.....	77

FIGURA 23: Gráficos do índice $K$ para o dia 01/04/96 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).....	78
FIGURA 24: Gráficos do índice $k$ para o dia 02/04/96 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).....	79
FIGURA 25: Gráficos do índice $TT$ para o dia 01/04/96 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).....	80
FIGURA 26: Gráficos do índice $TT$ para o dia 02/04/96 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).....	81
FIGURA 27: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 26 de março de 2004 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulado a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	83
FIGURA 28: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 26 de março de 2004 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulado a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	84
FIGURA 29: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 26 de março de 2004 as 00 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulado a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	85
FIGURA 30: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 27 de março de 2004 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	86
FIGURA 31: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 27 de março de 2004 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	87
FIGURA 32: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 27 de março de 2004 as 00 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	88
FIGURA 33: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 28 de março de 2004 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....	89
FIGURA 34: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 26 de março as 12 UTC.....	91

FIGURA 35: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 26 de março as 18 UTC.....	92
FIGURA 36: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 27 de março as 00 UTC.....	92
FIGURA 37: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 27 de março as 12 UTC.....	92
FIGURA 38: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 27 de março as 18 UTC.....	93
FIGURA 39: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 28 de março as 00 UTC.....	93
FIGURA 40: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 28 de março as 12 UTC.....	93
FIGURA 41: Coeficiente de correlação da precipitação geradas em relação a observada para as cidades de Torres, Florianópolis e Urussanga, das 12 e 18 UTC do dia 27 as 0, 12 e 18 UTC do dia 28 de março de 2004, respectivamente.....	97
FIGURA 42: Coeficiente de correlação da pressão gerada e observada em superfície, a partir das 12 UTC do dia 26 de março até as 12 UTC do dia 28 de março de 2004.....	100
FIGURA 43: Distribuição horizontal do índice de instabilidade $K$ simulado para os dias 26/03/04 as 00 UTC (a), as 12 UTC (b), e 18 UTC (c). .....	101
FIGURA 44: Distribuição horizontal do índice de instabilidade $K$ simulado para o dia 27/03/04 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).....	102
FIGURA 45: Distribuição horizontal do índice de instabilidade $K$ simulado para o dia 28/03/04 as 00 UTC (a) e 12 UTC (b).....	103
FIGURA 46: Distribuição horizontal do índice de instabilidade $TT$ simulado para o dia 26/03/04 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).....	104
FIGURA 47: Distribuição horizontal do índice de instabilidade $TT$ simulado para o dia 27/03/04 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).....	105
FIGURA 48: Distribuição horizontal do índice de instabilidade $TT$ simulado para o dia 28/03/04 as 00 UTC (a) e 12 UTC (b).....	105
FIGURA 49: (a) Gráfico Skew-T Log-P observado para a cidade de Florianópolis as 00 UTC do dia 28 de março de 2004 (b) Gráfico Skew-T Log-P simulado pelo modelo BRAMS.....	106

FIGURA 50: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 06 de maio de 2004 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....110

FIGURA 51: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 06 de maio de 2004 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....111

FIGURA 52: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 07 de maio de 2004 as 00 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....112

FIGURA 53: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 07 de maio de 2004 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....113

FIGURA 54: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 07 de maio de 2004 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.....114

FIGURA 55: Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 08 de maio de 2004 as 00 UTC.....115

FIGURA 56: Mapa do Rio Grande do Sul gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 06/05/04 as 12 UTC.....117

FIGURA 57: Mapa do Rio Grande do Sul gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 06/05/04 as 18 UTC.....117

FIGURA 58: Mapa do Rio Grande do Sul gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 06/05/04 as 00 UTC.....117

FIGURA 59: Mapa do Rio Grande do Sul gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 07/05/04 as 12 UTC.....118

FIGURA 60: Mapa do Rio Grande do Sul gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 07/05/04 as 18 UTC.....118

FIGURA 61: Coeficiente de correlação das precipitações geradas e observadas das 12 UTC do dia 27 até as 12 UTC do dia 28 de março de 2004.....121

FIGURA 62: Coeficiente de correlação da pressão em superfície, estimado a partir das 12 UTC do dia 06 de maio até as 18 UTC do dia 07 de maio de 2004.....123

FIGURA 63: Distribuição horizontal do índice de instabilidade  $K$  simulado para o dia 06/05/04 as 12 UTC (a), 18 UTC (b).....124

FIGURA 64: Distribuição horizontal do índice de instabilidade  $K$  simulado para o dia 07/05/04 as 00 UTC (a) 12 UTC (b) e 18 UTC (c).....125

FIGURA 65: Distribuição horizontal do índice de instabilidade  $TT$  simulado para o dia 06/05/04 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).....126

FIGURA 66: Distribuição horizontal do índice de instabilidade  $TT$  simulado para o dia 07/05/04 as 00 UTC (a) 12 UTC (b) e 18 UTC (c).....127

## LISTA DE SÍMBOLOS

BRAMS	Brazilian Regional Atmospheric Modelling System
CAPE	Energia Potencial Convectiva Disponível
COLA	Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climatológicos
FEPAGRO	Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária
GEPRA	Grupo de Estudos em Previsão Regional
GOES	Geoestacionary Operational Environmental Satellite
GRADS	Grid Analysis and Display System
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
MCGA	Modelo de Circulação Geral Atmosférica
NCAR	National Center for Atmospheric Reseach
NCEP	National Center for Environmental Prediction
NCE	Nível de Condensação Expontânea
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
RAMS	Regional Atmospheric Modelling System
REVV	RAMS Evalution and Visualization Utilities
SCM	Sistema Convectivo de Mesoescala
UTC	Unidade de Tempo Coordenada

## RESUMO

ALVES, SIMONE COLVARA. M.S., Universidade Federal de Pelotas, 30 de março de 2006. **Avaliação do Modelo de Kuo para a previsão de chuvas e tempestades na região Sul do Brasil: Estudo de Casos.** Orientador: Prof. Dr. José Francisco Dias da Fonseca.

O objetivo deste trabalho de pesquisa foi, o de fazer uma verificação da qualidade dos resultados simulados pelo modelo de mesoescala BRAMS versão 3.2, quanto à previsão da ocorrência de precipitação convectiva e/ou de formação de tempestades, utilizando-se a parametrização da convergência de umidade do Tipo Kuo. Dessa forma, esses resultados foram comparados com os dados observados em superfície de algumas estações do RS e de SC e com as imagens de satélite na região do espectro radiativo infravermelho GOES 8 e GOES 12. Para o desenvolvimento desse estudo, foram selecionados três períodos em que se registraram ocorrências de precipitações e de tempestades, sendo que o primeiro e o terceiro foram verificados para a região de Pelotas (RS) e o segundo para a região litorânea do RS e de SC. Os resultados gerados para o primeiro caso, diferente dos outros dois, além das comparações descritas acima, foram confrontados com os dados simulados com outro modelo de mesoescala (hidrostático), analisado por Almeida (2001); que utilizou também a parametrização da convecção cumulus do Tipo Kuo. Na avaliação numérica desse estudo, foi possível verificar que nos três casos, os volumes de

precipitação convectiva foram subestimados pelo modelo BRAMS. Entretanto, qualitativamente, ele apresentou eficiência na simulação de tempestades para a região Sul do Brasil.

## ABSTRACT

ALVES, SIMONE COLVARA. M.S., Universidade Federal de Pelotas, March, 2006. **Valuation of the Kuo Model for the forecasting of the rain and thunderstorm in the South region of Brazil: Cases Studies.** Adviser: Prof. Dr. José Francisco Dias da Fonseca.

The purpose of this research work was to make the quality verification of the results assumed by BRAMS mesoscale model 3.2 model. According to the forecasting of convective precipitation occurrence and/or thunderstorm formation, utilizing the parametrization of Kuo Type humidity convergence. On this way, these results were compared to the data observed on the surface of some station from RS and SC and with the satellite images in the region of GOES 8 and GOES 12 infrared radioactive spectrum. Three periods were selected for the development of this study in which the thunderstorm and precipitation occurrences were registered in case that the first and the third on were verified for Pelotas region (RS) and the second for the coastal region from RS and SC. Besides the comparisons described above, the results developed for the first case were different from the others and confronted to the simulated data with another mesoscale model (hydrostatic) analysed by Almeida (2001) who also utilized the parametrization of Kuo Type cumulus convection. In the numerical evaluation, it was possible to verify that the volumes of convective precipitation were subestimated by BRAMS model in the three cases.

However, it presented efficiency qualitatively in the thunderstorm simulation for the south region of Brazil.

## 1. INTRODUÇÃO

Nos últimos 40 anos, estudos foram desenvolvidos com o objetivo de se ter melhor entendimento entre a circulação de grande escala e a convecção cumulus. É possível afirmar que, dentre os vários problemas na previsão numérica de pequena escala espacial e temporal, um dos mais importantes é o de parametrização da convecção cumulus. Uma vez que esta desempenha um papel importante na previsão de tempestades.

Um mecanismo importante a ser parametrizado está relacionado com as transições de fase da substância água, o que exige um bom conhecimento da física das nuvens. Esse processo serve para expressar a razão de transição de fase entre os diferentes estados da água, de forma a avaliar o calor latente, disponível para aquecer o ambiente, liberado nos processos de condensação e sublimação.

Ao se admitir que a água condensada permaneça na mesma parcela de ar como nuvem, deve-se levar em conta as razões de variação dos conteúdos de água líquida e de gelo. Eventualmente, uma parte da água cairá da nuvem e esse mecanismo de precipitação deve ser considerado. Porém, se for proposto que toda água condensada e sublimada cai imediatamente do ar, o problema fica mais simples. Dessa forma, podemos prever o tempo com sucesso usando a modelagem numérica utilizando os vários esquemas de parametrização.

Para contribuir de alguma forma nesse estudo, o presente trabalho apresenta uma aplicação do modelo convectivo de umidade do tipo Kuo, para a previsão do tempo em três casos. Desse modo, os dados foram simulados pelo modelo de mesoescala (não hidrostático) BRAMS versão 3.2.

Essa pesquisa apresentou dois objetivos para o Caso 1, o primeiro buscou comparar a precipitação convectiva simulada nesse trabalho com outro modelo de mesoescala hidrostático, analisado na dissertação de mestrado de Almeida (2001), em ambos utilizou-se a mesma parametrização da convecção de umidade do tipo Kuo. Com isso, mostrou-se em qual dos dois modelos, foi obtido um melhor resultado simulado em relação à previsão da quantidade de precipitação gerada para aquelas regiões. Esses modelos foram escolhidos por se diferenciarem, quanto à aproximação hidrostática.

O segundo objetivo foi comum para os três casos, de forma que, os dados gerados pelo modelo BRAMS (precipitação convectiva, pressão a 1000 hPa, vento a 850 e 1000 hPa e os índices K e Total Totals), foram confrontados com os dados observados de precipitação e pressão a nível médio do mar, registradas em algumas estações meteorológicas do RS e de SC. Além disso, esse estudo contou com o auxílio das imagens de satélite geoestacionário realçadas no canal infravermelho, com dados de radio sondagem e com os índices de instabilidade atmosférica.

Essa comparação teve como propósito avaliar a eficiência do modelo com a utilização da parametrização do Tipo Kuo, quanto à previsão e a quantidade de chuva convectiva simulada nas regiões analisadas e na formação de tempestades atmosféricas.

## 2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

### 2.1 Esquemas de parametrização

Rocha (2000), investigou o comportamento de três esquemas de parametrização da convecção para um evento de ciclogênese sobre o Atlântico Sul, onde discute o comportamento desses diferentes esquemas nas regiões instáveis para a convecção e como afetam o desenvolvimento, a distribuição, a partição de precipitação e as estruturas de mesoescala nas imediações do ciclone.

Os três esquemas de parametrização utilizados foram:

- Kuo (1974, como modificado por Geleyn, 1985);
- Kain e Fritsch (1990 e 1993);
- Fritsch e Chappell (1980).

O Esquema de Kuo é muito utilizado em modelos numéricos de grande escala até a mesoescala e, sua idéia básica é o quase-balanço entre a precipitação e o transporte vertical de água pelo escoamento de grande escala. Já as duas últimas são utilizadas para modelos de mesoescala, nos quais a resolução horizontal é suficientemente fina para resolver o ambiente de nuvens cumulus individuais.

Em ambos os esquemas, a convecção atua no ponto da grade para remover a energia potencial disponível, durante o período de tempo convectivo.

## 2.2 Parametrização da Convecção em modelos numéricos

Existem vários esquemas para parametrizar a convecção em modelos numéricos. Arakawa e Chen (1986), subdividiram estes em:

- 1- **Ajuste convectivo de umidade** – Manabe et al. (1965), Krishnamurti et al. (1980), Betts (1986), Betts e Miller (1986) e Müller et al. (1987);
- 2- **Tipo Kuo** – Kuo (1965, 1974), Anthes (1977), Molinari (1982) e Geleyn (1985);
- 3- **Fluxo de massa** -Arakawa e Schubert (1974).

### *Ajuste convectivo de umidade*

Nos modelos de ajuste convectivo de umidade, a convecção atua no sentido de ajustar a temperatura virtual para algum estado de equilíbrio que seria quase neutro para a convecção.

Segundo Emanuel (1994), uma vantagem desse esquema seria a de que o princípio da convecção é uma resposta à instabilidade da atmosfera, produzindo um equilíbrio estatístico no suprimento de energia.

Frente a isso, as dificuldades encontradas estão nas especificações da taxa de relaxação ao longo do tempo, favoráveis à neutralidade e ao efeito de cumulus no vapor d'água, já que essa variável não possui um perfil natural de equilíbrio.

Existem três tipos de ajuste convectivo:

- ajuste convectivo seco;
- ajuste convectivo úmido;
- ajuste convectivo penetrativo.

**O Ajuste convectivo seco:** é utilizado quando e onde a taxa de variação vertical de temperatura virtual ( $TVVT, \Gamma$ ) excede a taxa de variação vertical da

adiabática seca ( $\Gamma_d$ ). Após a aplicação desse esquema, o estado final é caracterizado por temperatura potencial virtual constante com a altura. Assim a entalpia integrada na vertical permanece constante durante o ajustamento.

**O Ajuste convectivo úmido:** é aplicado com conseqüente condensação, quando o ar ambiente é instável (a TVVT,  $\Gamma$  excede a TVVT da adiabática úmida,  $\Gamma_m$ ) e supersaturado. O calor latente de condensação é distribuído sobre a camada instável de tal forma que a TVVT final torna-se neutra úmida ( $\Gamma = \Gamma_m$ ). A desvantagem desse esquema é que a convecção responde de forma relativamente lenta à forçante de grande escala. Isso ocorre porque o ar deve primeiro tornar-se saturado, e então ascender, somente com a velocidade vertical na escala da grade no modelo.

**O Esquema de ajuste penetrativo** (Betts, 1986 e Betts e Miller, 1986) tem como objetivo relaxar os perfis de temperatura e razão de mistura para perfis de referência, sobre as camadas que são instáveis para a convecção, as quais podem ser rasas ou profundas. Se a convecção é rasa, o perfil de referência representa a “linha de mistura” ao longo da qual a temperatura potencial equivalente e a umidade específica variam proporcionalmente, sem liberação do calor latente. Se a convecção é profunda, os perfis de referência são determinados por observações. O perfil de temperatura segue aproximadamente a adiabática úmida até o nível de congelamento e o perfil de umidade é tal que seria equivalente à especificação de um perfil de umidade relativa.

A escala de tempo (para o relaxamento) do ajuste é escolhida para fornecer bons resultados, quando o esquema é testado usando dados de radiossonda nos trópicos. Segundo Emanuel (1994), duas horas são suficientes para relaxar os perfis.

Nesses esquemas, a convecção ocorre onde e quando a atmosfera for instável, e retorna para a neutralidade como se observa na natureza. A dificuldade é saber se existe uma base física para um perfil de referência universal para a umidade.

### **Tipo Kuo**

Em 1965, Kuo propôs um esquema de parametrização para os efeitos estatísticos da convecção em cumuli profundos nos ciclones tropicais, na forma de liberação de calor latente, por meio da condensação, e das conseqüentes mudanças nas distribuições de umidade e temperatura na grande escala (Haltiner e Williams, 1980). Essa parametrização tem como referência as observações de regiões sob a ação de convecção profunda. Sob essas condições, observa-se um quase balanço entre a precipitação e o transporte vertical de água pelo escoamento de grande escala. Kuo concluiu que a convecção ocorre em camadas de estratificação condicionalmente instáveis sobre áreas de convergência, em baixos níveis. A base da nuvem é dada pelo nível de condensação por meio do levantamento do ar de superfície. As distribuições verticais de temperatura e da razão de mistura dentro da nuvem são representadas pela adiabática úmida. O topo da nuvem é determinado quando esta intercepta a sondagem ambiente.

Segundo Molinari (1982), no esquema de Kuo (1965), a quantidade de água condensada é pequena e a taxa de precipitação subestimada. Para melhorar esse problema, Kuo (1974) propôs a inclusão do parâmetro  $b$ , que teria o papel de particionar a convergência de umidade, de modo que uma parte da convergência umedece o ambiente e a outra precipita.

Alguns pesquisadores como Anthes (1977), Molinari (1982) e Geleyn (1985) propuseram algumas adaptações no esquema de Kuo (1974). Anthes (1977) propôs que o parâmetro  $b$  fosse dependente da umidade relativa, de tal forma que, a eficiência de precipitação seria zero em um ambiente seco e um em ambiente saturado. Molinari (1982) formulou  $b$  para garantir que quando a atmosfera se aproxima da saturação, na grande escala, a TVVT se aproxima da adiabática úmida. Geleyn (1985) formulou o problema de tal forma que, o parâmetro  $b$  desaparece do conjunto de equações e a partição entre o umedecimento do ambiente e a precipitação é determinada de forma independente em cada nível, considerando apenas o grau de umidade do ambiente.

Um dos objetivos do esquema de Kuo é ajustar a TVVT para valores adiabáticos (Emanuel, 1994). A principal limitação disso seria o impedimento da liberação da energia de empuxo. Nesse sentido, a presença de energia disponível é uma condição necessária, mas não suficiente para ativar a convecção Kuo. Portanto, outros processos físicos da grande escala podem instabilizar a atmosfera em áreas nas quais a convergência de umidade não é suficiente para ativar a convecção. Em vista disso, acúmulo de instabilidade nestas áreas e a sua liberação com grande vigor em pequenas áreas, muitas vezes geram “tempestades em pontos da grade” (Bougeault e Geleyn, 1989), quando toda a energia disponível sobre uma vasta área é liberada, em um único ponto da grade, algumas vezes, causa instabilidade computacional.

Ao comparar dois esquemas do tipo Kuo na simulação de eventos de precipitação para espaçamentos de grade de 160, 80 e 40 km, Bougeault e Geleyn (1989) mostraram que esse esquema possui uma clara dependência no espaçamento da grade.

### ***Fluxo de massa***

Arakawa e Schubert (1974) desenvolveram uma teoria utilizando uma interação entre um conjunto de cumuli e o ambiente de grande escala. Nessa teoria, um conjunto de cumulus representa vários tipos de nuvens, incluindo, rasas e profundas. Segundo Cotton e Anthes (1989), essa parametrização é mais geral do que a de Kuo (1974) e foi desenvolvida principalmente, para ser utilizada em modelos de circulação geral. Esse estudo mostra que o conjunto de nuvens cumuli afeta o ambiente de duas formas:

a) induzindo subsidência entre as nuvens, o que aquece e seca o ar ambiente;

b) através do desentranhamento do ar saturado que contém água líquida no topo da nuvem, o que faz com que o ambiente esfrie e umedeça.

A eficiência dessa parametrização, segundo Emanuel (1994), foi a de reconhecer que o escoamento de grande escala permite diagnosticar a convecção. E nesse caso, a energia se mantém em estado de equilíbrio estatístico com o escoamento de grande escala. A idéia de estado de quase

equilíbrio permite determinar o fluxo de massa na nuvem através de uma função denominada “cloud-work”. Essa função é uma medida da força de empuxo integrada nas nuvens e representa a energia potencial convectiva disponível (*CAPE*). O balanço entre os efeitos de grande e pequena escala produz uma série de estados de quase equilíbrio, a partir dos quais o fluxo de massa, na nuvem, pode ser determinado pelas variáveis de grande escala.

Segundo Emanuel (1994), a deficiência desse modelo de entranhamento, é que não representaria as nuvens reais adequadamente. A parametrização de corrente descendente úmida foi incluída no esquema de Arakawa e Schubert (1974) por Grell (1993).

Os esquemas de Kuo (1974) e de Arakawa e Schubert (1974), têm em comum o fato de que a atividade convectiva é controlada pela taxa de variação temporal das variáveis de grande escala, ou seja, a convecção está em estado de quase equilíbrio com o ambiente de grande escala.

### 2.3 Equações básicas

Os processos e movimentos que ocorrem na atmosfera são governados pelas seguintes equações:

#### *Conservação da Massa*

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} = -\frac{\partial(\rho U_j)}{\partial x_j}, \quad (1)$$

#### *Primeira Lei da Termodinâmica*

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} = -U_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j} + S_\theta, \quad (2)$$

#### *Equações da Conservação do Momento Linear*

$$\frac{\partial U_i}{\partial t} = -U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i} - g \delta_{i3} - \varepsilon_{ijk} \Omega_j U_k, \quad i, j, k = 1, 2, 3. \quad (3)$$

#### *Equação da Conservação da Razão de Mistura da Água*

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -U_j \frac{\partial r_n}{\partial x_j} + S_{r_n}, n = 1, 2, 3, \quad (4)$$

*Equação da Conservação de Outros Gases e Aerossóis*

$$\frac{\partial \chi_m}{\partial t} = -U_j \frac{\partial \chi_m}{\partial x_j} + S_{\chi_m}, m = 1, 2, 3, \dots, M, \quad (5)$$

onde:

$\chi_m$  é a razão de massa da espécie química ou aerossol  $m$ ,

$\Omega$  é o parâmetro de Coriolis,

$S_{\theta, r_n, \chi_m}$  são as fontes/sumidouros de calor, razão de mistura da água e outros gases ou aerossóis, respectivamente.

$$\theta = T_V \left( \frac{P_{00}}{p} \right)^{\frac{R_d}{C_p}}, P_{00} = 1000 \text{ mb}, \quad (6)$$

$$p = \rho R_d T_V, \quad (7)$$

$$T_V = T(1 + 0,61q_3) ; T(1 + 0,61r_3), \quad (8)$$

$\theta$  é a temperatura potencial. A pressão ( $p$ ), a densidade ( $\rho$ ) e a temperatura virtual ( $T_V$ ) estão relacionados pela equação de estado para um gás ideal. E  $r_1, r_2, r_3$ , são as razões de mistura da água na forma sólida, líquida e de vapor, respectivamente.

Na equação (8) usamos o fato de que  $r_3 \approx q_3$ , pois  $q_3 = \frac{m_v}{m_a + m_v}$  e  $r_3 = \frac{m_v}{m_a}$

sendo que,  $m_a \gg m_v$ , onde,  $m_a$  é a massa do ar seco e  $m_v$  é a massa do vapor e  $q_3$  é a umidade específica.

### 2.3.1 Média de Reynolds

Como o objetivo desse trabalho é a previsão de processos de escala sinótica, isto é, com comprimento horizontal da ordem de 1000 km (Orlanski, 1975), verifica-se que as naturezas do modelo numérico e da análise objetiva, que foram utilizados, exigem a consideração de valores de campos meteorológicos como médias temporais e espaciais. Por isso, adota-se uma grade com célula de área  $A$ , muito maior do que a área ocupada por um único sistema de pequena

escala. Dessa forma, um grande número de células de nuvem será incluído na área  $A$ .

A localização exata e o instante de ocorrência da célula de nuvem individual são considerados desconhecidos, do ponto de vista da grande escala. Mas adota-se que uma distribuição aleatória no espaço de área  $A$  e no intervalo de tempo  $\delta t$  pode ser analisada através das grandezas médias durante o intervalo de tempo  $\delta t$ . Isso é determinável através de características de grande escala. Esses requisitos são necessários para a praticabilidade de uma representação paramétrica da influência líquida da convecção e de outros processos de pequena escala sobre o sistema de grande escala. Na modelagem, essas condições precisam ser satisfeitas para que as soluções das equações prognósticas sejam satisfatórias.

Ao levar em conta tais considerações, é necessário usar, em vez de um sistema de equações com variáveis locais e instantâneas, um outro que considere grandezas meteorológicas médias no tempo e no espaço. Para isso, aplica-se nas equações de movimento horizontal, da hidrostática, da continuidade, do calor, da umidade e do geopotencial e da equação prognóstica de condição de fronteira inferior, um processo de expressões por meio de médias, que é apresentado a seguir, para uma função de uma variável específica  $x$ . Este procedimento pode ser utilizado para todas as grandezas meteorológicas dependentes de quaisquer outras variáveis.

Considera-se a grandeza  $f(x)$ , contínua no intervalo  $[x, x + \Delta x]$ , representada na figura 01, por meio da qual o valor médio de  $F(x)$  pode ser expressa por:

$$\bar{F} = \frac{1}{\Delta x} \int_x^{x+\Delta x} f(x) dx \quad (9)$$

onde  $\Delta x$  representa o passo da grade que é adotado para a aproximação numérica

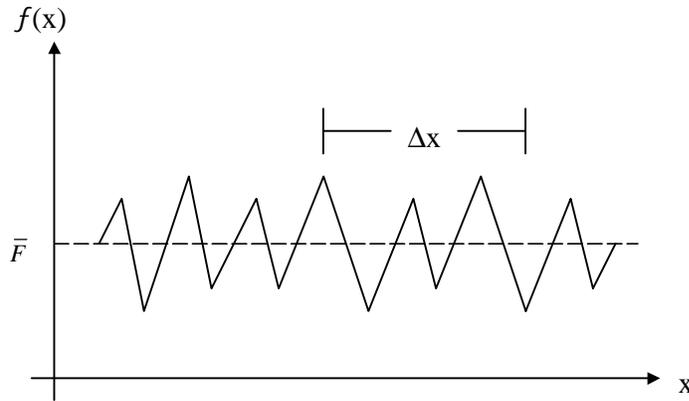


FIGURA 1: Gráfico mostrando o comportamento da  $F(x)$  no intervalo  $\Delta x$  considerado.

Se a função  $F$  é uma função de várias variáveis como são os campos meteorológicos, ou seja, se  $F$  depende das três coordenadas espaciais  $x, y, z$  além do tempo  $t$ , então, pode-se definir  $\bar{F}$  como segue:

$$\bar{F} = \frac{1}{\Delta x \Delta y \Delta z \Delta t} \int_t^{t+\Delta t} \int_x^{x+\Delta x} \int_y^{y+\Delta y} \int_z^{z+\Delta z} F_{(x,y,z,t)} dx dy dz dt, \quad (10)$$

Nesse caso, os incrementos espaciais  $\Delta x, \Delta y, \Delta z$  e do tempo  $\Delta t$ , cujos tamanhos são determinados pela capacidade da velocidade de cálculos do computador são importantes para a verificação do resultado. Para um sistema de mesoescala quanto menores essas escalas, melhores são as resoluções das circulações conforme Pielke (1984).

Assim, o campo  $F$  pode ser convenientemente decomposto da seguinte forma:

$$F = \bar{F} + F''$$

onde,  $\bar{F}$  é o valor médio definido acima e  $F''$  é o desvio de  $F$  desta média que é chamado de perturbação da escala de subgrade.

Adota-se a hipótese de Reynolds para tomar a média de expressões que envolvem estes campos, ou seja, assumi-se que a  $\overline{F''} = 0$ , isto implica que  $\overline{F} = \bar{F}$ .

Em geral, é assumido que o campo médio  $\bar{F}$  varia muito mais lentamente no tempo e no espaço do que os desvios da média.

Finalmente, considera-se que os intervalos da grade e o incremento do tempo não dependem da localização ou do tempo. Assim as derivadas  $\left(\frac{\partial}{\partial t}, \frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y}, \frac{\partial}{\partial z}\right)$  podem ser removidas de dentro das integrais.

Ao considerar essas hipóteses, é possível escrever:

$$\bar{F} = \overline{F}, \quad \overline{F''} = 0, \quad \frac{\partial \bar{F}}{\partial t} = \frac{\partial \overline{F}}{\partial t}, \quad \frac{\partial \bar{F}}{\partial x_i} = \frac{\partial \overline{F}}{\partial x_i},$$

$$\overline{FG} = \overline{(F + F'')(G + G'')} = \overline{F} \overline{G} + \overline{FG''} + \overline{F''G} + \overline{F''G''} = \overline{F} \overline{G} + \overline{F''G''},$$

O resultado obtido na última expressão das equações relacionadas acima mostra, que a média dos produtos dos desvios em geral, não pode ser desprezada, este termo expressa a correlação entre as variáveis da escala da subgrade.

Por sua vez, o campo  $\bar{F}$  é subdividido em

$$\bar{F} = F_o + F',$$

onde,

$$F_o = \frac{1}{D_x D_y} \int_x^{x+D_x} \int_y^{y+D_y} \bar{F} dx dy, \quad (11)$$

é chamado de campo médio no domínio da camada. Os símbolos  $D_x$  e  $D_y$  representam distâncias que são grandes comparadas com o sistema de mesoescala em estudo. E  $F'$  representa os desvios de mesoescala do estado básico ( $F_o$ ).

### 2.3.2 Equações básicas reduzidas pela média de Reynolds

As equações de (1) a (5) são válidas somente para pequenas parcelas de ar; elas não são imediatamente aplicáveis às propriedades médias do ar de grande escala associadas com volumes de grade nos modelos numéricos.

Para se obter as equações apropriadas, utilizam-se o procedimento da média de Reynolds às variáveis envolvidas nas equações (1)-(5), e levam-se em consideração a análise de escala.

$$\frac{\partial \bar{u}_i}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \overline{u_i'' \frac{\partial u_i''}{\partial x_j}} = -\bar{\alpha} \frac{\partial \bar{p}}{\partial x_i} - \overline{\alpha'' \frac{\partial p''}{\partial x_i}} - 2\varepsilon_{ijk} \Omega_j \bar{u}_k - g \delta_{i3}, \quad (12)$$

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x_j} - \overline{u_j'' \frac{\partial \theta''}{\partial x_j}} + \bar{S}_\theta, \quad (13)$$

$$\frac{\partial \bar{r}_n}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{r}_n}{\partial x_j} - \overline{u_j'' \frac{\partial r_n''}{\partial x_j}} + \bar{S}_{r_n}, \quad (14)$$

$n = 1, 2, 3.$

$$\frac{\partial \bar{\chi}_m}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{\chi}_m}{\partial x_j} - \overline{u_j'' \frac{\partial \chi_m''}{\partial x_j}} + \bar{S}_{\chi_m} \quad (15)$$

$m = 1, 2, \dots, M$

$$\frac{\partial \bar{\rho}}{\partial t} = -\frac{\partial}{\partial x_j} \bar{\rho} \bar{u}_j - \frac{\partial}{\partial x_j} \overline{\rho'' u_j''}, \quad (16)$$

$$\bar{p} = \bar{\rho} R \bar{T} \quad (17)$$

$$\bar{\theta} = \bar{T}_V \left( \frac{1000 mb}{\bar{p}} \right)^{\frac{R_d}{C_p}}, \quad (18)$$

$$\bar{T}_V = T(1 + 0,61r_3) \quad (19)$$

$g$  é a aceleração da gravidade.

### 2.3.3 Esquemas de parametrização do Tipo Kuo

Estudos observacionais mostram que tanto nas latitudes tropicais como nas extratropicais os movimentos na escala sinótica e na mesoescala exercem um maior domínio sobre a formação e a manutenção da convecção cumulus profunda. De forma que, os movimentos ascendentes e a convergência do vapor d'água são dois parâmetros da grande escala que estão altamente correlacionados com a precipitação convectiva.

A convecção úmida em latitudes médias é afetada pela estrutura termodinâmica da grande escala (grau de instabilidade presente) e pelo cisalhamento do vento vertical.

Esse relacionamento satisfaz à condição necessária para a parametrização da convecção cumulus, ou seja, quando a convecção cumulus for uma função fortemente dependente do parâmetro de grande escala.

Para que seja válido o conceito da parametrização cumulus, é necessário que se faça uma distinção entre a escala horizontal da nuvem cumulus individual e a grande escala em estudo, ou seja, se o diâmetro máximo da nuvem cumulonimbus for próximo a 10 km, a parametrização dos efeitos desse número de nuvem nesse ambiente, será melhor analisada sobre uma escala de 100 km ou maior. Dessa forma, a média horizontal da grande escala se refere à média sobre regiões maiores que (100 x 100 km).

As equações de maior interesse para o estudo da convecção cumulus do ponto de vista da grande escala, são a taxa de variação da temperatura, do vapor d'água e da vorticidade, as quais são obtidas a partir das equações (1) – (4), escritas em coordenadas isobáricas.

Da equação (2), obtém-se, para a taxa de variação da temperatura ( $T$ ), a equação:

$$\frac{\partial T}{\partial t} + \nabla_p \cdot (T \vec{V}_p) + \frac{\partial(\omega T)}{\partial p} - \frac{\omega RT}{c_p p} = \frac{L}{c_p} C^* + Q_R, \quad (20)$$

onde  $C^* = (c - e)$  é a taxa de condensação resultante,  $c$  é a taxa de condensação e  $e$  é a taxa de evaporação.

$Q_R$  é a taxa de variação da temperatura devido aos efeitos da radiação.

Da equação (4), obtém-se, para a taxa de razão de mistura do vapor, a equação:

$$\frac{\partial r_v}{\partial t} + \nabla_p \cdot (r_v \vec{V}_p) + \frac{\partial(r_v \omega)}{\partial p} = -C^* \quad (21)$$

e da equação (3) para  $i = 1, 2$ , resulta a equação da taxa da vorticidade.

$$\frac{\partial \zeta}{\partial t} + \nabla_p \cdot (\zeta_a \vec{V}_p) + \omega \frac{\partial \zeta}{\partial p} + \hat{k} \cdot \nabla \omega \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial p} = 0 \quad (22)$$

onde:

$T$  é a temperatura,

$\vec{V}_p$  é o vetor velocidade horizontal  $V_p = (u\hat{i} + v\hat{j})$ ,

$\nabla_p$  é o operador diferencial  $\left( \frac{\partial}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial}{\partial y} \hat{j} \right)_p$ ,

$\omega$  é a velocidade vertical em coordenadas de pressão  $\left( \frac{dp}{dt} \right)$ ,

$R$  é a constante do gás para o ar seco,

$L$  é o calor latente de condensação,

$c_p$  é o calor específico a pressão constante para o ar seco,

$r_v$  é a razão de mistura do vapor d'água,

$\zeta$  é a componente vertical de vorticidade relativa  $\left( \zeta = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \right)$

$\zeta_a$  é a componente vertical de vorticidade absoluta, ou seja,  $\zeta_a = \zeta + f$

$f$  é o parâmetro de Coriolis e  $\hat{i}, \hat{j}$  são os vetores unitários que orientam os eixos horizontais, respectivamente nas direções oeste-leste e sul-norte.

$\hat{k}$  é o vetor unitário que orienta o eixo vertical.

A grande vantagem de se escrever essas equações em coordenadas isobáricas, decorre do fato de que a divergência do campo de velocidade nesse sistema de coordenadas é nulo.

$$\nabla \cdot \vec{V} = \nabla_p \cdot \vec{V}_p + \frac{\partial \omega}{\partial p} = 0 \quad (23)$$

As equações (20), (21) e (22) são válidas somente para pequenas parcelas de ar. Para se obter as equações apropriadas, para a parametrização da convecção cumulus no ambiente de grande escala, tomamos a média de Reynolds, como explicado anteriormente na seção (2.3.1).

$$\frac{\partial \overline{r_v}}{\partial t} + \nabla_p \cdot (\overline{r_v} \vec{V}_p) + \frac{\partial (\overline{r_v} \omega)}{\partial p} = -\overline{C^*} - \nabla_p \cdot (\overline{V_p} \overline{r_v''}) - \frac{\partial (\overline{\omega r_v''})}{\partial p} \quad (24)$$

A equação (24) representa a taxa de variação da razão de mistura média na grande escala.

O lado esquerdo da equação (24), é chamado de fonte de umidade aparente (Yanai et al, 1973).

A equação (24), também pode ser escrita na forma advectiva, usando a equação (23),

$$\frac{\partial(\bar{r}_v)}{\partial t} + \overline{\mathbf{V} \cdot (\nabla r_v)} + \bar{\omega} \frac{\partial(\bar{r}_v)}{\partial p} = -\bar{C}^* - \nabla \cdot (\overline{\mathbf{V}'' r_v''}) - \frac{\partial(\overline{\omega'' r_v''})}{\partial p} \quad (25)$$

Na obtenção da equação (24), assumi-se que,  $\overline{r_v'' V_p''} = \bar{r}_v V_p'' = 0$ . Porém esses termos não são exatamente nulos, uma vez que as quantidades médias variam levemente na área em que é tomada a média. Se esta área tem suas dimensões reduzidas a dimensões comparáveis com as áreas do sistema convectivos, tais como as tempestades individuais ou as linhas de instabilidade esse termo não poderá ser desprezado.

Usando um procedimento análogo àquele usado na obtenção da equação (24), pode-se obter as equações para a temperatura e a vorticidade médias:

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \nabla_p \cdot (\overline{\mathbf{V}_p T}) + \frac{\partial(\overline{\omega T})}{\partial t} - \frac{\bar{\omega} \bar{\alpha}}{c_p} = \frac{L}{c_p} \bar{C}^* + \bar{Q}_R - \nabla_p \cdot (\overline{\mathbf{V}_p T''}) - \frac{\partial(\overline{\omega'' T''})}{\partial p} - \frac{\bar{\omega}'' \alpha''}{c_p}, \quad (26)$$

onde  $\alpha$  é o volume específico ( $\alpha = RT / p$ ),

$$\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \nabla_p \cdot (\overline{\mathbf{V}_p \zeta_a}) + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial p} + \hat{K} \cdot (\nabla \bar{\omega}) \times \frac{\partial \bar{V}}{\partial p} = -\nabla_p \cdot (\overline{\mathbf{V}_p \zeta''_a}) - \bar{\omega}'' \frac{\partial \zeta''}{\partial p} - \hat{k} \cdot (\nabla_p \omega'') \times \frac{\partial \bar{V}''}{\partial p} \quad (27)$$

Segundo Yanai et al (1973), o lado esquerdo da equação (26) é chamado de fonte de calor aparente  $Q_1$ , o lado esquerdo da equação (27) é chamado de fonte de vorticidade aparente.

As fontes e sumidouros do vapor d'água, calor, e vorticidade são freqüentemente interpretados como os efeitos da convecção cumulus.

Em estudos diagnósticos, as fontes e sumidouros aparentes são estimados pelo cálculo do lado esquerdo das equações, na análise de grande escala.

Os termos do fluxo de turbilhonamento (eddy) horizontal  $\left[ \nabla \cdot (\overline{\phi'' V_p''}) \right]$  onde  $\phi$  representa uma variável de interesse. Nas equações (24), (26) e (27) têm recebido pequena atenção e são geralmente assumidos pequenos quando comparados com os termos do fluxo de turbilhonamento vertical. Conforme Cho e Cheng (1980), estes termos inclusive, não podem ser desprezados na equação da vorticidade, pois são comparáveis em magnitude ao termo de fluxo de

turbilhonamento vertical. Levando em conta essas observações as equações (24) – (27), reduzem-se a:

$$\frac{\partial \bar{r}_v}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{V} \bar{r}_v) + \frac{\partial (\bar{\omega} \bar{r}_v)}{\partial p} = -\bar{C}^* - \frac{\partial (\bar{\omega}'' r_v'')}{\partial p}, \quad (28)$$

$$\frac{\partial \bar{T}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{V} \bar{T}) + \frac{\partial (\bar{\omega} \bar{T})}{\partial p} - \frac{\bar{\omega} \bar{\alpha}}{c_p} = \frac{L}{c_p} \bar{C}^* + \bar{Q}_R - \frac{\partial (\bar{\omega}'' T'')}{\partial p} - \frac{\bar{\omega}'' \alpha''}{c_p}, \quad (29)$$

$$\frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{V} \bar{\zeta}_a) + \bar{\omega} \frac{\partial \bar{\zeta}}{\partial p} + \hat{k} \cdot (\nabla \bar{\omega}) \times \frac{\partial \bar{V}}{\partial p} = -\bar{\omega}'' \frac{\partial \zeta''}{\partial p} - \hat{k} \cdot (\nabla \omega'') \times \frac{\partial \bar{V}''}{\partial p} \quad (30)$$

Muitas vezes fica mais simples utilizar a temperatura potencial ao invés da temperatura, nesse caso a equação da termodinâmica pode ser escrita:

$$\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{V} \bar{\theta}) + \frac{\partial (\bar{\omega} \bar{\theta})}{\partial p} = \frac{L}{c_p \pi} \bar{C}^* + \frac{\bar{Q}_R}{\pi} - \frac{\partial (\bar{\omega}'' \theta'')}{\partial p}, \quad (31)$$

onde  $\pi = \left( \frac{P}{P_{00}} \right)^{\frac{R}{c_p}}$ , e  $p_{00} = 1000 \text{ mb}$ ,  $\pi$  é chamado de função de Exner.

Antes de se discutir estimativas quantitativas dos efeitos das nuvens cumulus nas variáveis de grande escala, deve-se levar em conta alguns efeitos qualitativos:

Na equação da termodinâmica, a convecção cumulus modifica a temperatura através do aquecimento (resfriamento) diabático, devido à condensação (evaporação) e através dos fluxos de turbilhonamento vertical associado, com a correlação entre a temperatura e a velocidade vertical. Na convecção cumulus existem movimentos ascendentes de ar quente e movimentos descendentes de ar frio, de forma que os termos de fluxos de turbilhonamento representam um transporte de calor para cima tendo como consequência uma estabilização do meio.

Na equação (28), da continuidade do vapor d'água, a razão de mistura média diminui/aumenta a taxa de condensação/evaporação que prevalece em um dado nível. O termo do fluxo de turbilhonamento representa o transporte vertical líquido do vapor d' água para cima. Movimentos ascendentes nesse caso umedecem o ar nos níveis mais altos e os movimentos descendentes secam o ambiente inferior.

Na equação da vorticidade, os efeitos da convecção cumulus ocorrem devido apenas aos termos de turbilhonamento. O primeiro termo do lado direito da equação (30) representa o transporte de turbilhonamento vertical associado com a correlação entre a velocidade vertical e as perturbações da vorticidade; o segundo termo representa um efeito de torção devido à correlação entre as perturbações da velocidade vertical e do cisalhamento vertical do vento.

## 2.4 Integração vertical das equações da escala grande

A integração vertical das equações da termodinâmica e da umidade da grande escala, desempenham um importante papel no estudo da precipitação e da evaporação. Para tal é interessante introduzir duas novas variáveis termodinâmicas usadas em estudos diagnósticos, as quais são a energia estática seca  $s$  e a energia estática úmida  $h$  definidas por:

$$s \equiv c_p T + gz, \quad (32a)$$

$$h \equiv c_p T + gz + Lr_v = s + L_c r_v. \quad (32b)$$

A equação que descreve a variação temporal de  $s$  é dada por:

$$\frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{V} \bar{s}) + \frac{\partial (\bar{\omega} \bar{s})}{\partial p} = L \bar{C}^* + c_p \bar{Q}_R - \frac{\partial (\bar{\omega}'' s'')}{\partial p}. \quad (33)$$

Definindo o sumidouro de umidade aparente  $Q_2$  da equação (28)

$$Q_2 \equiv - \left( \frac{L}{c_p} \right) \left( \frac{\partial \bar{r}_v}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{r}_v \bar{V}) + \frac{\partial (\bar{\omega} \bar{r}_v)}{\partial t} \right) \quad (34)$$

e a fonte de calor aparente  $Q_1$  da equação (33)

$$c_p Q_1 \equiv \frac{\partial \bar{s}}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{s} \bar{V}) + \frac{\partial (\bar{s} \bar{\omega})}{\partial p}. \quad (35)$$

A integração da equação (33) desde o topo das nuvens mais altas onde a pressão é  $p_t$ , local onde todos os efeitos de nuvem desaparecem, até a superfície onde a pressão é  $p_s$  obtém-se:

$$\frac{c_p}{g} \int_{p_t}^{p_s} (Q_1 - Q_R) dp = \frac{L}{g} \int_{p_t}^{p_s} C^* dp - \frac{1}{g} (\bar{\omega}'' s'')_{p_t}, \quad (36)$$

Definindo a taxa de precipitação  $P$  e o fluxo de calor sensível  $H_s$ , por:

$$P \equiv \frac{1}{g} \int_{p_i}^{p_s} C^* dp, \quad (37)$$

$$H_s \equiv -\frac{1}{g} (\overline{\omega'' s''})_{p_i}.$$

E usando estas definições em (36), tem-se:

$$\frac{c_p}{g} \int_{p_i}^{p_s} (Q_1 - Q_R) dp = LP + H_s, \quad (38)$$

onde a unidade de  $P$  é usualmente expressa em cm por dia e  $H_s$  é expresso em  $W$  por  $m^2$ . Uma integração similar da equação (33) é dada por:

$$\frac{c_p}{g} \int_{p_i}^{p_s} Q_2 dp = L(P - E), \quad (39)$$

onde  $E$  é a taxa de evaporação na superfície, definida por  $E = -\frac{1}{g} \overline{\omega'' r_v''} \Big|_{p_s}$ .

#### 2.4.1 Efeitos de um conjunto cumulus nas variáveis de grande escala

Em casos típicos de convecção cumulus existem nuvens cumulus, de vários tamanhos e com propriedades dinâmicas e termodinâmicas diferentes, o que torna a parametrização cumulus um tanto mais complexa comparada àquela de uma única nuvem; portanto, as fontes e sumidouros aparentes de temperatura, vapor d'água e vorticidade dependem do conglomerado ou campos de nuvens em uma região do domínio da grande escala. Tendo em vista esta situação, os esquemas de parametrização cumulus mais gerais, como por exemplo, os de Ooyama (1971) e Arakawa e Schubert (1974), procuram calcular o efeito resultante do campo de nuvens, também chamado de espectro de nuvens, integrando sobre este espectro os efeitos individuais de cada tipo de nuvem.

No modelo de um conjunto de nuvens desenvolvido por Yanai et al. (1973), as nuvens cumulus são classificadas de acordo com a altura do seu topo, considerando-se que a altura do topo das nuvens depende somente da taxa de entranhamento lateral, isso implica que as nuvens podem ser classificadas pela taxa de entranhamento. Essa classificação é uma parte importante dos esquemas de parametrização cumulus de:

- Arakawa e Schubert (1974);
- Ogura e Cho (1973);
- Nitta (1975) e
- Johnson (1976).

Conforme Yanai et al (1973); o fluxo vertical de massa por unidade de área pode ser definido por:

$$M \equiv -\frac{\omega}{g} ; \rho w.$$

O fluxo vertical de massa por unidade de área da grande escala,  $\bar{M} (= -\frac{\bar{\omega}}{g})$ , pode ser decomposto no fluxo vertical de massa por unidade de área dentro das nuvens cumulus,  $M_c$  e no fluxo vertical de massa por unidade de área do meio que cerca as nuvens  $\bar{M}^*$ , isto é,

$$\begin{aligned} \bar{M} &= M_c + \bar{M}^* \\ &= -\frac{a}{g} \omega_c - \frac{1-a}{g} \bar{\omega} = -\frac{\bar{\omega}}{g} \end{aligned} \quad (40)$$

onde  $a$  é a fração da área ocupada pela nuvem em relação à área unitária da escala grande. Em geral, nas parametrizações de nuvens é assumido que  $a \ll 1$ . Assim os fluxos verticais de massa por unidade de área dentro da nuvem e na sua vizinhança são definidos por:

$$\begin{aligned} M_c &= -\frac{a}{g} \omega_c \\ e \\ \bar{M}^* &= -\frac{(1-a)}{g} \bar{\omega} \end{aligned} \quad (41)$$

Em geral  $\bar{M} > 0$ , enquanto que  $\bar{M}$  pode até mesmo ser negativo, como nas observações de grupos de cumulus profundos segundo Yanai et al (1973), Ogura e Cho (1973) e Nitta (1977).

Usando o mesmo procedimento na equação 40, para as quantidades  $\bar{s}$  e  $\bar{r}_v$ , tem-se:

$$\bar{s} = a s_c + (1-a) \bar{s} \quad (42a)$$

$$\bar{r}_v = a r_{vc} + (1-a) \bar{r}_v \quad (42b)$$

É possível mostrar com o auxílio das equações (41) e (42) que as expressões para o transporte turbulento vertical de energia estática seca e do vapor d'água, devido às nuvens, são dadas por:

$$\overline{\omega'' s''} = a(1-a)(\omega_c - \bar{\omega})(s_c - \bar{s}), \quad (43a)$$

$$\overline{\omega'' r_v''} = a(1-a)(r_{vc} - \bar{r}_v)(\omega_c - \bar{\omega}). \quad (43b)$$

Como  $a = 1$  e  $|\bar{\omega}| = |\omega_c|$ , as equações (43) podem ser aproximadas:

$$\overline{\omega'' s''} ; a \omega_c (s_c - \bar{s}) = -g M_c (s_c - \bar{s}) = -g M_c C_p (T_p - \bar{T}) \quad (44a)$$

$$\overline{\omega'' r_v''} ; a \omega_c (r_{vc} - \bar{r}_v) = -g M_c (r_{vc} - \bar{r}_v). \quad (44b)$$

Na obtenção das equações (44) usou-se a definição (32) e a primeira das equações (41), estas mostram que os fluxos de turbilhonamento vertical de energia estática seca, de vapor d'água são, respectivamente, proporcionais à velocidade vertical na nuvem e às diferenças de temperatura e umidade da nuvem em relação ao ambiente.

Para generalizar considerar-se-á, agora, o efeito total de um conjunto de nuvens através da soma dos efeitos individuais das nuvens presentes no conjunto.

Denotando as características de cada nuvem pelo índice  $i$  e assumindo que  $\sum_i a_i < 1$ , temos das equações (44)

$$-\overline{\omega'' s''} = \sum_i g m_i (s_{ci} - \bar{s}), \quad (45a)$$

$$-\overline{\omega'' r_v''} = \sum_i g m_i (r_{vc} - \bar{r}_v), \quad (45b)$$

e

$$M_c = \sum_i m_i \quad (46)$$

Das equações 33, 34 e 45a, temos

$$c_p(Q_1 - Q_R) = LC^* - \frac{\partial \overline{\omega'' s''}}{\partial p} = L \sum_i C_i^* + \frac{\partial}{\partial p} \sum_i gm_i (s_{ci} - \bar{s}) \quad (47)$$

enquanto que as equações (28), (34) e (45b), implicam

$$\frac{c_p}{L} Q_2 = C^* + \frac{\partial}{\partial p} (\overline{\omega'' r_v''}) = \sum_i c_i^* - \frac{\partial}{\partial p} \sum_i gm_i (r_{vci} - \bar{r}_v) \quad (48)$$

## 2.4.2 Os esquemas do Tipo Kuo

Um grande número de estudos baseado em dados de regiões tropicais e extratropicais mostra que existe uma forte correlação entre a precipitação convectiva e a convergência total de vapor d'água da escala grande em uma coluna. A convergência do vapor d'água, segundo esses estudos, é uma variável importante para parametrizar os efeitos de convecção em modelos da escala grande.

Os esquemas que tomam por base a relação entre a precipitação convectiva e a convergência de umidade da escala grande são chamados de esquemas de Kuo, em homenagem a quem primeiramente usou este relacionamento na parametrização cumulus, Kuo (1965). Os esquemas mais importantes que são versões do esquema original de Kuo, acima citado, são:

- Kuo (1974)
- Anthes (1977)
- Lian (1979)
- Krishnamurti et al (1976, 1980, 1983)
- Molinari (1982)

Nesses esquemas a convergência de umidade é obtida a partir da equação do balanço do vapor d'água da grande escala, a qual pode ser escrita tendo em vista as equações (28) e (34):

$$\frac{c_p}{L} Q_2 = - \left[ \frac{\partial \bar{r}_v}{\partial t} + \nabla \cdot (\bar{r}_v \bar{\mathbf{V}}) + \frac{\partial}{\partial p} (\bar{r}_v \bar{\omega}) \right] = \frac{\partial}{\partial p} \overline{r'' \omega''} + C^* \quad (49)$$

Integrando a equação (49), na variável  $p$ , do topo da atmosfera onde  $p=0$  até a superfície onde  $p=p_s$ , têm-se:

$$\frac{C_p}{L} \int_0^{p_s} Q_2 dp = - \int_0^{p_s} \frac{\partial \bar{r}_v}{\partial t} dp - \int_0^{p_s} \nabla_p \cdot (\bar{r}_v \bar{\mathbf{V}}) dp - \int_0^{p_s} \frac{\partial}{\partial p} (\bar{r}_v \bar{\omega}) dp = \int_0^{p_s} \frac{\partial}{\partial p} (\overline{r'' \omega''}) dp + \int_0^{p_s} C^* dp. \quad (50)$$

Os termos

$$\int_0^{p_s} \frac{\partial}{\partial p} (\bar{r}_v \bar{\omega}) dp = \bar{r}_v \bar{\omega} \Big|_{p_s} - \bar{r}_v \bar{\omega} \Big|_0 = 0$$

e (51)

$$\int_0^{p_s} \frac{\partial}{\partial p} (\overline{r'' \omega''}) dp = \overline{r'' \omega''} \Big|_{p_s} - \overline{r'' \omega''} \Big|_0 = \overline{r'' \omega''} \Big|_{p_s},$$

pois, assume-se  $\omega = 0$ , tanto na superfície quanto no topo da atmosfera e  $\overline{r'' \omega''} \Big|_0 = 0$ , uma vez que no topo da atmosfera não existem mais os efeitos de nuvens. Assim, levando-se os resultados (51) em (50), obtém-se:

$$\frac{C_p}{L} \int_0^{p_s} Q_2 dp = - \int_0^{p_s} \frac{\partial \bar{r}_v}{\partial t} dp - \int_0^{p_s} \nabla_p \cdot (\bar{r}_v \bar{\mathbf{V}}) dp = \overline{r'' \omega''} \Big|_{p_s} + \int_0^{p_s} C^* dp. \quad (52)$$

Definem-se as quantidades: convergência horizontal de umidade integrada verticalmente ( $M_t$ ), evaporação na superfície ( $E$ ), e taxa de armazenamento de vapor d'água ( $S_{rv}$ ), respectivamente por:

$$M_t \equiv - \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \nabla_p \cdot (\bar{r}_v \bar{\mathbf{V}}) dp \quad (53)$$

$$E \equiv -\frac{1}{g} \left( \overline{r'' \omega''} \right) \Big|_{p_s} \quad (54)$$

$$S_{rv} \equiv \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \frac{\partial r_v}{\partial t} dp. \quad (55)$$

Substituindo-se as definições (53) – (55) na equação (52), dividida por  $g$  é possível escrevê-la da seguinte forma:

$$M_t + E = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} C^* dp + S_{rv}. \quad (56)$$

Por outro lado, considerando-se a equação para a razão de mistura da água no estado líquido dentro da nuvem,  $r_c$ , é possível obter uma relação entre a taxa de condensação resultante e a taxa de precipitação, ou seja,

$$\frac{\partial r_c}{\partial t} + \nabla_{p_c} \cdot (r_c \mathbf{V}_c) + \frac{\partial}{\partial t} (r_c \omega) = -\frac{\partial}{\partial p} \left( \overline{r_c'' \omega''} \right) + C^* - CN_a \quad (57)$$

onde:

$CN_a$  é a taxa de conversão de água no estado líquido da nuvem para água precipitante. Integrando-se a equação 57, dividida por  $g$ , na variável  $p$  desde  $p=0$  até  $p=p_s$ , obtém-se

$$\frac{1}{g} \int_0^{p_s} C^* dp = P + S_{rl} - M_{tl}, \quad (58)$$

onde:

$$P \equiv -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} CN_{cr} dp \quad \text{é a taxa de precipitação}$$

$$S_{rl} \equiv \int_0^{p_s} \frac{\partial}{\partial t} r_c dp \quad \text{é a taxa de armazenamento de água no estado líquido,}$$

e

$M_{Hl} \equiv -\frac{1}{g} \int_0^p \nabla_p \cdot (r_c V_p) dp$  é a integral vertical da convergência horizontal de água no

estado líquido.

substituindo (58) na equação (56) obtém-se

$$M_{Hl} + M_{Hv} + E = P + S_{2'} + S_{2c} \quad (59)$$

Fontes de água dentro da coluna unitária	Precipitação + armazenamento de vapor e líquido
--	--

Esta equação representa o balanço entre os termos de fontes de água e os termos de precipitação e armazenamento de água. Se os termos de armazenamento são pequenos comparados com a precipitação e, se o termo da convergência de água no estado líquido é pequeno comparado aos termos da convergência de vapor d'água e da evaporação, resulta que a taxa de precipitação é igual à soma da convergência de vapor d'água com a taxa de evaporação e isto é razoável quando se trata de grandes regiões numa escala de tempo grande. Porém, localmente e numa escala de tempo pequena, podem ocorrer variações significativas no armazenamento tanto de vapor d'água quanto no de água no estado líquido. Segundo Cotton e Anthes (1989), existem uma variabilidade maior em médias latitudes do que nos trópicos.

O grande problema é relacionar o termo de armazenamento às variáveis da escala grande. Ou seja, deve-se saber que porção da convergência de umidade será armazenada e que porção será precipitada.

Uma hipótese interessante foi feita por Kuo (1974) admitindo que uma fração  $b$  da convergência de umidade  $M_t$  é armazenada de forma a aumentar a umidade da coluna, e a fração restante  $(1-b)$  é condensada e precipitada (ver figura 2). Traduzindo esta hipótese em símbolos tem-se:

$$\frac{1}{g} \int_0^{p_s} C^* dp = \frac{1}{g} \int_0^{p_s} (c-e) dp = (1-b)M_t \quad (60)$$

Supondo que  $b$  seja conhecido, é também necessário determinar a dependência  $C^*$  com a pressão  $p$ , ou seja, sua distribuição vertical; esta dependência, geralmente, é escrita como

$$C^*(p) = \frac{(1-b)gM_t}{p_b - p_t} N(p), \quad (61)$$

onde,  $p_b$  e  $p_t$  são, respectivamente, as pressões na base e no topo da nuvem, e  $N(p)$  é a função distribuição vertical que satisfaz a condição:

$$\int_0^{p_s} N(p) dp = \int_{p_t}^{p_b} N(p) dp = p_p - p_t. \quad (62)$$

Neste caso, a equação (36), com as definições (37), envolvendo, a taxa de aquecimento convectivo ( $Q_I - Q_R$ ) pode ser reescrita como:

$$\begin{aligned} \frac{c_p}{g} \int_0^{p_s} (Q_I - Q_R) dp &= \frac{1}{g} \int_0^{p_s} C^* dp + H_s, \\ &= L(1-b)M_t + H_s. \end{aligned} \quad (63)$$

Kuo (1965, 1974) propôs que a função  $N(p)$  fosse expressa pela razão

$$N(p) = \frac{T_c - T}{\langle T_c - T \rangle}. \quad (64)$$

onde,  $T_c$  é a temperatura do ar da nuvem,  $T$  é a temperatura do ar ambiente, na maioria dos esquemas de Kuo,  $T_c$  é determinado pela adiabática úmida associada com a temperatura potencial equivalente de uma parcela de ar originada próximo a superfície, e o operador  $\langle \rangle$  é definido por:

$$\langle \rangle \equiv \frac{1}{p_b - p_t} \int_{p_t}^{p_b} ( ) dp. \quad (65)$$

Por sua vez Anthes (1977), assumiu que a função  $N(p)$  era dada por:

$$N(p) \equiv \frac{C_c}{\langle C_c \rangle}, \quad (66)$$

onde,  $C_c$  é a taxa de condensação resultante na escala da nuvem.

Em um trabalho conjunto Kuo e Anthes (1984) compararam os perfis verticais de aquecimento convectivo calculados a partir das equações (64) e (66) para sistema convectivo extratropical, para três diferentes raios de nuvens sem a inclusão do fluxo de calor sensível por turbilhonamento. Observaram que para um raio de nuvem pequeno, as duas fórmulas originam perfis aproximadamente idênticos. Porém, ambos simularam o máximo aquecimento em um nível bem mais abaixo que o observado. Com o aumento do raio da nuvem, os máximos dos perfis simulados subiram, se aproximando, portanto, do perfil observado, sendo que o máximo no perfil definido pela equação (64) (Kuo) ficou um pouco mais alto do que aquele definido pela equação (65) (Anthes).

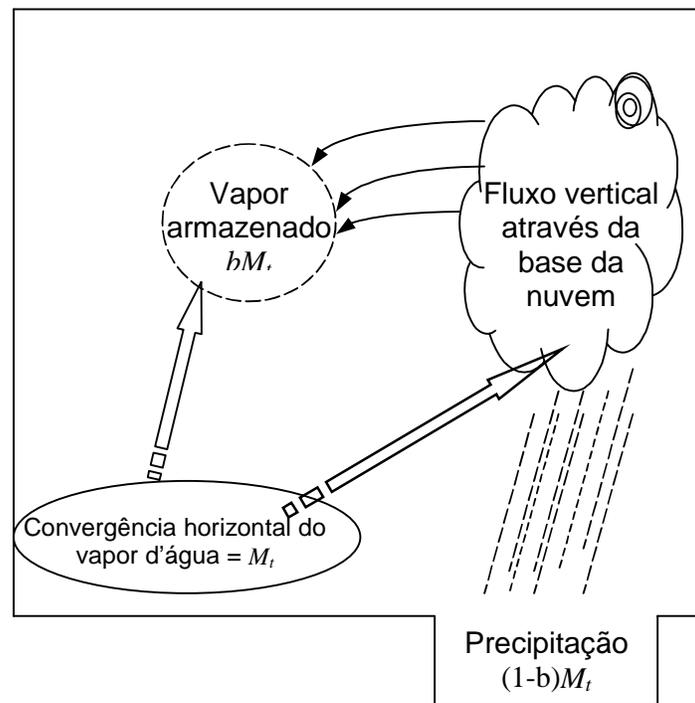


FIGURA 2: Esquema mostrando as parcelas de vapor d'água armazenado e que flui através da nuvem.

No esquema de Kuo, uma hipótese fundamental é que uma fração  $b$  da convergência de vapor d'água total é usada para aumentar a umidade da

coluna. Portanto, em colunas com convecção a equação da conservação da razão de mistura para o vapor d'água fica:

$$\frac{\partial r_v}{\partial t} = \frac{gbM_t}{p_b - p_t} N_r(p) - \frac{\partial \overline{\omega'' r_v''}}{\partial p} \quad (67)$$

onde  $N_r(p)$ , a função distribuição vertical para o vapor d'água, satisfaz uma condição integral tal como a equação (65), ou seja,

$$\int_0^{p_b} N_r(p) dp = \int_{p_t}^{p_b} N_r(p) dp = p_b - p_t$$

Existem várias propostas para  $N_r(p)$ :

- esquema de Kuo (1974)

$$N_r(p) = \frac{(r_{vc} - r_v)}{\langle r_{vc} - r_v \rangle} \quad (68)$$

onde  $r_{vc}$  é obtido pela adiabática úmida usada para obter  $T_c$  na equação (64).

-O esquema de Anthes (1977) sugere que a umidade convectiva é uma função da umidade relativa, conforme a equação abaixo:

$$N_r(p) = \frac{(100\% - RH)r_s(T)}{\langle (100\% - RH)r_s(T) \rangle} \quad (69)$$

A equação (69) foi posteriormente simplificada (Anthes et al., 1982) para

$$N_r(p) = \frac{r_s}{\langle r_s \rangle} \quad (70)$$

sob a hipótese de que a umidade relativa é razoavelmente uniforme na vertical sobre áreas de forte convecção.

Para que todos esses esquemas sejam válidos, é essencial que a convergência de umidade integrada verticalmente seja maior que a taxa de precipitação, tal que  $b$  seja positivo, isto é de (60) e (53), ou seja,

$$b = 1 - \frac{P}{M_t} = 1 - \frac{\frac{1}{g} \int_0^{p_s} C^* dp}{-\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \nabla_p \cdot (r_v \mathbf{V}_p) dp} > 0.$$

Entretanto as observações mostram que as vezes a precipitação convectiva excede a convergência de umidade total, implicando em um  $b$  negativo (Fritsch et al, 1976; Cho, 1976; Kuo e Anthes, 1984b; Lin, 1986).

Resta agora, discutir algumas propostas para a determinação do importante parâmetro  $b$  que aparece nos esquemas de Kuo. A primeira proposta a ser discutida é a que Kuo (1965) fez. Para isso denotar-se-á por  $I$  a taxa de fornecimento de umidade total. Neste trabalho Kuo propôs que esta quantidade é composta de duas partes  $I = I_1 + I_2$ , onde  $I_1$  é a taxa de precipitação  $P$ , que é a fração de  $I$  que condensa e precipita; como consequência a temperatura da coluna da nuvem cresce de  $T$  para  $T_c$ , assim:

$$I_1 \equiv \frac{C_p}{L} \int_{p_i}^{p_s} (T_c - T) dp, \quad (71)$$

e  $I_2$  representa a umidade que é armazenada na nuvem, quantitativamente é a fração de  $I$  necessária para aumentar a razão de mistura da coluna da nuvem de  $r_v$  para  $r_{vc}$ , de forma que

$$I_2 \equiv \int_{p_i}^{p_s} (r_{vc} - r_v) dp \quad (72)$$

Neste esquema  $I$  é usado para gerar uma nuvem de temperatura  $T_c$  e razão de mistura  $r_{vc}$ , e as variações da temperatura e umidade da escala grande são calculadas pela mistura horizontal da nuvem com sua vizinhança, com o aquecimento total proporcional a  $I_1$  e o umedecimento total proporcional a  $I_2$ .

Neste trabalho Kuo não definiu formalmente um parâmetro  $b$ , porém ele pode ser obtido da seguinte forma:

$$I = I_1 + I_2 = I_1 + bI,$$

ou

$$b = \frac{I - I_1}{I} = \frac{I_2}{I_1 + I_2} = \frac{\langle r_{vc} - r_v \rangle}{\left\langle \left( \frac{C_p}{L} \right) (T_c - T) + r_{vc} - r_v \right\rangle} \quad (73)$$

Kuo (1965) notou que, para as regiões tipicamente tropicais,  $\frac{I_1}{I_2}$  é aproximadamente 0,25; o que implica em  $b \approx 0,8$ . Como consequência, a parametrização original de Kuo, do fornecimento de umidade disponível armazena mais umidade do que aquece a coluna da nuvem, subestimando assim, a previsão de precipitação.

Anthes (1977) propôs que  $b$  deveria estar relacionado com a umidade relativa média na coluna pela expressão:

$$b = \begin{cases} \left[ \frac{(1 - \langle RH \rangle)}{1 - RH_c} \right]^n, & \langle RH \rangle \geq RH_c \\ 1, & \langle RH \rangle < RH_c \end{cases} \quad (74)$$

onde  $RH_c$  é o valor crítico da umidade relativa e  $n$  é o expoente positivo que pode ser empiricamente determinado.

Nos testes semiprognósticos dos esquemas de Anthes (1977), Kuo e Anthes (1984) encontraram uma melhor medida entre a taxa de precipitação observada e a diagnosticada, em que  $n$  está entre 2 e 3 e  $RH_c$  está entre 0,25 e 0,50.

Segundo Krishnamurti et al. (1980), usando as conhecidas observações de Reed e Recker (1971), ambos Kuo (1974) e Cho e Ogura (1974), mostraram que uma pequeníssima quantidade de umidade armazenada na coluna, é suficiente para umedecê-la.

Neste trabalho, Krishnamurti et al (1980), propuseram a obtenção do parâmetro  $b$  da seguinte forma:

- partiram da convergência total de umidade na coluna  $M_t$ , dada por:

$$M_t = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \left[ \nabla_p \cdot (\bar{r}_v \bar{V}_p) + \frac{\partial}{\partial p} (\bar{r}_v \bar{\omega}) \right] dp, \quad (75)$$

e usando a equação da continuidade em coordenadas isobáricas, equação (23), escreveram a equação (75) em sua forma advectiva, isto é

$$M_t = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{V}_p \cdot \nabla_p \bar{r}_v dp - \frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{r}_v}{\partial p} dp = I_1 + I_2, \quad (76)$$

onde,

$$I_1 = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{V}_p \cdot \nabla_p \bar{r}_v dp, \quad (77)$$

é a advecção horizontal de umidade, e

$$I_2 = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{r}_v}{\partial p} dp, \quad (78)$$

é a advecção vertical da umidade.

Mostraram que  $I_2$  e as taxas de precipitação  $P$  estavam fortemente correlacionadas, para o caso estudado. Então sugeriram que a taxa de precipitação  $P$  fosse calculada através da expressão (78) para  $I_2$ , ou seja

$$P = I_2 = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{\omega} \frac{\partial \bar{r}_v}{\partial p} dp, \quad (79)$$

Tendo em vista que  $P = (1-b)M_t$  e as equações (76), (77) e (78) obtiveram o parâmetro  $b$ , conforme o desenvolvimento abaixo:

$$M_t = I_1 + I_2 = I_1 + (1-b)M_t,$$

ou

$$bM_t = I_1 = -\frac{1}{g} \int_0^{p_s} \bar{\mathbf{v}}_p \cdot \nabla_p \bar{r}_v dp;$$

ou ainda,

$$b = -\frac{1}{gM_t} \int_0^{p_s} \bar{\mathbf{v}}_p \cdot \nabla_p \bar{r}_v dp. \quad (80)$$

O sucesso da equação (80) no diagnóstico das taxas de precipitação, nos casos estudados por Krishnamurti et al (1980), mostra que existe uma relação muito forte entre a precipitação e a advecção vertical da umidade, porém o mesmo não se pode dizer sobre a relação entre a precipitação e advecção horizontal de umidade.

Krishnamurti et al (1980), chamam a atenção que este fechamento do esquema de Kuo não tem a pretensão de implicar num processo físico, uma vez que não existe segurança de sua validade em outras regiões e em diferentes períodos de tempo.

Molinari (1982) propôs uma modificação na suposição de Kuo alterando a equação (73), proposta por Kuo, multiplicando-a por um fator, conforme a expressão abaixo:

$$b = \frac{I+J}{I} \left[ \frac{\langle r_{vc} - r_v \rangle}{\langle r_{vc} - r_v \rangle + \left(\frac{c_p}{L}\right) \langle T_c - T \rangle} \right], \quad (81)$$

onde  $J$  representa a alteração da temperatura adiabática na coluna.

$$J \equiv -\frac{1}{g} \int_{p_s}^{p_t} \frac{c_p}{L} \frac{T}{\theta} \omega \frac{\partial \theta}{\partial p} dp. \quad (82)$$

Em seus testes, Molinari assumiu no tempo inicial,  $J \approx -0,8I$ , de forma que o parâmetro  $b$  foi calculado a partir da equação (81), esse valor ficou ao redor de 0,2 vezes o valor do parâmetro original do esquema de Kuo.

Uma deficiência no esquema de Kuo é que os efeitos do ar descendente precipitante não são incluídos. Molinari e Corsetti (1985), incorporaram na escala convectiva a parametrização do ar descendentes de mesoescala no esquema do tipo Kuo, e mostraram que, o resfriamento do ar descendente, influência a estabilização nos baixos níveis, melhorando consideravelmente a previsão de chuva nos casos estudados.

Na aplicação do modelo BRAMS 2.0, neste trabalho, são utilizadas as modificações efetuadas por Tremback (1990), em que incluem o efeito das correntes descendentes e o cálculo do parâmetro  $b$ , com base na fórmula da eficiência de precipitação de Fritish e Chappell (1980):

$$\frac{\partial \theta}{\partial t_{conv}} = L(1-b)\pi^{-1}I \frac{Q_1}{z_{ct}} \int_{z_s}^{z_{ct}} Q_1 \quad (83)$$

$$\frac{\partial r_T}{\partial t_{conv}} = bI \frac{Q_2}{z_{ct}} \int_{z_s}^{z_{ct}} Q_2 \quad (84)$$

onde:

-  $z_{ct}$  é a altura do topo da nuvem, dada pelo nível acima do qual a temperatura potencial da adiabática úmida, que passa pelo nível de livre convecção, é menor do que a temperatura potencial do ponto de grade (ambiente);

-  $I$  é a quantidade de umidade fornecida pela escala da grade à escala sub-grade, e descrita por Molinari e Corsetti (1985), como o fluxo vertical de vapor através do nível de livre convecção;

-  $Q_1$  e  $Q_2$  são as fontes de calor e umidade aparentes, respectivamente.

A eficiência de precipitação é calculada através da formulação de Fritish e Chappell (1980). Assim, a eficiência é escrita em função do cisalhamento vertical do vento horizontal ( $CIS$ ), nas camadas de nuvem, da seguinte forma:

$$CIS = \frac{\Delta V}{\Delta z} \text{ em } 10^{-3}\text{s}^{-1}$$

## **2.5 Modelo de mesoescala BRAMS**

Um dos modelos regionais mais utilizados no mundo é o Regional Atmospheric Modelling system (RAMS). Este é um modelo de circulação prognóstico desenvolvido na Universidade do Colorado (EUA), a partir de um modelo de mesoescala (Pielke, 1974) e de um modelo de nuvens (Trípoli e Cotton, 1980).

Esse modelo é fundamentado na integração das equações diferenciais, de conservação de momentum, de massa e de energia, com referência a um sistema de coordenadas que segue o terreno. É um modelo complexo que simula qualquer situação de escoamento e pode ser aproveitado em diversos momentos.

O modelo BRAMS 2.0 é baseado na versão 5.02 do modelo RAMS com diversos aperfeiçoamentos numéricos e de parametrizações físicas. A diferença entre as versões BRAMS 2.0 e RAMS 4.4, encontra-se na parametrização da convecção, a qual sofreu profundas inovações na versão atual. Nesse sentido, o BRAMS 2.0, além da antiga parametrização convectiva de Kuo, acrescentou ao leque de parametrizações para a convecção profunda os esquemas de Grell (Grell e Devenyi, 2002) e de Cumulus rasos (Souza, 1999).

## **2.6 Principais equações do modelo RAMS para opção não hidrostática:**

### **2.6.1 Equações do movimento**

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left( k_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (85)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left( k_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (86)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left( k_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_m \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (87)$$

às equações (85) e (86) representam as equações do movimento horizontal e a equação (87) representa a equação do movimento vertical;

$u$  é a componente zonal (leste/oeste) do vento;

$v$  é a componente meridional (norte/sul) do vento;

$w$  é a componente vertical do vento;

$f$  é o parâmetro de Coriolis;

$g$  é a aceleração da gravidade;

$k_m$  é o coeficiente de viscosidade para quantidade de movimento;

$\theta_v$  é a temperatura potencial virtual;

$\rho$  é a densidade.

## 2.6.2 Equação da Termodinâmica

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left( k_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left( \frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} \quad (88)$$

onde:

$k_h$  é o coeficiente de viscosidade para calor e umidade;

$rad$  subscrito, denota o uso de parametrização com radiação.

$\theta_{il}$  é a temperatura potencial para água líquida-gelo, é uma variável termodinâmica que é conservada sob transformações adiabáticas de água líquida e gelo. Conforme a definição dada por Cotton e Anthes (1989), ela está relacionada a temperatura potencial  $\theta$ , por

$$d \ln \theta_{il} = d \ln \theta - \frac{L_{lv}}{C_{pa}T} dr_l - \frac{L_{iv}}{C_{pa}T} dr_i = 0.$$

$C_{pa}$  é a capacidade térmica do ar seco;

$L_{lv}$  é o calor latente da mudança de fase líquida-vapor;

$L_{iv}$  é o calor latente da mudança de fase gelo-vapor;

$r_l$  é a razão de mistura de água líquida;

$r_v$  é a razão de mistura do vapor;

O mérito de  $\theta_{il}$  é que, além de ser conservativa, reduz-se à  $\theta$  na ausência de nuvens ou precipitações.

### 2.6.3 Equação da continuidade para a razão de mistura

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left( k_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left( k_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( k_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (89)$$

onde:

$r_n$  é a razão de mistura da água (água + gelo)

### 2.6.4 Equação da continuidade de massa

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left( \frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (90)$$

onde:

$\pi_o$  é a função de Exner

$$\pi_o = C_p \left( \frac{p}{p_{oo}} \right)^{\frac{R}{C_p}}$$

$\pi'$  é a perturbação da função de Exner;

$\rho$  é a densidade;

$R$  é a constante do gás para o ar seco;

$C_v$  é o calor específico para a água líquida.

Se as fontes de energia interna e de umidade são conhecidas, tem-se um sistema de seis equações com seis incógnitas. Se, do mesmo modo, são

conhecidas também as respectivas condições iniciais e de contorno, o sistema está fechado.

## 2.7 Etapas e processos de inicialização do modelo BRAMS

As simulações com o modelo BRAMS compreendem três fases, a saber: a de pré-processamento, a de processamento e visualização ou pós-processamento. Essas fases, esquematicamente, podem ser visualizadas no fluxograma representado na figura abaixo:

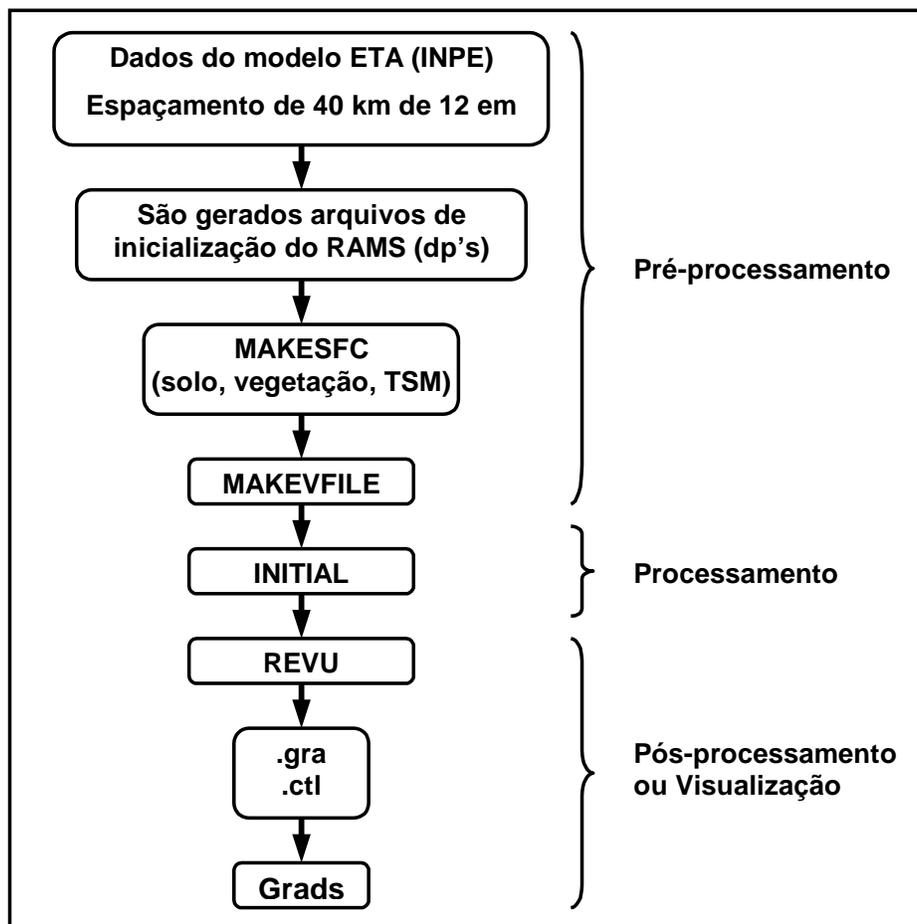


FIGURA 3: Fluxograma representando o funcionamento do modelo BRAMS  
A seguir será descrita cada fase da simulação desse modelo.

Na fase de *pré-processamento*, inicialmente, são gerados os arquivos de solo, vegetação e temperatura da superfície do mar, esses dados estão disponíveis semanalmente e apresentam uma resolução de 50 km. Esses arquivos são gerados para as grades de simulação escolhidas rodando-se o

modelo na opção **MAKESFC**. Em seguida, torna-se necessário que o usuário disponibilize ao modelo os dados de entrada para iniciar o BRAMS. São eles: temperatura do ar, altura geopotencial, umidade do ar e vento horizontal em diferentes níveis da atmosfera provenientes, neste trabalho do modelo ETA. Para tal, roda-se o modelo na opção **MAKEVFILE** com o objetivo de interpolar os dados contidos nos arquivos dp's (que contém os dados de entrada) nas grades de simulação escolhidas.

O processamento começa quando o BRAMS inicia as integrações no tempo das variáveis nas grades selecionadas. Nessa fase, o modelo roda na opção **INITIAL**, gerando os arquivos de análise que contém os dados simulados para as grades que foram escolhidas nos horários selecionados.

E finalmente, na última fase, fase de visualização ou pós-processamento, os dados contidos nos arquivos de análise são transformados em arquivos que possam ser visualizados graficamente. Neste trabalho foi usado o RAMS Evolution and Visualization Utilities (**REVVU**).

## 2.8 Parametrizações

### 2.8.1 Nudging

A assimilação de dados em 4 dimensões implica uma integração eficaz dos dados observacionais dependentes do tempo, num modelo prognóstico. Isso pode ser feito nos estágios iniciais de uma rodada do modelo, como uma relaxação Newtoniana (mais comumente conhecida como “nudging”) ou num esquema variacional como método adjacente.

No esquema de nudging um termo de tendência extra é adicionado para cada equação prognóstica, que força a variável prevista em direção às observações.

$$\frac{\partial x}{\partial t} = F(x) + N(x, y, z, t)(x_o - x) \quad (91)$$

onde  $x$  é a variável do modelo,  $F(x)$  representa a física do modelo,  $N(x, y, z, t)$  é o peso do nudging, e  $x_o$  a observação da variável do modelo.

### 2.8.2 Grades aninhadas

O recurso de grades aninhadas é usado no RAMS para permitir uma alta resolução espacial em locais de maior interesse, enquanto cobre uma área maior com resolução mais baixa.

Qualquer número de grades aninhadas é permitido, dependendo apenas do limite de memória do sistema computacional usado. As grades podem ser configuradas para se obter uma seqüência telescópica, proporcionando uma resolução crescente na direção da região de maior interesse.

O modelo utiliza a técnica de aninhamento de grades descrita por Clark e Farley (1984) e Clark e Hall (1991) e a do deslocamento entre grades descrita por Walko et al. (1995).

### 2.8.3 Parametrização convectiva

A parametrização convectiva é um dos problemas mais complexos, quando se trabalha em mesoescala, em escala sinótica ou em escala global. Essa parametrização é utilizada para redistribuir o calor e a 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 convectiva usada no modelo é do tipo Kuo (1974) com adaptações descritas por Molinari (1985). O esquema do tipo Kuo baseia-se no equilíbrio da atmosfera, em que a convecção atua para eliminar a instabilidade condicional gerada por efeitos da grande escala e da evaporação local. As equações da tendência termodinâmica e da tendência de umidade para a convecção úmida são dependentes da instabilidade atmosférica, da velocidade vertical no nível de condensação por levantamento (*NCL*) e da convergência de umidade na camada abaixo das nuvens. Nesse processo, a convecção é ativada se todas as condições seguintes forem atendidas:

- i. há um abastecimento de umidade fornecida pela escala resolvível;

- ii. a coluna é condicionalmente instável e o topo da nuvem está acima de 650 hPa (não contempla a convecção rasa);
- iii. há movimento vertical ascendente na base da nuvem;
- iv. a umidade relativa do ar excede um valor crítico de 80% para um nível abaixo da base da nuvem.

#### 2.8.4 Parametrização da microfísica

A parametrização da microfísica no RAMS, descrita por Walko et al (1995), calcula as fontes e sumidouros das diferentes categorias de hidrometeoros: como o vapor, a gota de chuva, a “pristine ice”, a neve, os agregados, “graupel” e o granizo. A razão de mistura do vapor d’água e a gota de nuvem são diagnosticadas, enquanto que, a razão de mistura para as demais categorias é prognosticada.

Nessa parametrização, são levados em consideração os diferentes processos microfísicos, como: a colisão e a coalescência, a nucleação, a sedimentação e a conversão de uma categoria para outra. A obtenção de cristal de gelo e de neve possibilitou contemplar outros processos na parametrização de microfísica, como por exemplo, aqueles relacionados com o efeito radiativo nas nuvens cirrus.

A razão de mistura  $r_n$  e a tendência desta  $(\frac{\partial r_n}{\partial t})_{res}$ , são avaliadas nessa parametrização, assim como a tendência da temperatura potencial da água líquida e do gelo, que, devido aos efeitos microfísicos, é representada por  $(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t})_{res}$

#### 2.8.5 Parametrização de radiação

O RAMS possui duas opções de parametrização de radiação tendo cada uma delas duas possibilidades, como é mostrado a seguir:

### **2.8.5.1 Esquema de radiação de onda curta (sem efeito de nuvens)**

Descrito por Mahrer e Pielke (1977), este é um esquema simples que calcula empiricamente o espalhamento do oxigênio, do ozônio e do dióxido de carbono. O esquema de radiação de onda curta considera a absorção pelo vapor d'água. Porém, não leva em consideração condensação ou a formação das nuvens, mas define o fluxo solar no topo da atmosfera como função da hora e do dia do ano.

### **2.8.5.2 Esquema de radiação de onda longa (sem efeito de nuvens)**

Descrito por Mahrer e Pielke (1977), este é um esquema que considera a emissão e a absorção no infravermelho pelo dióxido de carbono e vapor d'água, porém, sem levar em consideração os efeitos de condensação e de formação de nuvens.

### **2.8.5.3 Esquema de radiação de onda longa (com efeito de nuvens)**

Descrito por Chen e Cotton (1983), leva em consideração os efeitos de condensação.

### **2.8.5.4 Esquema de radiação de onda curta (com efeito de nuvens)**

Também descrito por Chen e Cotton (1983), leva em consideração os efeitos de condensação para a radiação de onda curta.

## **2.8.6 Condições de fronteira**

O RAMS possui dois tipos de condições de fronteira: condições laterais e condições verticais.

### 2.8.6.1 Condições laterais

O RAMS possui várias opções para as condições laterais. Uma delas é a forma geral para o deslocamento na grade C, usada pelo modelo, é a condição básica da radiação.

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -(u+c) \frac{\partial u}{\partial x} \quad (92)$$

onde:

$u$  é a componente normal ao contorno e  $c$  é a velocidade de fase.

Para especificar a forma da velocidade de fase  $c$ , as opções oferecidas são: o esquema de Orlanski (1976), o esquema modificado de Klemp e Lilly (1978) e o esquema de Klemp e Wilhelmson (1977).

Orlanski (1976) calcula  $c$  da seguinte forma:

$$c = \left( \frac{\partial u}{\partial t} \right) / \left( \frac{\partial u}{\partial x} \right) \quad (93)$$

Klemp e Lilly (1978) calcularam a média das velocidades verticais de Orlanski (1976), e então, aplicaram essas médias em toda a coluna vertical.

Klemp e Wilhelmson (1977), simplesmente, especificam um valor constante como velocidade de fase para a gravidade entre 10 e 30  $\text{ms}^{-2}$ .

### 2.8.6.2 Condições verticais

Para o nível do solo, por razões computacionais, o modelo escolhido define os valores das variáveis, em nível fictício a  $\frac{1}{2} \Delta Z$ , abaixo da superfície.

Para o topo do modelo, há várias opções de condição de fronteira dependendo do tipo de simulação que está sendo realizada. Para o modo não-hidrostatico, temos duas opções, uma delas é a de topo rígido (wall) na qual a velocidade vertical é considerada zero ( $w = 0$ ) no topo do modelo. Nesse sentido,

assume-se que todo o movimento vertical no topo é função da propagação de ondas verticais de gravidade.

### 2.8.7 Parametrização turbulenta

O espaçamento horizontal e vertical da grade de um modelo determina as escalas espaciais das variáveis prognosticadas que podem ser resolvidas explicitamente e as que não podem, o chamado efeito da subgrade. A componente do fluxo não resolvível pode ser expressa como  $\overline{u''_i u''_j}$  para momentum e  $\overline{u''_i \phi''}$  para um escalar. Os subscritos  $i$  e  $j$  denotam as direções espaciais (1,2,3), nas quais:  $u_i$  é a componente da velocidade que transporta;  $u_j$  é a componente da velocidade transportada;  $\phi$  é a componente escalar transportada; a barra representa a média de Reynolds e o sinal "''" representa o desvio em relação à média.

No RAMS, para a atmosfera livre, esta parametrização é feita usando-se a teoria K, em que o termo turbulento é avaliado como o produto de um coeficiente turbulento e o gradiente da quantidade transportada. Para escalares, a parametrização é dada por  $\overline{u''_i \phi''} = -K_{hi} \left( \frac{\partial \phi}{\partial x_i} \right)$  em que  $k_{hi}$  é o coeficiente turbulento para o escalar  $\phi$  na direção  $i$ . Nesse aspecto,  $k_{hi}$  nunca é negativo, implicando em que o fluxo turbulento se dá em sentido contrário ao gradiente do escalar transportado.

Para aplicar a componente da velocidade, duas formas diferentes são usadas, dependendo da escala do movimento resolvido pela grade do modelo. Quando o espaçamento horizontal é compatível com o espaçamento vertical e, portanto, os movimentos convectivos são resolvidos, o estresse de Reynolds é avaliado por  $-K_{mi} (\partial u_i / \partial x_j)$  no qual  $k_{mi}$  é o coeficiente de mistura turbulenta para momentum. Neste caso, assume-se que  $k_{mi} = -k_{im}$  e, desta forma,  $\overline{u''_i u''_j} = \overline{u''_j u''_i}$ . Essa condição é chamada de simetria da componente do estresse de Reynolds.

Se o espaçamento horizontal é maior que o espaçamento vertical, por meio do qual se requer uma representação explícita do movimento convectivo na

vertical, não se deve assumir a simetria de Reynolds, pois esta gera instabilidade numérica.

Atualmente, quatro opções básicas são utilizadas pelo RAMS para calcular  $k_{mi}$  e  $k_{hi}$ , duas das quais baseadas no esquema de Smagorinsky (1963). Esse esquema relaciona o coeficiente de mistura e a tensão no fluido, ou a taxa de deformação, e inclui correções para a influência da frequência de Brünt-Vaisala e o número de Richardson. Já as outras duas opções fazem o diagnóstico do coeficiente de mistura turbulenta pela energia cinética turbulenta, prognosticada pelo modelo. Se o espaçamento horizontal da grade é grande em comparação ao espaçamento vertical, o esquema de Mellor & Yamada (1974) é usado para a determinação do coeficiente de mistura turbulento. Se o espaçamento horizontal da grade for pequeno e, portanto, os movimentos convectivos são resolvidos, é usado então o esquema de Deadorff (1980).

Para a camada superficial, é utilizada a teoria da similaridade para resolver os processos turbulentos em que os fluxos de momentum, calor e vapor são calculados segundo o esquema de Louis (1979) e estão inseridos no modelo de solo e de vegetação.

## **2.9 Dados do NCEP/NCAR Reanalysis e Global**

Os dados de 'reanalysis' do NCEP (National Center for Environmental Prediction) e do NCAR (National Center for Atmospheric Research) produziram um conjunto de dados globais que abrangeram mais de 50 anos de pesquisa. Estes resultaram da assimilação das seguintes observações: radiosondas em altitude, satélites, aviões, navios, terra e etc. Esses dados foram sujeitos a testes de controle de qualidade e foram assimilados num modelo de previsão meteorológica. O sistema global de assimilação de dados e o modelo mantêm-se inalterados durante os 50 anos o que permite que os dados resultantes sejam coerentes entre si. Fato que é uma característica muito importante para estudos de variabilidade climática.

Os dados do NCEP/NCAR Reanalysis possuem uma cobertura espacial global e abrangem o período que decorre de 1948 a 2005 de 6 em 6 horas. Esses

dados são para 17 níveis de pressão e para a superfície numa grade de 2.5 graus latitude 2.5 graus longitude.

Os níveis de pressão são: 1000, 925, 850, 700, 600, 500, 400, 300, 250, 200, 150, 100, 70, 50, 30, 20 e 10 hPa.

Já o modelo Global (ou Modelo de Circulação Geral Atmosférica – MCGA), iniciou operacionalmente a previsão numérica de tempo global no CPTEC (Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climatológicos) em novembro de 1994. Nessa ocasião, foi implementada a versão 1.7 do modelo COLA (Center for Ocean-Land-Atmosphere Studies). Como parte da implementação deste modelo no CPTEC, o truncamento romboidal, adotado pelo COLA, foi generalizado para truncamento triangular. A partir disso, foram introduzidas: resoluções horizontal e vertical versáteis, adaptações na geração de arquivos de entrada e de saída para as necessidades operacionais do CPTEC e para a utilização de temperatura da superfície do mar média observada da última semana. Essa primeira versão foi denominada versão 1.0 CPTEC/COLA. Uma nova versão do modelo global do CPTEC foi colocada em operação em dezembro de 1998, denominada versão CPTEC/COLA passou para a versão denominada 1.12. Além disso, foi implementado um pós-processamento diferente daquele que vinha sendo utilizado até então. Essa nova versão incluiu uma modificação no modelo de tratamento da interação atmosfera-biosfera, uma nova opção de parametrização da convecção profunda e um novo esquema de difusão horizontal.

Quanto ao pós-processamento, o cálculo da função de corrente e do potencial de velocidade foi modificado para evitar incompatibilidades entre esses campos e os campos de vento zonal e de vento meridional, especialmente, os próximos à topografia alta. Além disso, para evitar erros associados à interpolação na horizontal, a grade do modelo passou de uma grade regular para uma grade gaussiana na direção horizontal. O MCGA (Modelo de Circulação Geral Atmosférica) é usado operacionalmente para a previsão do tempo, e, com as devidas modificações, para previsão do clima. O MCGA é rodado para previsão de sete dias nos horários 00 e 12 UTC, para as resoluções T62L28 e T126L28. Nos horários intermediários, 06 e 18 UTC, o modelo é rodado para previsão de doze horas com resolução T62L28 para produzir um ciclo de assimilação de seis horas.

Após os campos meteorológicos terem sido processados pelo modelo BRAMS, estes foram visualizados por intermédio do pacote gráfico Grid Analysis and Display System (GRADS), o qual foi desenvolvido por pesquisadores do COLA, da Universidade de Maryland (EUA). Esse pacote, específico para a visualização e análise de dados em grade, implementa um modelo de dados em quatro dimensões: latitude, longitude, nível e tempo. Esta técnica de armazenamento possibilita facilmente a comparação de grupos de dados diferentes, pois permite o correto ajuste espacial para a sobreposição dos mesmos. O GRADS, por exemplo, foi utilizado na plataforma LINUX, a qual é de domínio público.

### 3. MATERIAL E MÉTODOS

#### 3.1 Seleção de casos para estudo

Para a análise dos dados da verificação do modelo de Kuo, foram selecionados três períodos em que ocorreram precipitações e/ou tempestades em algumas estações do Rio Grande do Sul e de Santa Catarina.

A seqüência obedece à ordem de discussão de cada período analisado neste trabalho:

TABELA 1: Período dos casos escolhidos para análise neste trabalho

Casos	Período	Região
1	De 01 a 02 de abril de 1996	Sul do RS
2	De 26 a 28 de março de 2004	Litoral Norte do RS e Sul de SC
3	De 05 a 07 de maio de 2004	Sul do RS

O caso 1 foi analisado, por ser o mesmo caso analisado por Almeida (2001), no qual para gerar os campos de precipitação, o mesmo utilizou um modelo de mesoescala hidrostático com a parametrização da convecção de umidade do tipo Kuo (1974). Esse modelo representou bem os campos de precipitação, na metade sul do estado do Rio Grande do Sul, onde a chuva

realmente ocorreu, mas a quantidade dessa, foi subestimada pelo modelo utilizado no trabalho de Almeida (2001).

O caso 2 foi analisado, por ter sido um fenômeno intrigante, ocorrido no Litoral Norte do RS e Sul de SC, onde um sistema de baixa pressão se formou no Oceano Atlântico, provocando ventos muito fortes e altas taxas de precipitação sobre a região costeira. Esse fato causou grandes estragos nas cidades e até algumas mortes. Segundo Menezes e Dias (2004), o fenômeno foi batizado de “Ciclone Catarina”, por ter apresentado um núcleo frio nos baixos níveis com ar relativamente quente na parte alta da troposfera e com um pequeno núcleo quente no seu interior. Por ter formado um “olho” no centro do sistema, as características desse SCM ainda estão sendo investigadas por muitos pesquisadores, pois até o momento não se sabe se foi um ciclone extratropical ou um furacão.

O caso 3 foi analisado, por representar o período em que um sistema convectivo de mesoescala de forte intensidade passou pelo Sul do Rio Grande do Sul, provocando altas taxas de precipitação, principalmente na cidade de Pelotas. Esse fenômeno causou grandes alagamentos e estragos, deixando várias famílias desabrigadas e muitas ruas intransitáveis durante os dias em que ocorreu, trazendo muitos transtornos à população.

### **3.2 Imagens de satélite geoestacionário**

Neste trabalho foram utilizadas as imagens dos satélites geoestacionários GOES 8 (caso1) e GOES 12 (casos 2 e 3), na região do espectro radiativo infravermelho, disponíveis na internet pelo site (<http://www.cptec.inpe.br>) do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climatológicos (CPTEC/INPE). Disponibilizadas a cada meia hora, essas imagens apresentam-se em tons de cinza; os lugares onde as áreas são mais claras representam as regiões mais frias, mostrando o topo das nuvens de cobertura daquelas regiões.

### 3.3 Descrição da simulação utilizada no Modelo BRAMS para os 3 casos

Para o processamento do modelo BRAMS, foi utilizado o site ([http://nomad3.ncep.noaa.gov/ncep\\_data/index.html](http://nomad3.ncep.noaa.gov/ncep_data/index.html)), e os dados de entrada do NCEP/Reanálise 2,5°, para os casos 1 e 3. No processamento do caso 2 utilizou-se como dados de entrada o Global T126L28 de 100 km.

No caso 1, o início da rodada foi as 00 UTC do dia 01/04/96 até as 00 UTC do dia 03/04/96.

No caso 2, o início da rodada foi as 00 UTC do dia 26/03/04 até as 12 UTC do dia 28/03/04.

No caso 3, o início da rodada foi as 00 UTC do dia 05/05/04 até as 18 UTC do dia 07/05/04.

Todos os casos foram processados com saídas a cada 1 hora. Para os três casos, foram utilizadas as seguintes grades e parametrizações mostradas nas tabelas 2 e 3, respectivamente:

TABELA 2: Configurações da grade do BRAMS para simular os casos analisados neste trabalho.

	Centrada	Resolução	Próxima
Caso 1	Gr 1- 30° S X 60° W	40 km	Concórdia/Argentina
	Gr 1- 30° S X 60° W	10 km	
Caso 2	Gr 1-30°S X 60° W	40 km	Concórdia/Argentina
	Gr 2- 30°S X 53°W	10 km	Santa Maria/RS
Caso 3	Gr 1- 30°S X 60° W	40 km	Concórdia/Argentina
	Gr 2- 30°S X 53° W	10 km	Santa Maria/RS

TABELA 3: Parametrizações utilizadas nos casos analisados no trabalho.

<b>Parametrização</b>	<b>Opção Escolhida</b>	<b>Referências</b>
Equações Básicas	Não Hidrostático e Compressível	Trípoli e Cotton (1980)
Coordenadas Verticais	Superfície, seguindo o terreno	Trípoli e Cotton (1982)
Coordenadas Horizontais	Steriográfica tangente ao plano	O ponto tangente da projeção pode ser localizado em qualquer ponto da esfera
Convecção Profunda	Kuo modificada	Tremback (1990)
Microfísica das Nuvens	Tipo 1	Walko et al (1995)
Radiação	Tipo 1	Chen e Cotton (1983)
Coeficiente de Difusão	Tipo 1	Mellor-Yamada (1974)
Limites Laterais	Tipo 1	Klemp e Wilhemson (1978)

### 3.4 Grades utilizadas no processamento do modelo

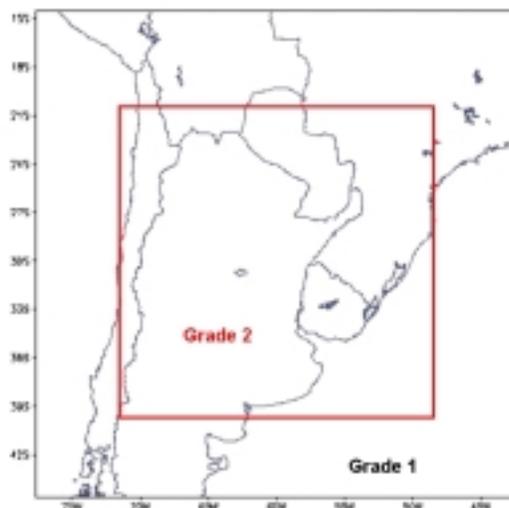


FIGURA 4: Localização das grades para o estudo do caso 1.



FIGURA 5: Localização das grades para o estudo dos casos 2 e 3.

### 3.5 Validação do modelo BRAMS

Nesse trabalho, foram utilizados os dados de superfície para algumas cidades do estado do Rio Grande do Sul, como Bagé, Pelotas, Santa Vitória do Palmar, Rio Grande, Uruguaiiana (caso 1) e Torres (caso 2) e, para o estado de Santa Catarina, foram analisadas as estações de Urussanga, Florianópolis, Sombrio e Araranguá. Conforme mostra a figura abaixo:



FIGURA 6: Localização das estações meteorológicas em superfície utilizadas neste estudo.

A estação de Uruguaiiana foi analisada somente no caso 1, por ser uma das cidades estudadas no trabalho de Almeida (2001), no caso 3, ela não foi incluída por se tratar de uma cidade distante da região de Pelotas (onde ocorreu a enchente em maio de 2004). A cidade de Urussanga (SC), foi analisada porque além de se localizar próximo ao litoral catarinense, os seus dados estavam disponíveis no INMET.

Escolheu-se a precipitação convectiva acumulada e a pressão a nível médio do mar a serem analisadas mais atentamente nos três casos. Os resultados obtidos, por meio da aplicação do modelo, foram comparados com os dados observados de precipitação e de pressão, registrados em algumas estações meteorológicas.

Com o objetivo de se fazer uma melhor avaliação do modelo estudado na previsão de tempestades, além das variáveis citadas acima, também foram analisados os comportamentos de outras variáveis dinâmicas e termodinâmicas como, por exemplo, os campos do vento horizontal, os índices *K* e Total-Totals (*TT*), conforme Scaglioni (2006). A utilidade da análise desses índices foi de investigar a possibilidade de formação de tempestades na atmosfera.

No caso 2, além desses, ainda foram analisados através do diagrama Skew-T Log -P, os índices *CAPE* (energia potencial disponível), *CINE* (inibição convectiva) e *ILEV* (índice de instabilidade por levantamento), *RH* (umidade relativa), para a cidade de Florianópolis. Foi possível verificar o comportamento dessas variáveis, somente para esse caso, devido à falta de dados de radiossondagem para outras regiões. No Rio Grande do Sul, por exemplo, só há dados disponíveis de radiossondagem para cidade de Porto Alegre, que não foi afetada por nenhum dos casos estudados.

### 3.6 Índices analisados nesse trabalho

#### 3.6.1 Índice $K$

O índice  $K$  é calculado a partir da equação:

$$K = (T_{850} - T_{500}) + T_{d850} - (T_{700} - T_{d700}). \quad (94)$$

onde:

$(T_{850} - T_{500})$  é a variação vertical da temperatura ( $T$ ), obtida pela diferença de temperaturas entre os níveis 850 e 500 hPa;

$T_{d850}$  é a temperatura do ponto de orvalho ( $T_d$ ) em 850 hPa;

$(T_{700} - T_{d700})$  é a depressão de temperatura em 700 hPa.

Este índice leva em conta o gradiente vertical de temperatura (primeiros dois termos da eq. (94)), a umidade em 850 hPa (terceiro termo da eq. (94)), e o nível de secra atmosférica em 700 hPa (dois últimos termos da eq. (94)).

A tabela abaixo mostra os valores críticos para o índice  $K$ .

TABELA 4: Valores críticos de  $K$  (<http://twister.sbs.ohio-state.edu>).

Índice $K$ (°C)	Interpretação
20 - 25	Formação de Cb isolados
25 - 30	Formação de Cb muito esparsos
30 - 35	Formação de Cb esparsos
>35	Formação de Cb numerosos

#### 3.6.2 Índice de instabilidade Total-Totals ( $TT$ )

O índice de instabilidade Total-Totals ( $TT$ ), é calculado a partir da equação:

$$TT = (T_{850} - T_{500}) + (T_{d850} - T_{500}). \quad (95)$$

onde:

$T_{850}$  é a temperatura do ar em 850 hPa (°C);

$T_{500}$  é a temperatura do ar em 500 hPa (°C);

$T_{d850}$  é a temperatura do ponto de orvalho em 850 hPa (°C).

Este índice leva em conta o gradiente vertical de temperatura, a umidade e 850 hPa e a temperatura ambiental em 500 hPa (terceiro termo da eq. (95)).

A tabela a seguir mostra os valores críticos do índice Total-Totals ( $TT$ ).

TABELA 5: Valores críticos de  $TT$  (<http://twister.sbs.ohio-state.edu/>).

Índice $TT$ (°C)	Interpretação
< 43	Tempo estável
≥ 44	Tempestades esparsas
≥ 50	Tempestades esparsas severas
≥ 65	Tempestades numerosas severas

Os valores críticos apresentados anteriormente (tabelas 4 e 5), servirão para avaliar o potencial atmosférico para o desenvolvimento de tempestades nas regiões de formação do SCM.

Segundo Nascimento (2005), não existe bibliografia, nem tabelas com os valores críticos para a América do Sul, então é necessário acrescentar, que esses valores mostrados nas tabelas 4 e 5 são estimados para tempestades de latitudes médias, no hemisfério norte.

Conforme Alonso (2006), as variáveis analisadas através dos gráficos Skew-T Log -P (no caso 2), foram avaliadas para a cidade de Florianópolis as 00 UTC do dia 28/03/04, período em que se verificou a maior intensidade do “Ciclone Catarina”, pois foi nesse período que ele chegou ao continente e causou vários estragos nas cidades.

A partir desses dados, pode-se extrair uma série de informações sobre o estado termodinâmico do ambiente. Os valores gerados para as variáveis termodinâmicas, como  $CAPE$ ,  $CINE$  e  $ILEV$ , foram confrontados com os dados observados que estavam disponíveis na home page: <http://www.weather.uwyo.edu/upperair>.

### 3.6.3 CAPE

A *CAPE* (energia potencial convectiva disponível) é uma das variáveis mais usadas em previsão convectiva. Esse parâmetro pode ser calculado pela expressão:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NEL} \frac{\theta_v(Z) - \theta_{vamb}(Z)}{\theta_{vamb}(Z)} dZ. \quad (96)$$

onde:

*NCE* é o nível de convecção espontânea;

*NEL* é o nível de equilíbrio;

$\theta_v$  é a temperatura potencial virtual da parcela de ar;

$\theta_{vamb}$  é a temperatura potencial virtual do ambiente.

Observa-se pela equação acima que a *CAPE* é diretamente proporcional à diferença entre as temperaturas da parcela de ar ascendente e a do ambiente. Segundo Nascimento (2005), os valores da *CAPE* tem as seguintes interpretações, conforme a tabela 6:

TABELA 6: Valores críticos para a *CAPE*.

<b>CAPE (J/kg)</b>	<b>Interpretação</b>
1000 < CAPE < 2500	moderadamente altos
> 2500	forte instabilidade
> 4000	extrema instabilidade

### 3.6.4 CINE

O *CINE* (inibição convectiva), representa o trabalho necessário para se elevar uma parcela de ar até seu *NCE*. Esse índice é calculado conforme a equação 96, mas com o limite de integração inferior definido como a superfície e o superior o *NCE*. Segundo Nascimento (2005), valores típicos de *CINE* variam de 0 J/kg e 50 J/kg, com valores acima de 100 J/kg sendo considerados altos.

É importante salientar que a presença de algum *CINE* é comum em ambientes propícios a tempestades severas, pois se não houver *CINE*, o disparo da convecção tenderá consumir rapidamente a *CAPE*, estabilizando mais rápido o ambiente, por outro lado, a ausência desse fator desfavorece a manutenção de tempestades mais longas.

### 3.6.5 ILEV

O índice de instabilidade por levantamento (*ILEV* ou *Lift*)

É definido conforme a equação:

$$ILEV = T_{500} - T_{p500} \quad (97)$$

onde:

$T_{p500}$  é a temperatura de uma parcela de ar em 500 hPa após ascender, via curva adiabática seca, e úmida após a saturação, a partir da superfície com a temperatura máxima prevista para o dia em questão e com a razão de mistura média para os primeiros 900 m de sondagem. A tabela a seguir mostra o significado dos valores de *ILEV*, conforme Nascimento (2005).

TABELA 7: valores críticos do índice de instabilidade por levantamento.

Valores de <i>ILEV</i>	
<i>ILEV</i>	Significado
< 0	condições instáveis
< -5	situação muito instável
< -10	extremamente instável

A análise desse índice é muito importante para avaliar o grau de instabilidade atmosférica, especialmente quando combinada com a *CAPE*.

Optou-se pela análise desses índices, devido a sua facilidade de extração a partir dos campos de saída do modelo BRAMS. Os dados numéricos de radiossondagem foram verificados a partir do “Test List”, mostrado na sondagem.

### 3.7 Coeficiente de correlação

Para se fazer uma estimativa da eficiência do modelo na simulação da precipitação e da pressão em relação ao volume observado, foi feita uma análise estatística do coeficiente de correlação. Esse coeficiente é calculado segundo Storch, H. V. e Zwiers, F. W. (2000), através da fórmula:

$$cor(x, y) = \frac{cov(x, y)}{\sqrt{var(x) \cdot var(y)}}, \quad (98)$$

onde:

$x$  é a variável simulada pelo modelo;

$y$  é a variável observada.

$cov$  é a co-variância e  $var$  é a variância, ambas calculadas, pelas equações 99 e 100, respectivamente:

$$cov(x, y) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n-1}, \quad (99)$$

$$var(x) = \frac{\sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2}{n-1} \quad \text{e} \quad var(y) = \frac{\sum_{i=1}^n (y_i - \bar{y})^2}{n-1}. \quad (100)$$

Para se calcular os percentuais, do quanto os dados gerados pelo modelo foram coerentes em relação aos dados observados, elevou-se o resultado obtido no coeficiente de correlação ao quadrado.

Os dados de superfície da precipitação e da pressão, estavam disponíveis no 8º Distrito de Meteorologia/Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e na Fundação Estadual de Pesquisa Agropecuária (FEPAGRO). Os dados de precipitação das estações de Araranguá e Sombrio (SC), estavam disponíveis publicamente na internet pelo endereço: <http://hidroweb.ana.gov.br>.

## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 Estudo do caso 1

Os eventos do caso 1, foram acompanhados por meio de imagens dos satélites meteorológicos GOES 8 (figuras “a”), na região do espectro radiativo infravermelho, desde as 12 UTC do dia 01 de abril de 1996 até as 12 UTC do dia 03 de abril de 1996. Ao lado de cada imagem de satélite, pode-se acompanhar também a evolução dos campos de pressão em superfície gerados pelo modelo (figuras “b”) e abaixo dessas, os campos de vento horizontal a 1000 hPa e 850 hPa (figuras “c” e “d”, respectivamente).

Da análise dos campos citados acima, observa-se a partir das figuras geradas pelo modelo (7.c e 7.d), que esse simulou a presença de um anti-ciclone sobre o Oceano Atlântico (OA), que parece estar advectando umidade sobre o estado do RS do SCM que se encontra no Norte da Argentina, Paraguai e o Oeste de SC, o que parece estar de acordo com a imagem de satélite figura 7.a.

Observa-se também pela figura (7.a), que existe um SCM que se estende pelo Sul do Paraguai, Norte da Argentina e Oeste de SC. Através da simulação do campo de vento pelo modelo (figuras 7.c e 7.d), considera-se que principalmente em 850 hPa, há um transporte de umidade desse SCM para o Sul do RS e Uruguai.

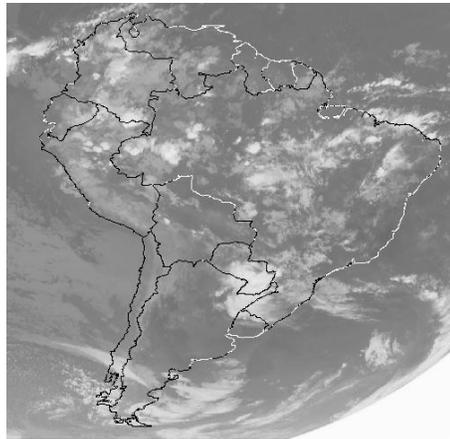
A figura 8.c mostra que as 18 UTC do dia 01 de abril, o campo de vento advecta umidade do OA para o litoral de SC e do RS, ocorrendo uma convergência apreciável do campo de vento, principalmente no Sul do Uruguai. Em 850 hPa, através da figura 8.d, observa-se um campo de vento do norte que se estende desde o Sul do Paraguai, Oeste do PR, até o Sul do Uruguai, advectando umidade do SCM, que se localiza mais intensamente, agora, no Oeste do RS e Norte do Uruguai, conforme mostra a figura 8.a.

As 00 UTC do dia 02 de abril, a figura 9.a mostra a dissipação do SCM, porém deixando muita nebulosidade no Sul do RS e no Nordeste do Uruguai, vê-se também a aproximação de um SCM na forma de vírgula ao Sudoeste do Uruguai, mais precisamente, na região central e Leste da Argentina. A simulação do campo de vento mostra que na superfície, a umidade do OA é advectada para o vento Norte no Oeste do RS e Uruguai, bem como uma convergência do campo de vento na fronteira do RS com SC.

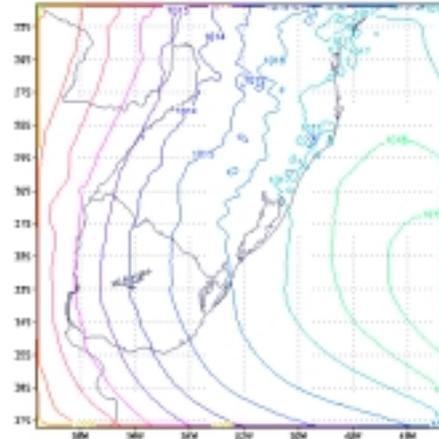
A figura 10.a, mostra que as 12 UTC do dia 02 de abril o Sul do RS e quase que completamente o Uruguai estão cobertos por este SCM. O campo de vento na superfície (figura 10.c), apresenta convergência a Oeste do RS (Sul do Paraguai e Nordeste da Argentina), bem como no Oeste do Uruguai. A figura 10.d, mostra que a direção do vento mudou para Noroeste e se intensificou em toda a extensão do RS principalmente na fronteira com SC, observa-se, também, um vórtice ciclônico no Leste da Argentina.

Na figura 11, observa-se o SCM em sua fase madura. Na figura 12.a, vê-se que o SCM se divide ao fixar um núcleo muito intenso, com nebulosidade cobrindo as regiões Sul e Oeste do RS e em quase todo o Uruguai. Já na figura 12.d observa-se a formação de um jato em baixos níveis se estendendo do Sul do Paraguai ao OA.

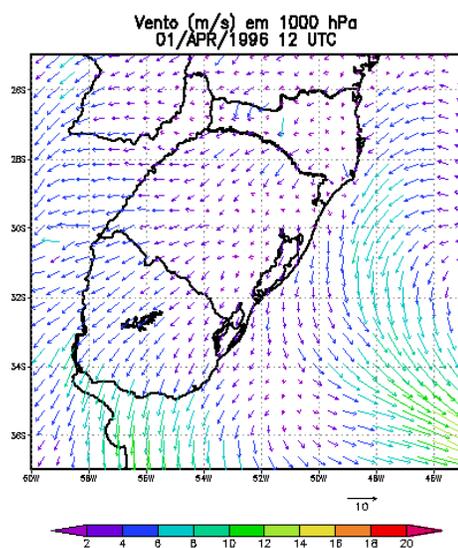
A figura 13 mostra o SCM em dissipação as 12 UTC do dia 03 de abril.



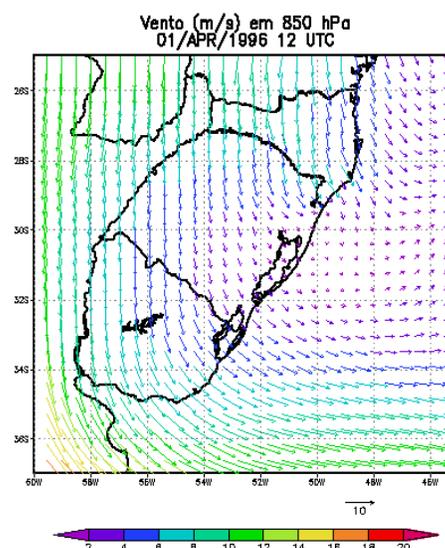
(a)



(b)

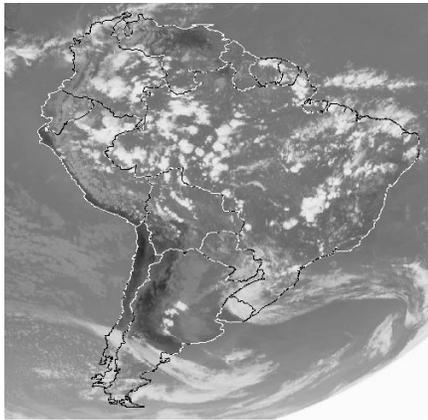


(c)

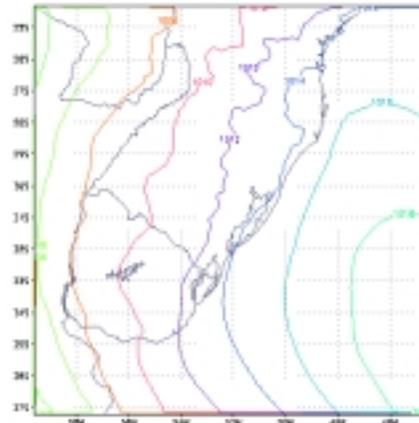


(d)

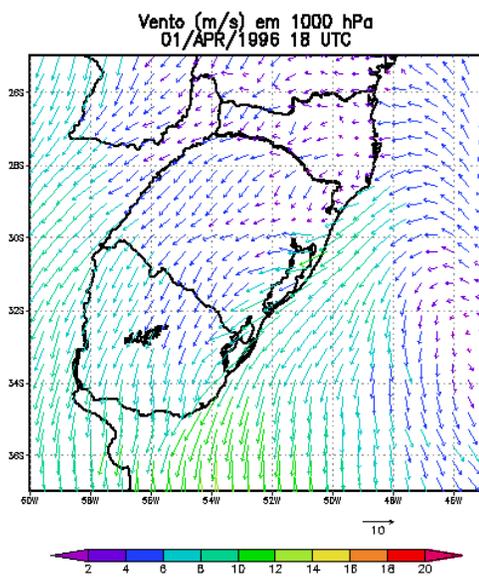
FIGURA 7: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 01 de abril de 1996 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hpa (d), respectivamente.



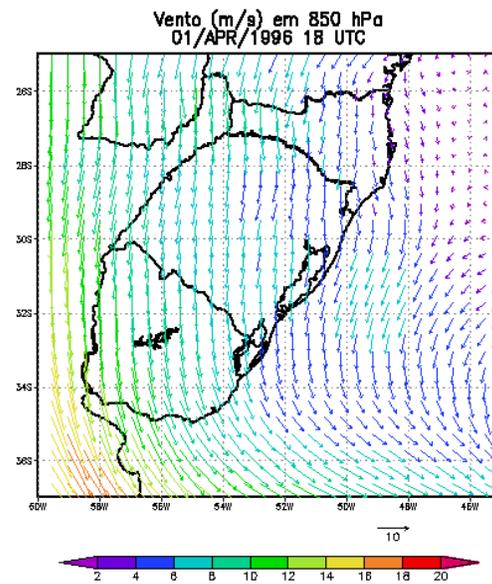
(a)



(b)



(c)



(d)

FIGURA 8: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 01 de abril de 1996 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.

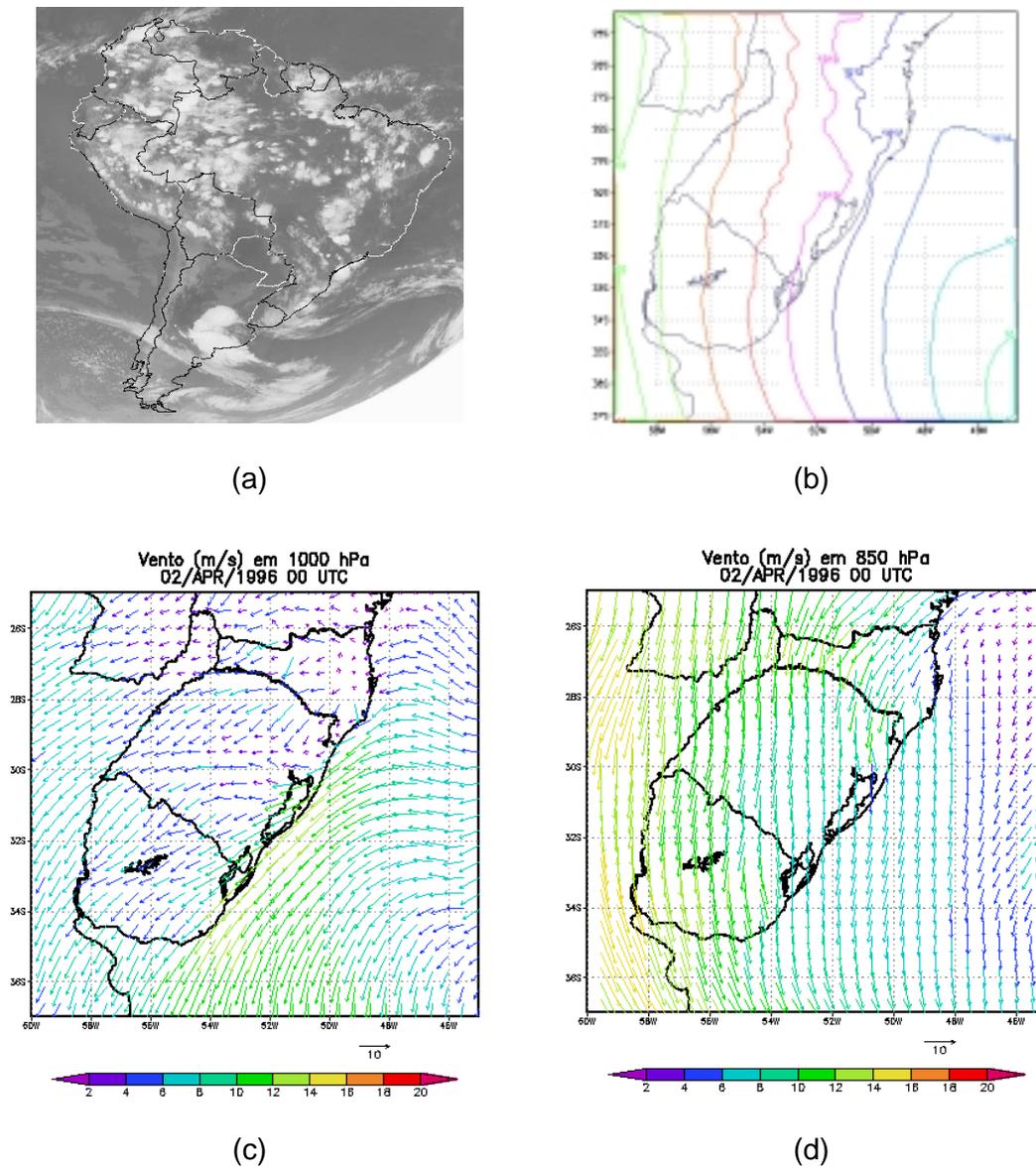
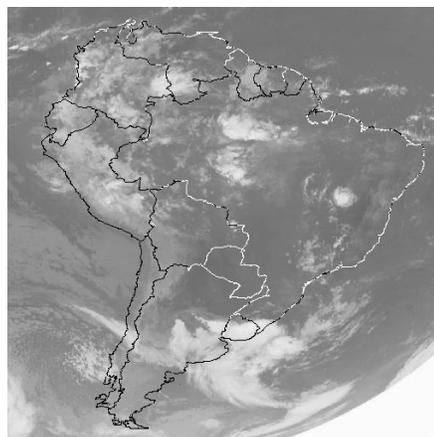
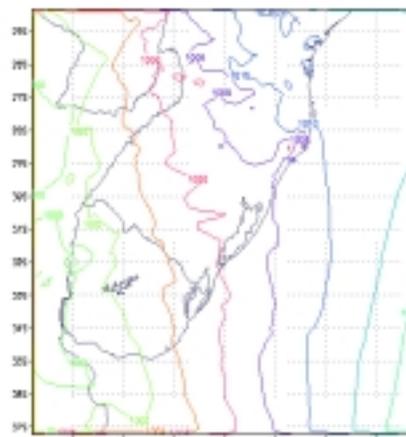


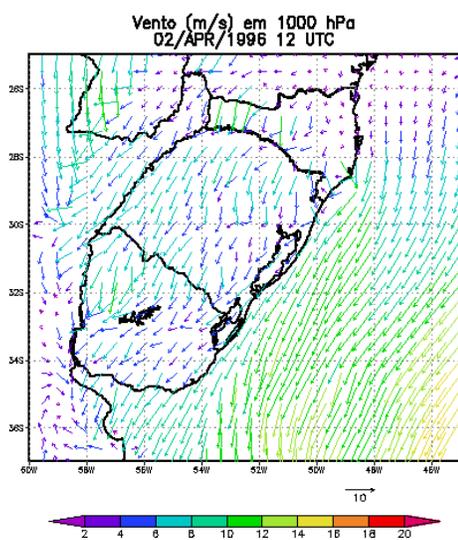
FIGURA 9: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 02 de abril de 1996 as 00 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



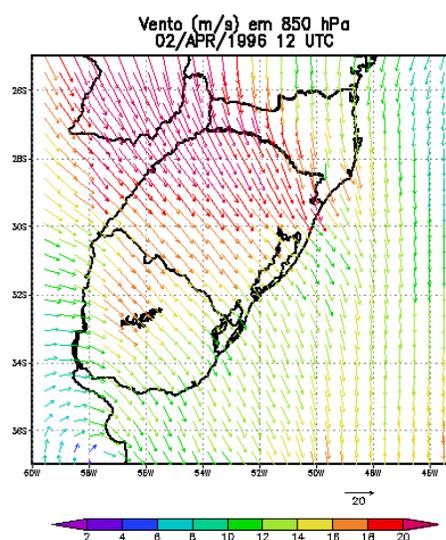
(a)



(b)

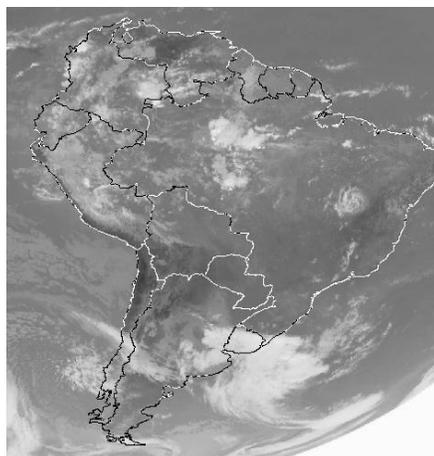


(c)

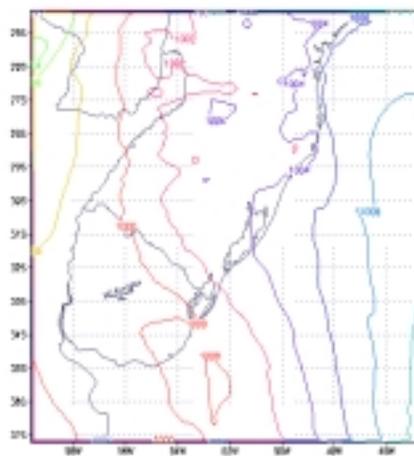


(d)

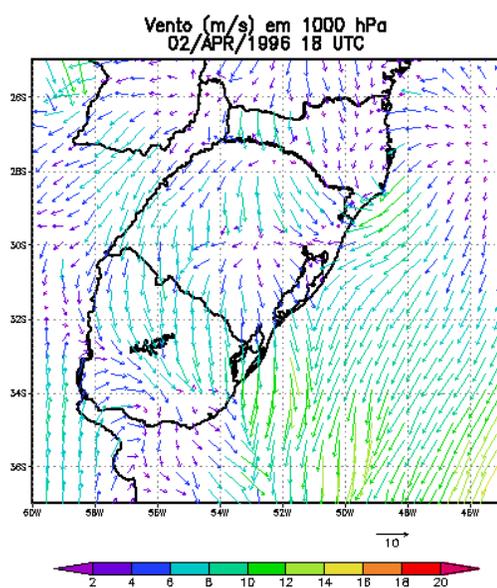
FIGURA 10: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 02 de abril de 1996 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



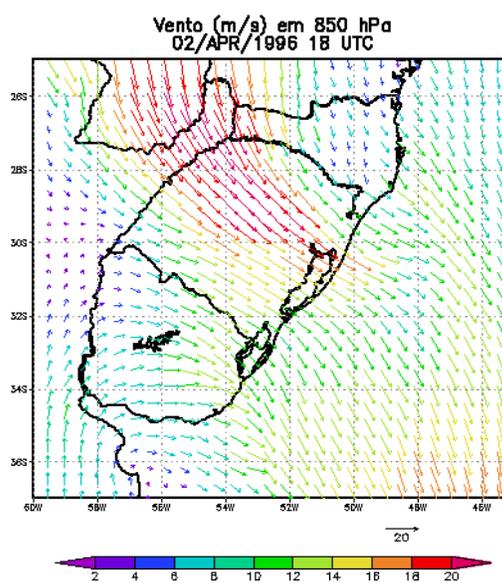
(a)



(b)

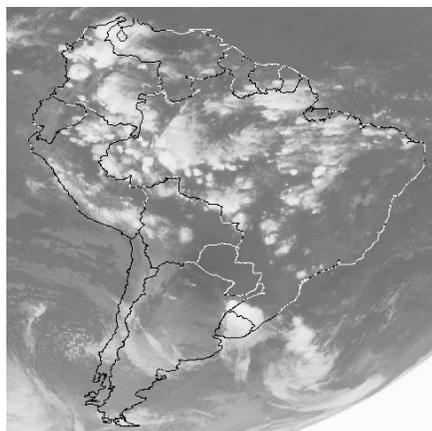


(c)

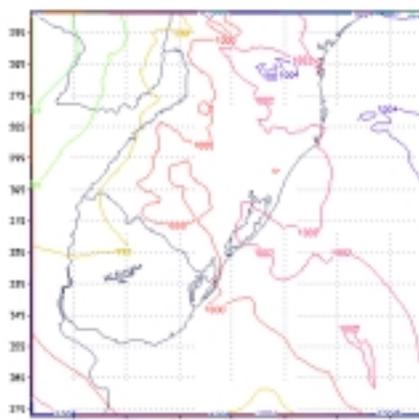


(d)

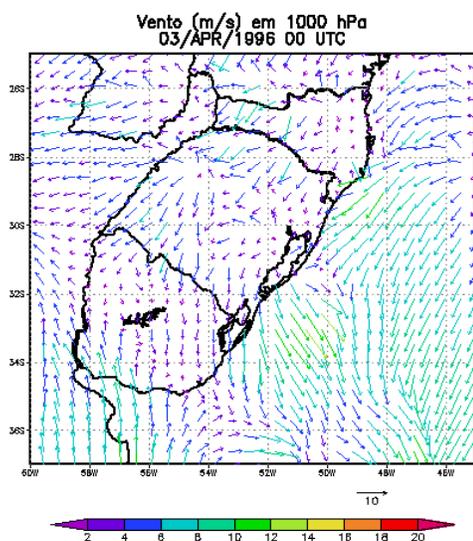
FIGURA 11: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 02 de abril de 1996 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



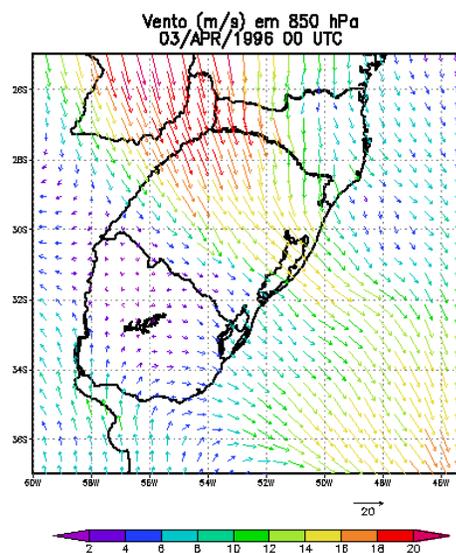
(a)



(b)



(c)



(d)

FIGURA 12: (a) Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 03 de abril de 1996 as 00 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.

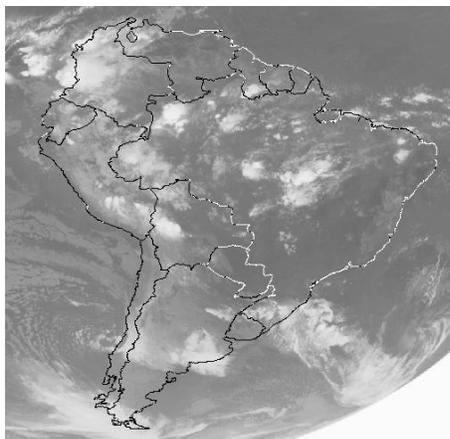


FIGURA 13: Imagem de satélite GOES 8, no canal infravermelho, do dia 03 de abril de 1996 as 12 UTC.

Os dados de precipitação convectiva e de pressão, observados nas estações meteorológicas em superfície de Santa Vitória do Palmar, Bagé, Rio Grande, Pelotas e Uruguaiiana, fornecidos pelo 8º Distrito de Meteorologia do INMET, são mostrados na tabela 8:

TABELA 8: Dados da precipitação (mm) em superfície coletados nos dias 01 e 02 de abril de 1996.

<b>Precipitação Observada (mm)</b>								
Estações	01 de abril				02 de abril			
	00 UTC	12 UTC	18 UTC	Total	00 UTC	12 UTC	18 UTC	Total
S. V. do Palmar	0	0	0	0	0	28,7	18,9	47,6
Bagé	0	0	0	0	0	24	45,4	69,4
Rio Grande	0	0	0	0	0	0,6	53,2	53,8
Pelotas	0	0	0	0	0	0,6	24,8	25,4
Uruguaiiana	0	0	0	0	0	32	40	72

Nas estações citadas acima verifica-se que não houve registro de chuvas no 01 de abril, porém no dia 02 de abril, foi observada a ocorrência de precipitação de intensidade média em todas as estações. Na estação de Uruguaiiana foi onde ocorreu o maior índice de chuva, local no qual chegou a acumular 72 mm.

Os dados de pressão observada em superfície para essas mesmas estações são apresentados na tabela 9:

TABELA 9: Dados de pressão (hPa) em superfície coletados nos dias 01 e 02 de abril de 1996.

<b>Pressão Observada (hPa)</b>							
	<b>01 de abril</b>			<b>02 de abril</b>			
<b>Estações</b>	<b>12 UTC</b>	<b>18 UTC</b>	<b>Média</b>	<b>00 UTC</b>	<b>12 UTC</b>	<b>18 UTC</b>	<b>Média</b>
<b>S. V. do Palmar</b>	1008,3	1005,4	1006,9	1004,3	1000	998	1000,8
<b>Bagé</b>	984,7	981,4	983,1	979,4	976	979	978,1
<b>Rio Grande</b>	1013,1	1010	1011,6	1008,8	1004,6	1005,2	1006,2
<b>Pelotas</b>	1015,2	1012,3	1013,8	1010,6	1006	1007	1007,9
<b>Uruguiana</b>	1005	1001,5	1003,3	989,6	1005,8	990,4	995,3

Na análise da variação da pressão atmosférica nessas estações, nota-se que realmente ocorreram as passagens de SCM registradas nas imagens de satélite para esses dois dias, de forma que no dia 01 de abril houve uma queda de pressão nas estações citadas, e no dia 02 de abril as pressões permaneceram baixas durante o dia e após as 18 UTC, voltaram a subir nas estações de Bagé, Rio Grande e Pelotas.

#### 4.1.1 Dados gerados pelo modelo

Os dados gerados pelo BRAMS, ao se utilizar a convergência de umidade do tipo Kuo, possibilitaram prever a ocorrência de chuvas em uma grande área do RS, envolvendo as estações analisadas nesse trabalho.

No processamento dos dados de previsão do tempo, foi possível fazer um prognóstico de muitas variáveis e principalmente da ocorrência de chuva convectiva e da precipitação total acumulada, tal como seu volume para os dias 01 e 02 de abril de 1996.

Para se tornar mais fácil a visualização das regiões onde o modelo gerou a ocorrência de chuva, serão apresentados a seguir, os campos de precipitação simulados pelo BRAMS:

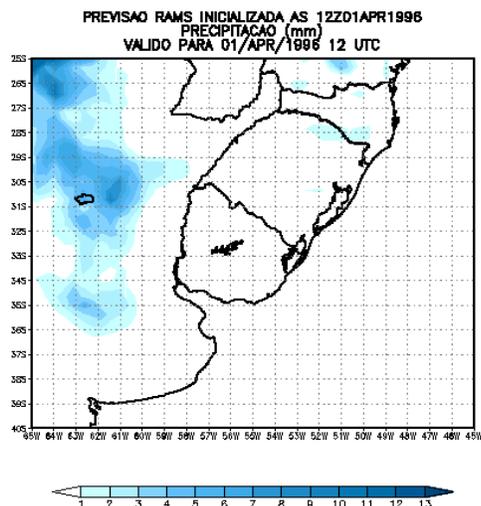


FIGURA 14: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 01 de abril de 1996 às 12 UTC.

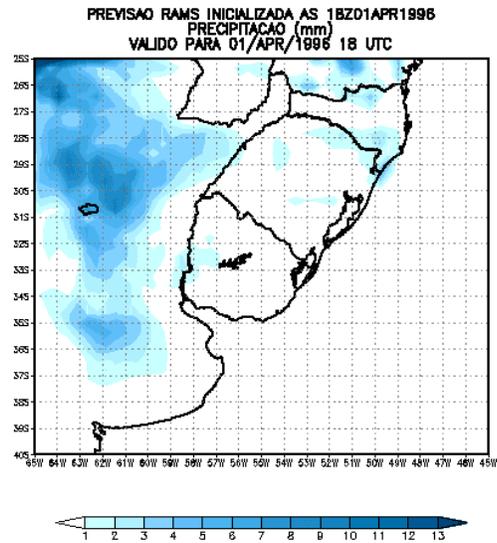


FIGURA 15: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 01 de abril de 1996 as 18 UTC.

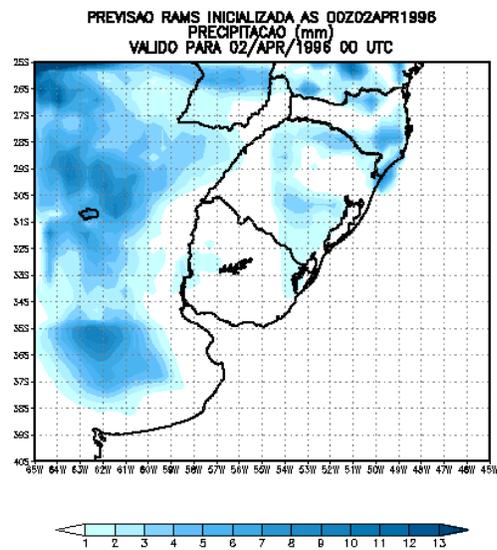


FIGURA 16: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 02 de abril de 1996 as 00 UTC.

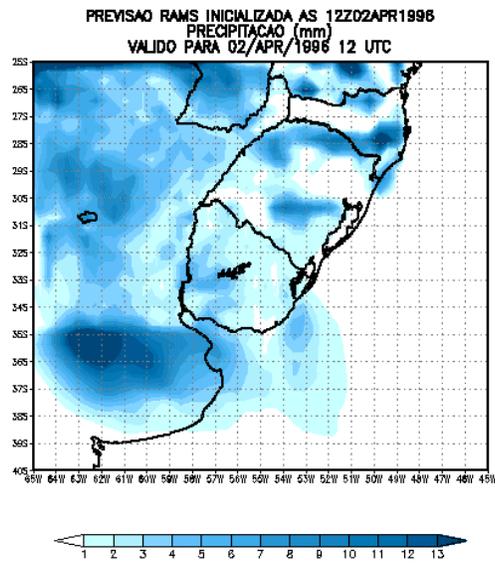


FIGURA 17: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 02 de abril de 1996 as 12 UTC.

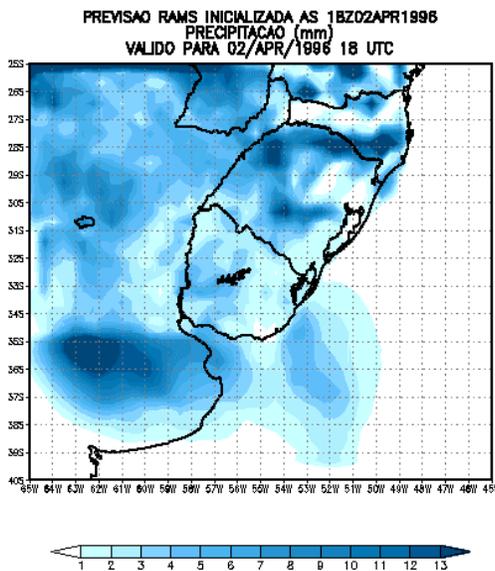


FIGURA 18: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 02 de abril de 1996 as 18 UTC.

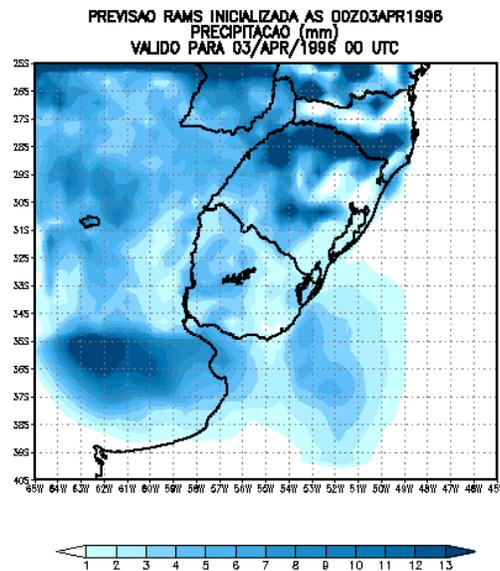


FIGURA 19: Campo de precipitação (mm), gerado pelo BRAMS para o dia 03 de abril de 1996 as 00 UTC.

Por meio da comparação entre os dados gerados pelo modelo com os dados observados, nota-se que o modelo previu pelo menos os locais nos quais ocorreram as precipitações (figuras 14 a 19). Mas os volumes de chuva não foram condizentes com os dados observados, como mostram as tabelas 10 e 11:

TABELA 10: Dados da precipitação (mm) gerados pelo BRAMS para os dias 01 de abril de 1996.

Precipitação Convectiva (mm)						
Estações	01 de abril de 1996					
	12 UTC		18 UTC		Total	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
S. V. do Palmar	0	0	0,1	0	0,1	0
Bagé	0	0	0,6	0	0,6	0
Rio Grande	0	0	0	0	0	0
Pelotas	0	0	0,6	0	0,6	0
Uruguiana	0	0	0,3	0	0,3	0

Na tabela 10, verifica-se que não foi observada a ocorrência de chuvas nas estações estudadas, porém o modelo gerou valores pequenos de precipitação, mas superiores a zero mm, em todas as cidades, com exceção de Rio Grande, as 18 UTC.

Para o dia 02 de abril os valores registrados são mostrados na tabela 11:

TABELA 11: Dados da precipitação (mm) em superfície coletados nos dias 02 de abril de 1996.

Precipitação (mm)										
02 de abril de 1996									03 de abril	
Estações	00 UTC		12 UTC		18 UTC		Total		00 UTC	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
S. V. do Palmar	0,8	0	0,8	28,7	1,4	18,9	3	47,6	0,9	3,9
Bagé	1,6	0	0,6	24	9,6	45,4	11,8	69,4	2,4	9,6
Rio Grande	0,4	0	0	0,6	1,6	53,2	2	53,8	0,9	2
Pelotas	1,5	0	0,6	0,6	0,6	24,8	2,7	25,4	1,1	3,2
Uruguiana	0	0	1,6	32	1,7	40	3,3	72	0,5	1

Ao se analisar a tabela acima, observa-se que para o dia 02 de abril, o volume da precipitação simulada mostrou-se bem inferior ao observado em superfície.

Esse resultado já era de se esperar, porque segundo alguns pesquisadores como Krishnamurti et al. (1976); Anthes (1977), e Molinari (1982), que trabalham na área de modelagem numérica para a previsão do tempo, afirmam que o modelo de Kuo para a convergência de umidade, geralmente subestima a quantidade de precipitação convectiva. No entanto, em nenhuma bibliografia foi encontrada uma justificativa que pudesse explicar essa deficiência do modelo.

Por outro lado, cabe salientar que os campos de precipitação gerados pelo modelo parecem estar de acordo com o que foi observado, pois para o dia 01 de abril, o modelo gerou poucos núcleos de precipitação sobre o RS. Já no dia 02 esses núcleos apresentaram-se mais distribuídos, cobrindo quase todo o estado, o que concorda com as imagens de satélite (figuras 10a a 12a), e com o registro de chuva observada para esse dia nas estações.

Uma possível explicação para o resultado encontrado deve-se ao fato de que, quando se faz uma simulação através de um modelo matemático, na realidade está se gerando uma média da precipitação em uma dada região e esse valor médio é comparado com o volume registrado em um ponto, ou seja, o volume da precipitação registrada na estação meteorológica.

Por isso muitas vezes não se encontra um valor exato, pois a precipitação pode variar pontualmente, de forma que em um ponto próximo àquela estação o volume da precipitação pode ser maior ou menor ao observado.

Com o objetivo de se medir a eficiência do modelo nos períodos em foram registradas precipitações, foi feita uma análise estatística através do cálculo do coeficiente de correlação, conforme a figura 20:

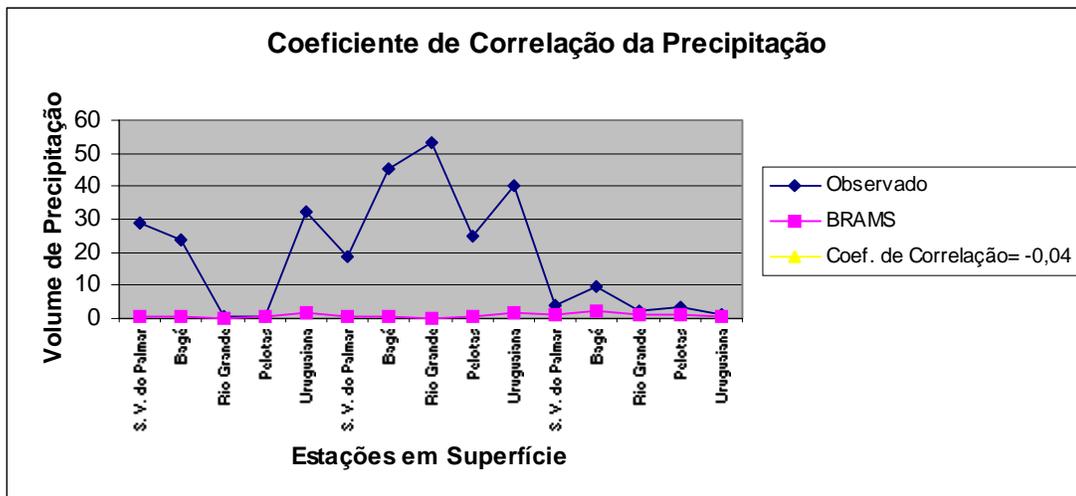


FIGURA 20: Coeficiente de correlação da precipitação, gerado a partir dos horários em que houve registro de precipitação nas estações meteorológicas.

O gráfico acima foi gerado a partir das 12 UTC do dia 02 de abril de 1996 até as 00 UTC do dia 03 de abril, ou seja, horários em que foram registrados volumes de precipitação nas estações.

Observa-se a partir desse gráfico, que o modelo não foi eficiente na simulação da precipitação convectiva, pois a correlação encontrada entre os dados observados e os simulados foi de 0,16%, para esse caso.

O sinal negativo indica uma correlação invertida, de forma que em alguns períodos em que foram registrados aumentos nos volumes da precipitação nas estações, o modelo simulou um decréscimo dessa, e vice-versa. O que mostra a não coerência da variação dessa grandeza simulada com a observada.

#### 4.1.2 Comparação entre os dados de precipitação gerados pelo modelo hidrostático utilizado por Almeida (2001) e o modelo não hidrostático BRAMS

Os valores das precipitações geradas pelos dois modelos serão comparados com os dados observados em superfície, conforme a tabela 12:

TABELA 12: Dados gerados pelos modelos e os dados observados em superfície.

Precipitação Convectiva Total (mm)						
Estação	01 de abril de 1996			02 de abril de 1996		
	BRAMS	Hidrostático	Obs	BRAMS	Hidrostático	Obs
S. V. do Palmar	0,1	0	0	3	2,1	47,6
Bagé	0,6	0	0	11,8	20,94	69,4
Pelotas	0,6	0	0	2,7	23,5	25,4
Uruguaiana	0,3	0	0	3,3	50,5	72

Ao se comparar os dados gerados pelo BRAMS, com os dados simulados no modelo hidrostático utilizado na dissertação de Almeida (2001), observa-se que a ocorrência de chuva foi prevista por ambos os modelos. A diferença encontrada entre eles, é devida aos volumes de água precipitada, os quais não corresponderam aos dados observados em superfície.

Dessa forma, os modelos mostram que quanto à previsão da quantidade de chuva, eles não possuem a mesma confiabilidade que obtiveram em relação à ocorrência desta. Visto que as quantidades de água precipitada no dia 02 de abril (período em que ocorreu precipitação de média intensidade), foram subestimadas ao compará-las com os dados observados.

Os resultados gerados pelo modelo hidrostático mostraram que, as quantidades de chuvas previstas são menores do que àquelas efetivamente observadas em superfície, porém, mais próximas a estas do que as resultadas nos resultados obtidos pelo modelo BRAMS (não hidrostático).

Para ficar mais claro o quanto o modelo hidrostático foi mais eficiente que o modelo BRAMS, foi feita uma análise estatística do coeficiente de correlação dos volumes totais diários da precipitação, para os dias 01 e 02 de abril de 1996, em relação ao volume observado, conforme a figura 21.

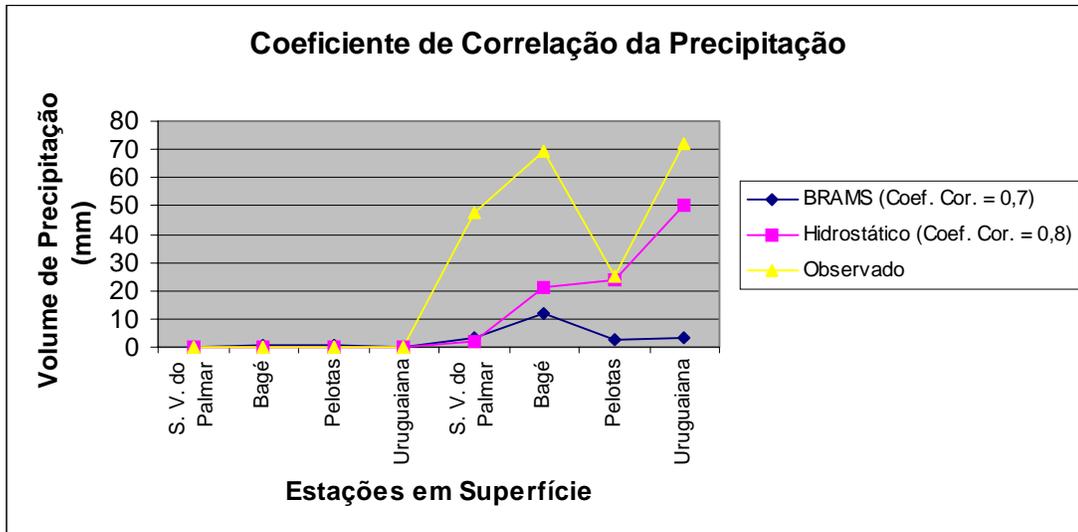


FIGURA 21: Coeficiente de correlação do volume de precipitação total, gerado pelos modelos BRAMS e Hidrostático, em relação ao volume observado nas estações em superfície, estimado para os dias 01 e 02 de abril de 1996.

A partir da figura 21, pode-se observar que o modelo hidrostático foi 15% mais eficiente do que o modelo BRAMS, em relação à variação do volume de precipitação observada, pois este foi coerente em 64 % com os dados simulados e para o modelo BRAMS essa coerência foi de 49 %.

Essa diferença encontrada entre os dois modelos, pode ter sido causada porque no modelo utilizado por Almeida (2001), foi atribuído valor zero ao parâmetro  $b$  do esquema de Kuo, ou seja, toda a água condensada precipita. Já esse parâmetro no modelo BRAMS foi calculado conforme Tremback (1990), de forma que  $b$ , tem valor diferente de zero, ou seja, a água que condensa na nuvem, parte precipita e outra fica armazenada umedecendo a coluna.

#### 4.1.3 Comparação entre os dados de pressão gerados pelo BRAMS e os dados observados em superfície

A seguir serão mostradas as tabelas dos dados de pressão gerados pelo modelo BRAMS para os dias 01 e 02 de abril de 1996:

TABELA 13: Comparação entre os dados da pressão gerada pelo BRAMS e a observada em superfície para o dia 01/04/1996.

Pressão a 1000 hPa						
01 de abril de 1996						
Estações	12 UTC		18 UTC		Média	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
S. V. do Palmar	1021,8	1008,3	1024,8	1005,4	1023,3	1006,9
Bagé	1021,3	984,7	1024,3	981,4	1022,8	983,1
Rio Grande	1021,8	1013,1	1024,8	1010	1023,3	1011,6
Pelotas	1021,6	1015,2	1024,3	1012,3	1023,0	1013,8
Uruguaiana	1017,8	1005	1014,9	1001,5	1016,4	1003,3

Como mostra a tabela 13, ao se comparar os campos gerados pelo BRAMS com os dados observados em superfície, nota-se que para o dia 01 de abril a pressão permaneceu acima dos valores observados em superfície.

TABELA 14: Dados de pressão gerados pelo BRAMS para o dia 02/04/1996 e 3/04 as 00 UTC.

Precipitação (mm)										
Estações	02 de abril de 1996								03 de abril	
	00 UTC		12 UTC		18 UTC		Média		00 UTC	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
S. V. do Palmar	1024	1004,3	1010	1000	1004	998	1012,7	1000,8	1002	1000,8
Bagé	1024	979,4	1011	976	1006,5	979	1013,8	978,1	1003	979,1
Rio Grande	1025	1008,8	1010,7	1020	1004,8	1019,1	1013,5	1016	1001,7	1018,4
Pelotas	1025	1010,6	1011	1006	1005	1007	1013,7	1007,9	1002	1008,3
Uruguaiana	1014,2	989,6	1015,7	1005,8	1012,5	990,4	1014,1	995,3	1012,1	987,1

Entre os dias 01 e 02 nota-se um acentuado decréscimo tanto na pressão simulada quanto na observada. Para o dia 02 de abril, os dados gerados também foram maiores do que os observados, porém esses valores continuaram diminuindo, de acordo com a variação observada, no decorrer do período. Isso

correspondeu a um resultado satisfatório, para os dados simulados, porque foi no dia em que foi registrada precipitação nas estações analisadas.

A eficiência do modelo na simulação da variação da pressão, fica melhor representada a partir do gráfico do coeficiente de correlação, conforme a figura 22:

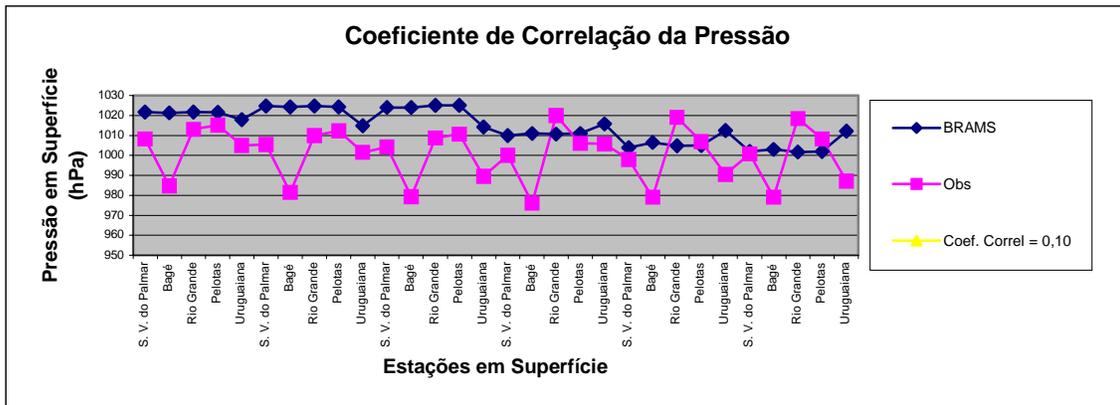


FIGURA 22: Gráfico do coeficiente de correlação da pressão em superfície, para os dias 01 as 12 e 18 UTC e as 00 UTC, 12 UTC e 18 UTC do dia 02 de abril de 1996, respectivamente.

A partir do gráfico acima, observa-se que a coerência entre a variação dos dados simulados e os observados e os de pressão em superfície foi insignificante, ou seja, houve uma correlação de apenas 1 %, entre os dados gerados pelo modelo e os observados, de forma que nos períodos em que a pressão diminuiu ou aumentou o modelo não simulou coerentemente essa variação.

#### 4.1.4 Índices importantes da Termodinâmica para a previsão do tempo

Como discutido no capítulo 3, neste capítulo são analisados os comportamentos dos índices de instabilidade  $K$  e Total-Totals ( $TT$ ). Essa análise tem por objetivo verificar se o modelo previu o potencial atmosférico para o desenvolvimento de SCM e de tempestades nas regiões analisadas nesse estudo.

##### 4.1.4.1 Índice $K$

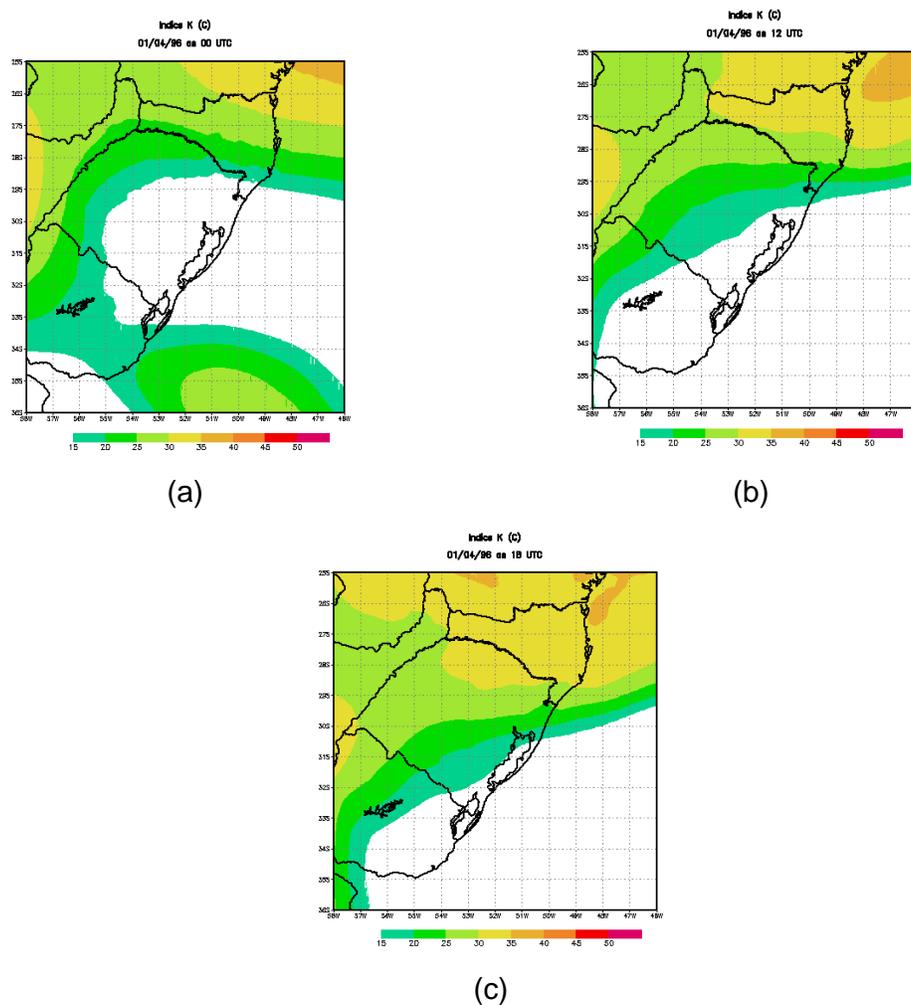


FIGURA 23: Gráficos do índice  $K$  para o dia 01/04/96 às 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).

Como visto nas imagens de satélite (figuras 7 a 9), a partir do dia 01/04/96 as 12 UTC observa-se a formação de nebulosidade sobre o RS, devido a aproximação de uma área de instabilidade vinda da Argentina. Por meio da comparação dessa informação com os gráficos do índice  $K$ , observa-se que a partir do norte do estado, o modelo simulou valores para o índice crítico  $K$  entre 25 e 30 °C. Isso indica que é possível a formação de Cb muito esparsas (tabela 04), ao longo do período, essa área de instabilidade que começa a se aproximar do sul do estado, de acordo com as imagens de satélite.

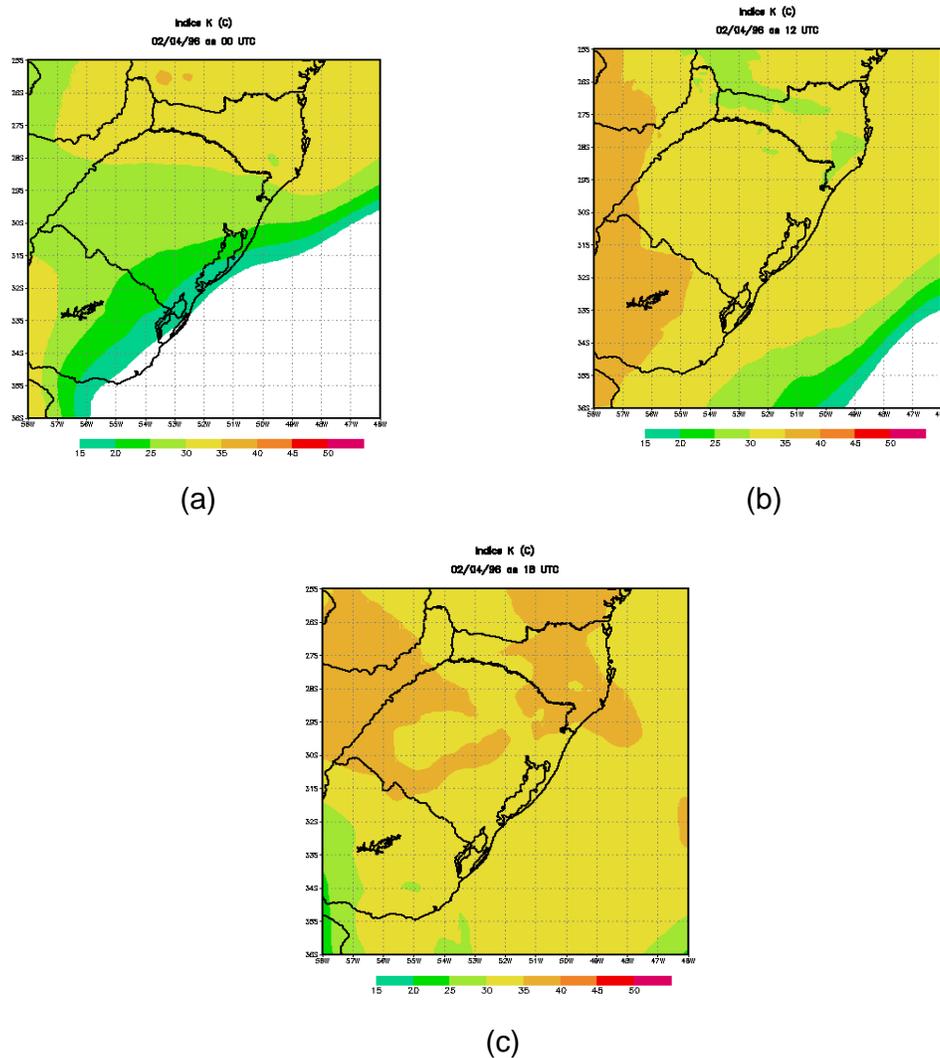


FIGURA 24: Gráficos do índice  $k$  para o dia 02/04/96 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).

Para o dia 02 de abril, observou-se precipitação em todas as cidades analisadas, e o modelo simulou valores críticos para o índice  $K$ , entre 30 °C e 35 °C, indicando a formação de Cb esparsos sobre o estado do RS.

Conforme Henry (1987) apud Nascimento (2005), considerar valores de  $K$  superiores a 30 °C, indica que esses já possuem alto potencial para a ocorrência de tempestades e acima de 40 °C representa potencial extremo para a ocorrência de tempestades. Dessa forma, o modelo simulou bem os valores para essa variável, concordando com os dados observados, principalmente para a região de Uruguiana, onde nota-se que o valor simulado chegou próximo a 40 °C, onde choveu 72 mm.

#### 4.1.4.2 Índice Total-Totals ( $TT$ )

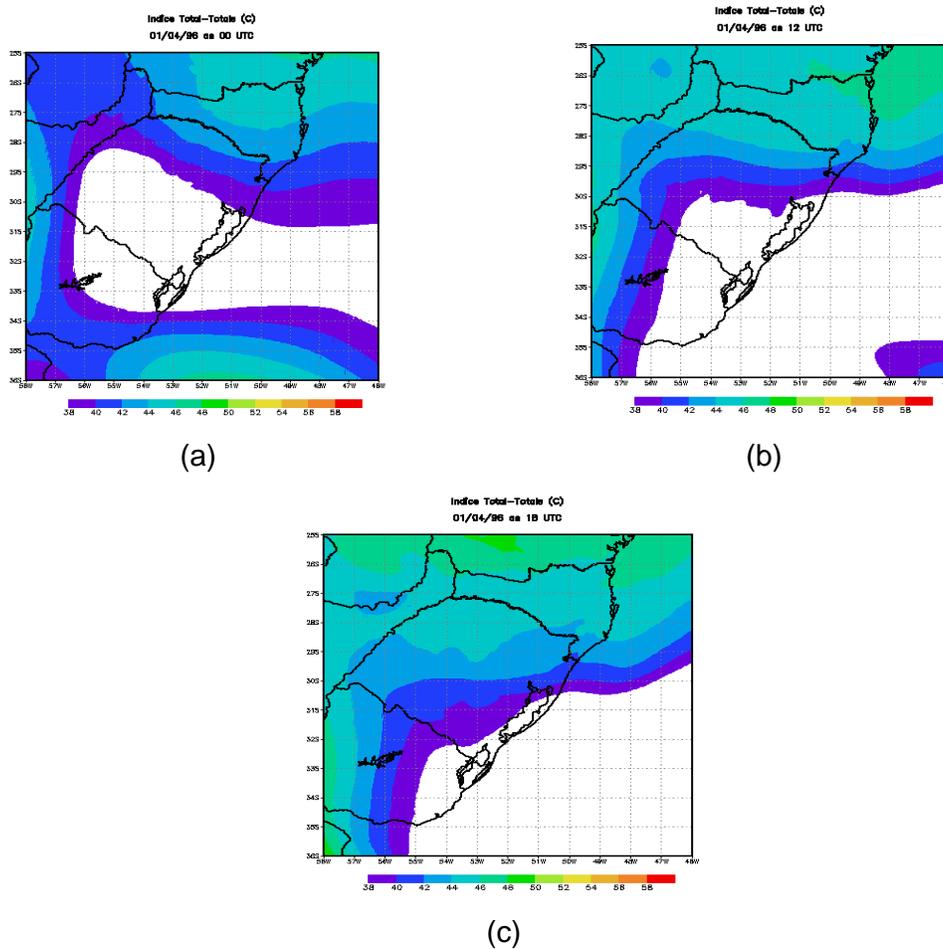


FIGURA 25: Gráficos do índice  $TT$  para o dia 01/04/96 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).

Para o dia 01/04/96, o modelo simulou valores menores do que 38 °C para o índice crítico  $TT$ , o que indica tempo estável (tabela 5), esse valor concorda com o observado, de forma que não foi registrada a ocorrência de chuva na região.

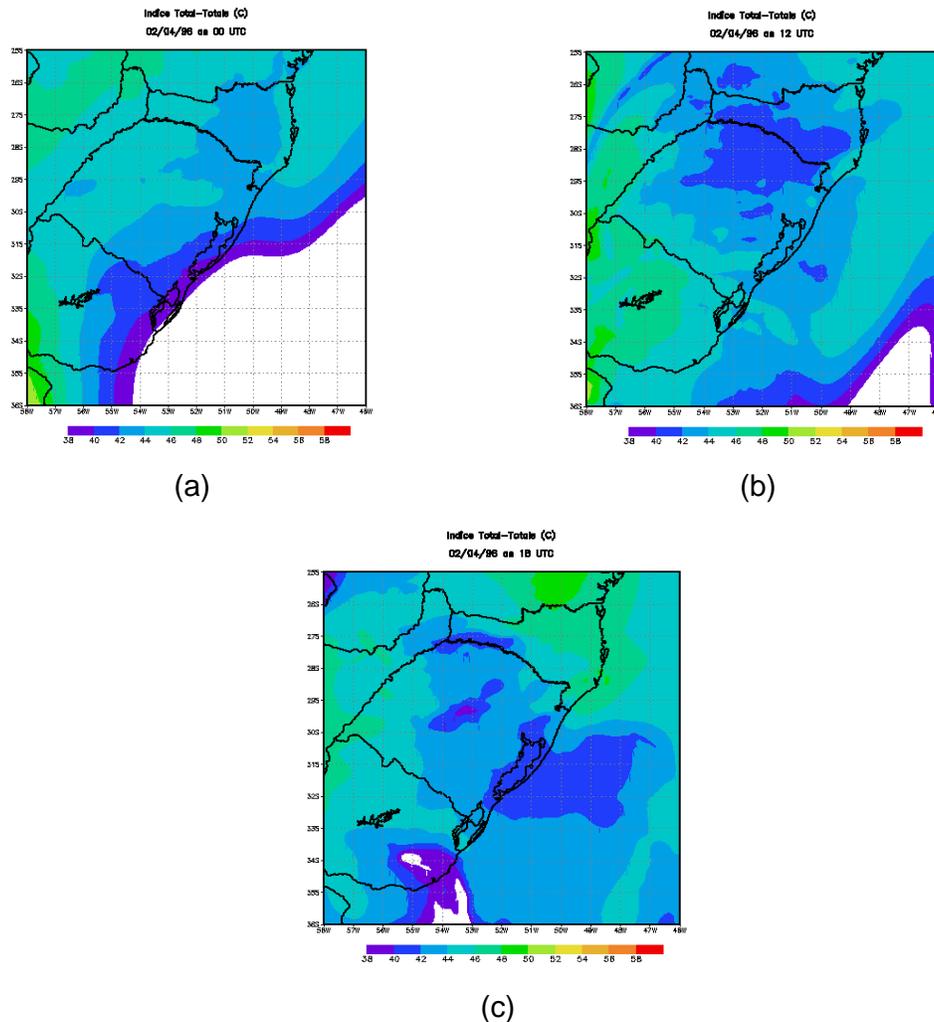


FIGURA 26: Gráficos do índice  $TT$  para o dia 02/04/96 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).

Para o dia 02 de abril, observou-se a ocorrência de chuva nas estações selecionadas e, para esse dia o modelo gerou para o índice crítico  $TT$ , valores superiores a 44 °C, indicando a possível ocorrência de tempestades esparsas, conforme Nascimento (2005). Dessa forma esses valores simulados, foram compatíveis com o desenvolvimento de tempestades na região analisada nesse estudo.

## **4.2 Estudo do caso 2**

Os eventos do caso 2 foram acompanhados, através das imagens do satélite meteorológico GOES 12, na região do espectro radiativo infravermelho, desde as 12 UTC do 26 de março de 2004 até as 12 UTC do dia 28 de março de 2004, horário em que o sistema perdeu intensidade.

Nesse caso, pode-se verificar pelas imagens de satélite que um sistema extratropical, típico para os meses de março, evoluiu para um sistema tipo nuvem-vírgula, sobre o Oceano Atlântico, ganhou força e se deslocou para o continente para o Litoral Sul de Santa Catarina e Litoral Norte do Rio Grande do Sul, mais precisamente na cidade de Torres (figuras 27 a 33).

Segundo Menezes (2004), esse sistema de baixa pressão provocou ventos fortes nessas regiões e, altas taxas de precipitação na região costeira, causando muitos estragos e até algumas mortes nas cidades por onde passou. A esse SCM deu-se o nome de “Ciclone Catarina”.

As imagens de satélite mostram que esse sistema começou a perder intensidade ao chegar ao continente após as 00 UTC do dia 28 de março (figura 32). A figura 33 mostra que as 12 UTC do dia 28 de março ele já estava bem disperso, sobre os Litorais de SC e RS.

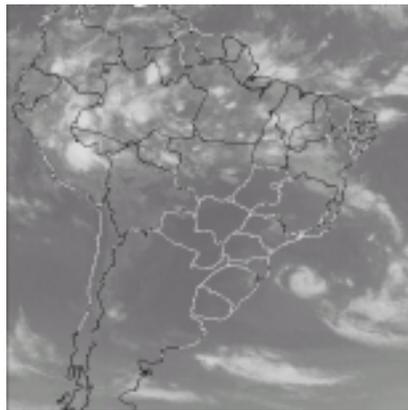
As figuras de 27b a 33b, que representam o campo de pressão a 1000 hPa, mostram que em quase todo o período considerado, estavam presentes um ciclone localizado no OA a Leste do litoral de SC e um anticiclone, também, localizado no OA, mais ao Sul, a Leste do Uruguai. E que enquanto o anticiclone diminui de intensidade e permanece praticamente estacionário, o centro do ciclone se intensifica e se aproxima do litoral Sul de SC até atingi-lo no dia 27 de março (ver figura 32b).

Sobre os campos de velocidade horizontal observa-se pelas figuras (27c,d a 33c,d), que o modelo simulou de forma coerente com os campos de pressão gerados em superfície (figuras 27b a 33b), o escoamento desses campos, advectando umidade do OA em direção ao continente.

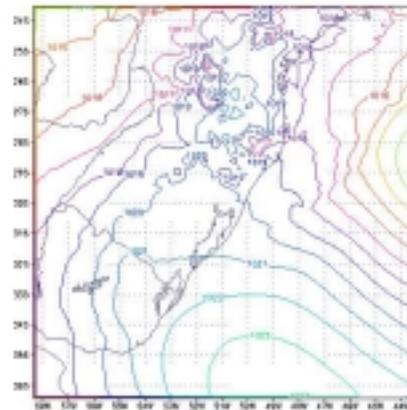
O modelo gerou também os campos de vorticidade do ciclone, acompanhando o centro de baixa pressão (figuras 30.b a 33.b), registrando a intensidade média dos ventos acima de 7 m/s e, com um núcleo máximo sobre o

Oceano que chega a alcançar 14,4 m/s no dia 28 de março as 12 UTC (figura 33 d).

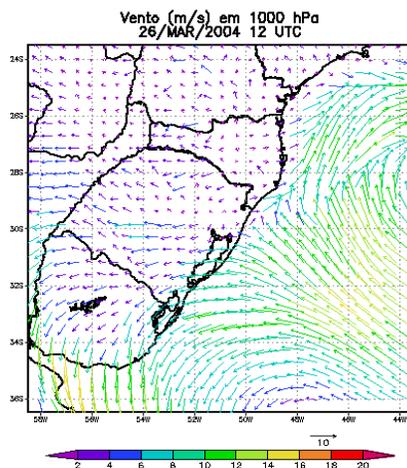
Conforme a defesa civil, as rajadas dos ventos observados, causados pelo Ciclone Catarina atingiram 150 km/h. Dessa forma podemos constatar que o modelo subestimou a intensidade dos campos de velocidade, pois a magnitude dos ventos gerados não ultrapassou a 60 km/h. Das bibliografias citadas nesse trabalho, em nenhuma foi encontrada uma justificativa do porquê o modelo subestimar a magnitude dos ventos.



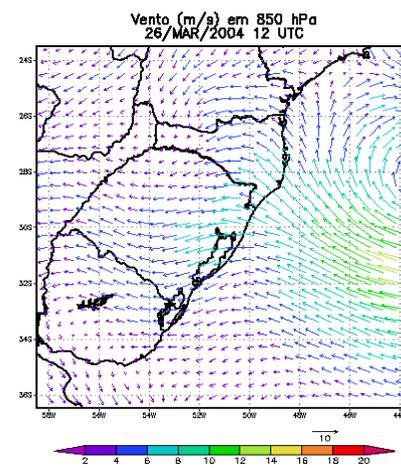
(a)



(b)

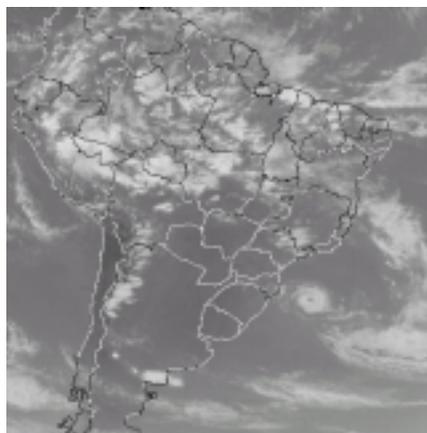


(c)

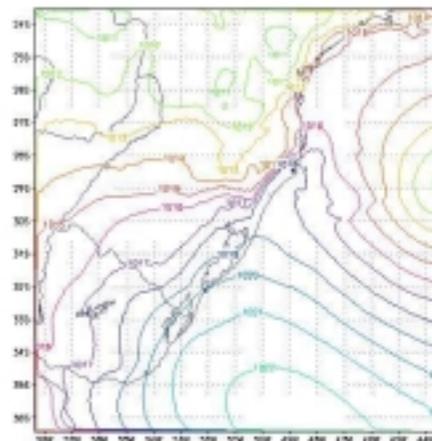


(d)

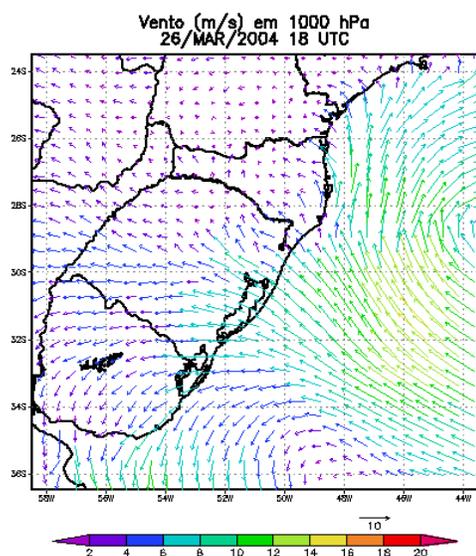
FIGURA 27: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 26 de março de 2004 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulado a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



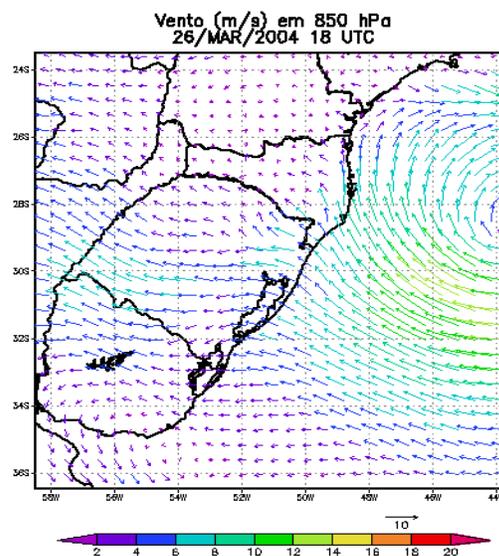
(a)



(b)

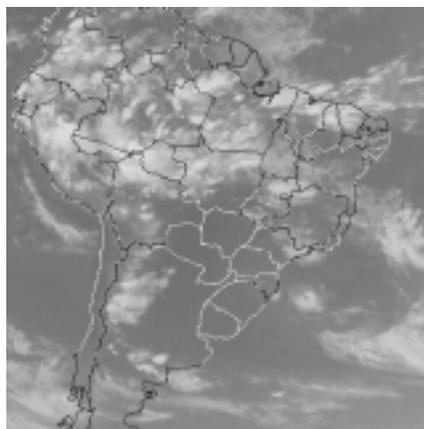


(c)

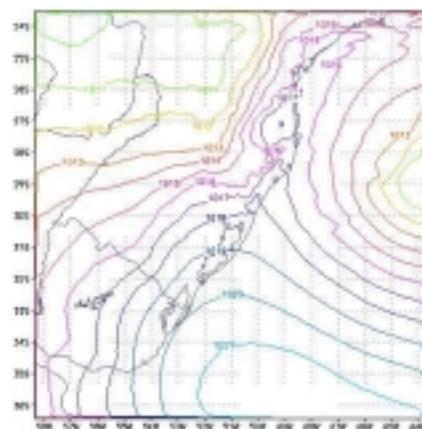


(d)

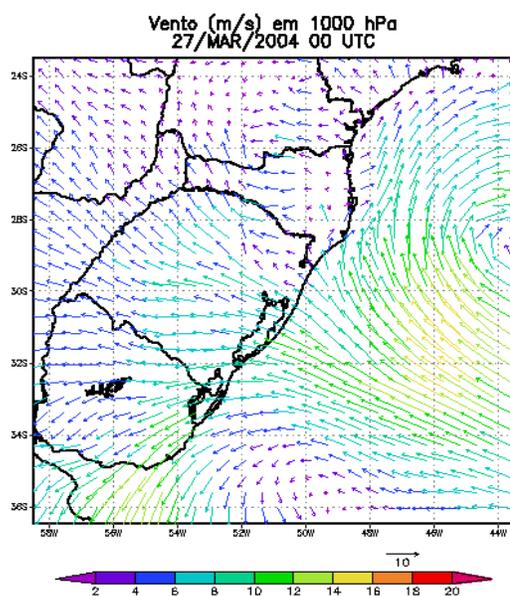
FIGURA 28: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 26 de março de 2004 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulado a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



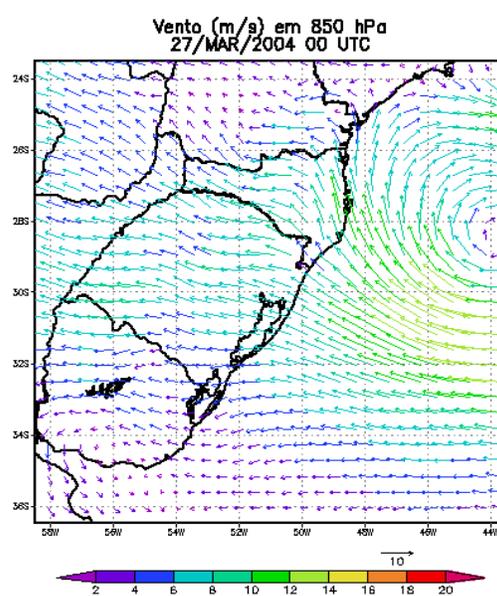
(a)



(b)

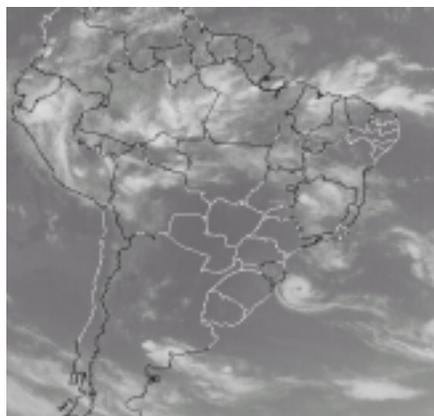


(c)

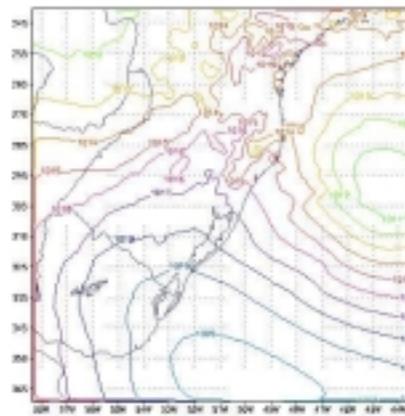


(d)

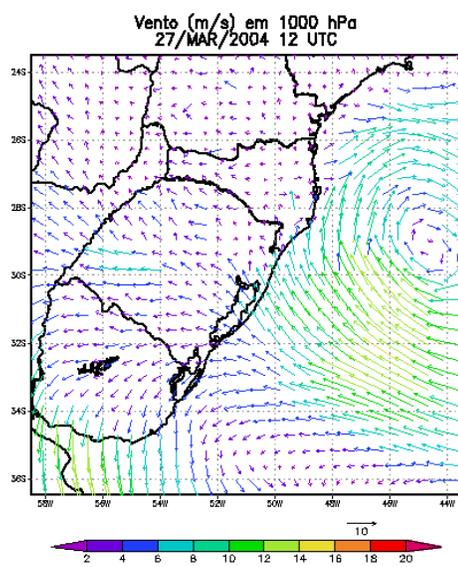
FIGURA 29: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 27 de março de 2004 as 00 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulado a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



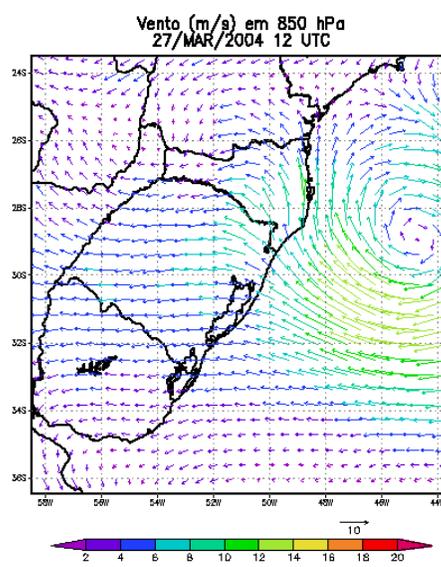
(a)



(b)

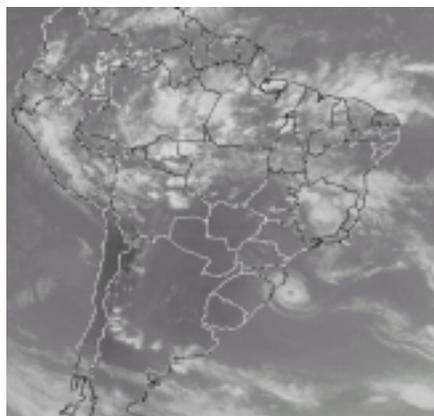


(c)

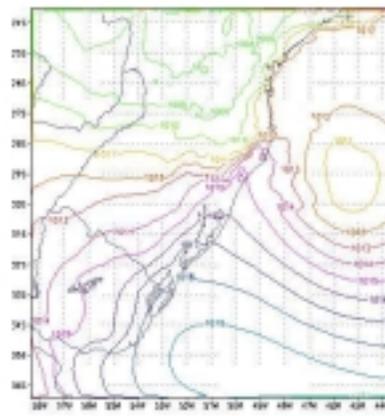


(d)

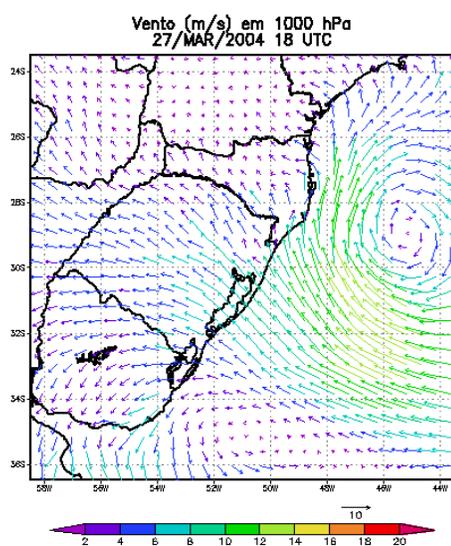
FIGURA 30: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 27 de março de 2004 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



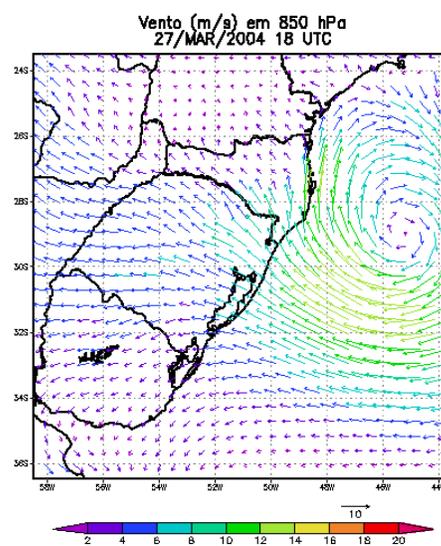
(a)



(b)

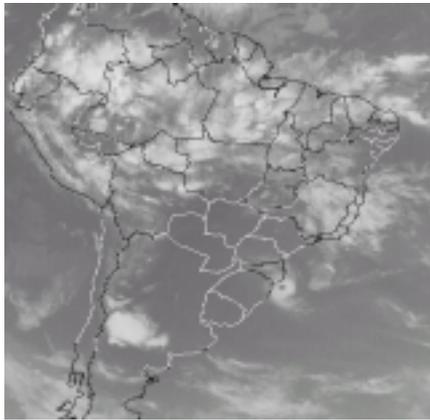


(c)

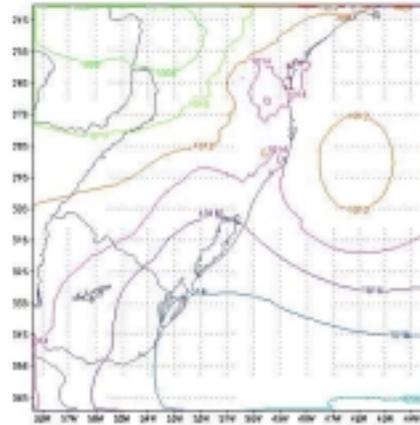


(d)

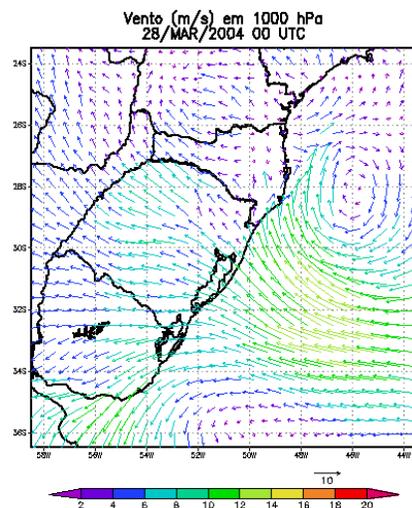
FIGURA 31: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 27 de março de 2004 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



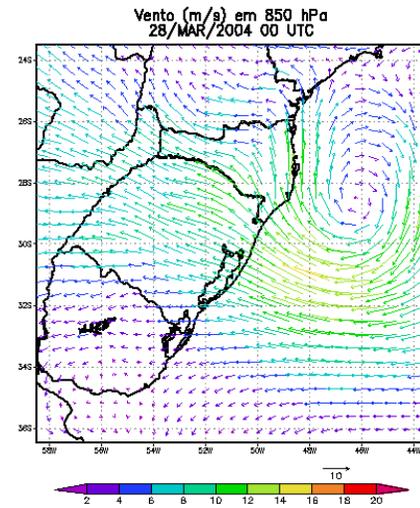
(a)



(b)

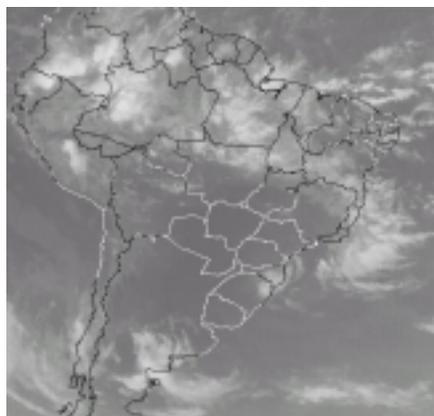


(c)

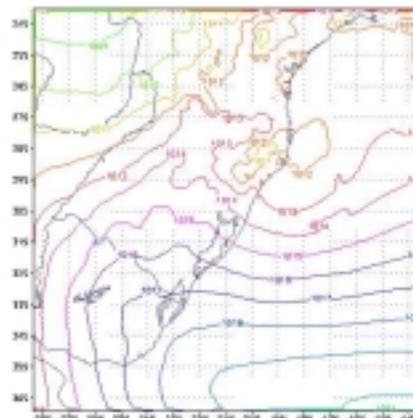


(d)

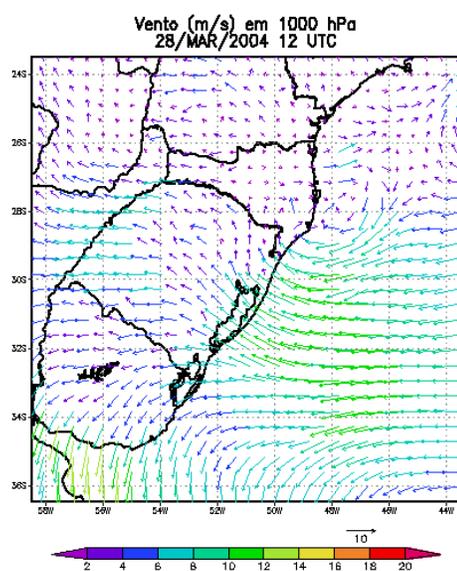
FIGURA 32: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 28 de março de 2004 as 00 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



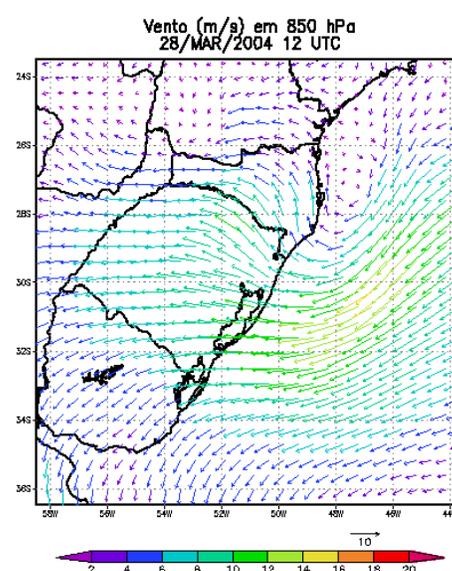
(a)



(b)



(c)



(d)

FIGURA 33: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 28 de março de 2004 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.

Os dados observados nas estações meteorológicas de superfície de Urussanga (SC), Florianópolis (SC), e Torres (RS), foram fornecidos pelo 8º Distrito de Meteorologia do INMET e, os dados de precipitação total diária das estações de Araranguá (SC) e Sombrio (SC), estavam disponíveis publicamente na internet pelo endereço: <http://hidroweb.ana.gov.br>.

TABELA 15: Dados de precipitação em superfície observados entre os dias 26 a 28 de março de 2004.

Precipitação (mm)										
Estações	26/3/2004			27/3/2004				28/3/2004		
	12 UTC	18 UTC	Total	00 UTC	12 UTC	18 UTC	Total	00 UTC	12 UTC	Total
Torres	0	0	0	0	11	0,3	11,3	3,1	57,4	60,5
Urussanga	0	0	0	0	0	0	0	0,2	70,3	70,5
Florianópolis	0	0	0	0	2,3	0,1	2,4	2,6	2,3	4,9
Araranguá			0				7			76
Sombrio	Não há dados		0	Não há dados			0	Não há dados		55,1

Observa-se pela tabela 15, que para o dia 28/03 de 00 UTC as 12 UTC, na estação de Urussanga (SC), a precipitação chegou a acumular 70,5 mm e em Torres 60,5 mm. Nas estações de Araranguá e Sombrio, somente os dados diários de precipitação, estavam disponíveis na home page citada acima, por isso não se pôde analisá-los nos períodos das 0, 12 e 18 UTC.

Segundo os dados de superfície do INMET, a pressão entre os dias 26 as 12 UTC a 28 de março de 2004 as 12 UTC, diminuiu durante todo o período. As cidades de Urussanga, Araranguá e Sombrio não puderam ser analisadas, quanto a essa variável, por não haverem dados disponíveis.

A partir dos dados registrados na tabela 16 e, com o auxílio das imagens de satélite (figuras 27 a 33), pode-se concluir que essa queda na pressão ocorreu devido à aproximação de um sistema de baixa pressão, vindo do Oceano.

TABELA 16: Dados da pressão (hPa) em superfície coletados entre os dias 26 e 28 de março de 2004.

Pressão (hPa)							
Estação	26/3/2004		27/3/2004			28/3/2004	
	12 UTC	18 UTC	00 UTC	12 UTC	18 UTC	00 UTC	12 UTC
Torres	1015,6	1014	1013,9	1013,4	1011,1	1008,6	1009,9
Florianópolis	1014,7	1012	1012	1011	1011	1009,5	1012
Urussanga	Não há dados						
Araranguá							
Sombrio							

Os dados gerados pelo BRAMS, utilizada a convergência de umidade do tipo Kuo, possibilitaram fazer um prognóstico da ocorrência de precipitação, tal como os volumes de chuva convectiva acumuladas, das 12 UTC do dia 26/03/04 até as 12 UTC do dia 28/03/04. Os campos de precipitação são mostrados no item a seguir:

#### 4.2.1 Gráficos dos dados de precipitação processados pelo BRAMS

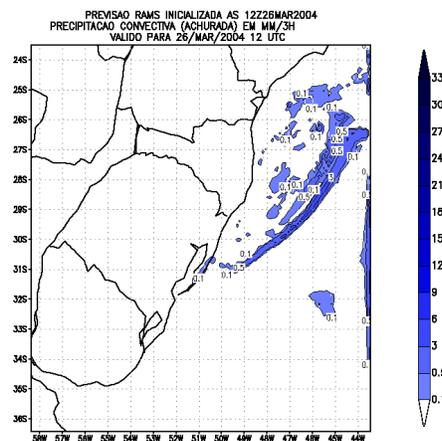


FIGURA 34: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 26 de março as 12 UTC.

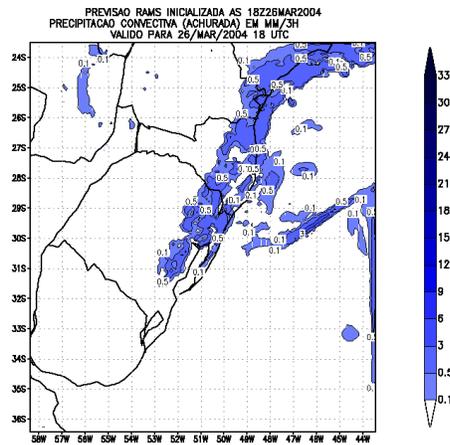


FIGURA 35: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 26 de março as 18 UTC.

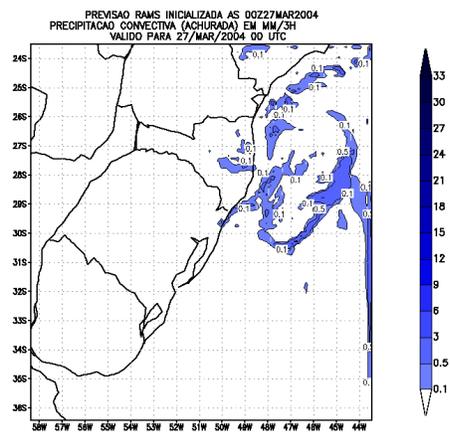


FIGURA 36: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 27 de março as 00 UTC.

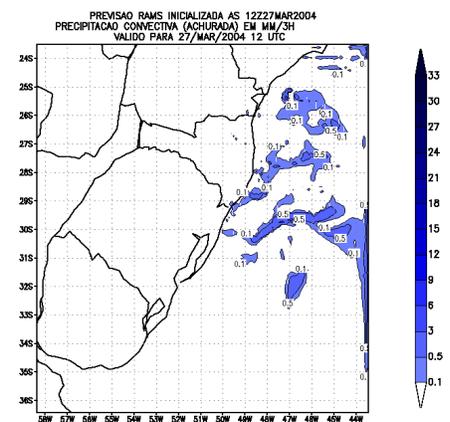


FIGURA 37: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 27 de março as 12 UTC.

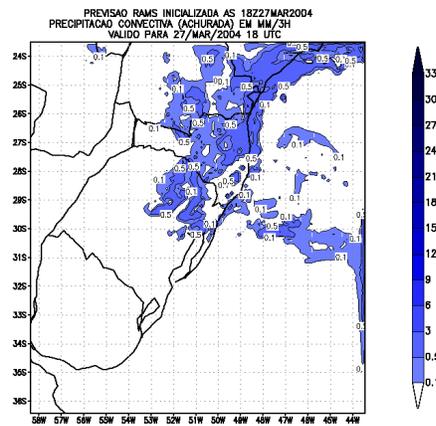


FIGURA 38: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 27 de março as 18 UTC.

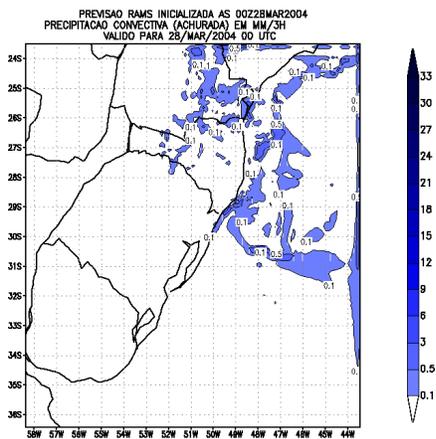


FIGURA 39: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 28 de março as 00 UTC.

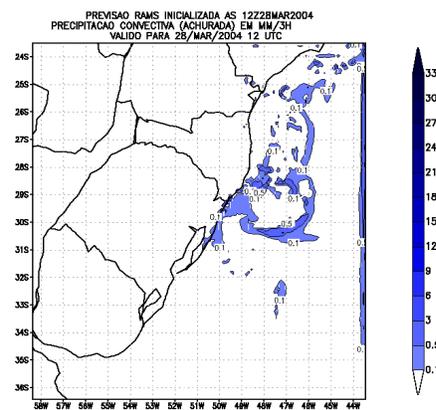


FIGURA 40: Mapa da região sul do Brasil gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 28 de março as 12 UTC.

Da análise dos campos de precipitação mostrados anteriormente (figuras 34 a 40), pode-se verificar que o modelo gerou uma certa quantidade de chuva sobre o Oceano Atlântico e nos litorais Sul de SC e Norte do RS. Esses valores gerados são comparados com os dados observados conforme mostram as tabelas a seguir:

TABELA 17: Dados de precipitação gerados pelo modelo e observados em superfície para o dia 26 de março de 2004.

<b>Precipitação Convectiva (mm)</b>						
<b>26 de março de 2004</b>						
<b>Estações</b>	<b>12 UTC</b>		<b>18 UTC</b>		<b>Total Acumulado</b>	
	<b>BRAMS</b>	<b>Obs</b>	<b>BRAMS</b>	<b>Obs</b>	<b>BRAMS</b>	<b>Obs</b>
Torres	0	0	4	0	4	0
Florianópolis	0	0	1	0	1	0
Urussanga	0	0	3,5	0	3,5	0
Araranguá	Não há dados					
Sombrio						

Ao se comparar os dados em superfície observados nas estações de Torres, Florianópolis e Urussanga, com os dados simulados pelo BRAMS, utilizando a parametrização da convergência de umidade do tipo Kuo, nota-se que os valores gerados pelo modelo as 12 UTC do dia 26 de março nas três estações, coincidiram com a não ocorrência de chuva observada. Já para as 18 UTC, o modelo superestimou os volumes de precipitação que não foram registrados em superfície.

As estações de Araranguá e de Sombrio, como mencionado anteriormente, não se pôde fazer um diagnóstico, por falta de dados. Não se pôde fazer um diagnóstico para as 12 e 18 UTC, por falta de dados.

Os dados gerados e observados para o dia 27 de março, são mostrados na tabela 18:

TABELA 18: Valores dos dados de precipitação gerados pelo modelo e observados em superfície para o dia 27 de março de 2004.

Precipitação Convectiva (mm)								
27/03/2004								
Estações	00 UTC		12 UTC		18 UTC		Total Acumulado	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
Torres	1	0	5	11	0	0,3	6	11,3
Florianópolis	0	0	0	0	2	0	2	0
Urussanga	1	0	0	1,8	0	0,5	1	2,3
Araranguá	Não há dados							
Sombrio								

Como mostra a tabela 18, no dia 27 as 00 UTC, o modelo superestimou o volume de precipitação, nas estações de Torres e Urussanga. As 12 UTC na estação de Torres, ele gerou a ocorrência de precipitação (5 mm), no entanto, este volume foi inferior ao observado (11 mm).

Para as 18 UTC, houve uma pequena taxa de precipitação observada nas estações de Torres e Urussanga, porém o modelo só gerou um volume maior do que o observado para a estação de Florianópolis (2 mm), nas demais ele não simulou a ocorrência dessa, ainda que os campos de precipitação foram gerados próximos a essas cidades.

TABELA 19: Valores dos dados de precipitação gerados pelo modelo e observados em superfície para o dia 28 de março de 2004.

Precipitação Convectiva (mm)						
28/03/2004						
Estações	00 UTC		12 UTC		Total Acumulado	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
Torres	0	3,1	0	57,4	0	60,5
Florianópolis	0	0,2	0	2,3	0	2,5
Urussanga	0	2,7	0	70,3	0	73
Araranguá	Não há dados					
Sombrio						

Para as 00 UTC e 12 UTC do dia 28 de março, o modelo não gerou a ocorrência de chuva, porém núcleos desta foram simulados por ele próximos às essas cidades, conforme as figuras 39 e 40.

De acordo com a tabela 19, nas estações de Torres e Urussanga os volumes de chuva acumulada foram maiores do que 50 mm. Embora,

pontualmente não se observe concordância numérica da precipitação simulada com a observada, as figuras de 34 a 40, mostram que o modelo simulou núcleos de precipitação organizados e próximos aos locais onde as mesmas ocorreram. No entanto, alguns valores das precipitações foram subestimados pelo modelo em relação aos dados observados.

Como já discutido no caso 1, esses resultados já eram esperados, porque segundo Krishnamurti et al. (1976); Anthes (1977) e Molinari (1982), citados anteriormente, que trabalham nessa área de modelagem numérica para a previsão do tempo, comentam que o modelo de Kuo para a convergência de umidade, geralmente subestima a quantidade de precipitação convectiva. Porém, em nenhum desses trabalhos foi encontrada uma explicação do porquê o modelo comporta-se dessa forma na simulação dessa variável.

Talvez uma explicação plausível seria dizer, que quando se faz uma simulação através de um modelo numérico, na realidade é gerada uma média da precipitação naquela região, e essa média é comparada com um valor “puntual” registrado em uma estação.

Desta forma, essa comparação muitas vezes não trás um resultado satisfatório, porque a precipitação varia de ponto para ponto, de forma que em locais próximos àquela estação são registrados diferentes volumes de chuvas.

Para se fazer uma avaliação desses valores simulados, é apresentada uma análise estatística, através do cálculo do coeficiente de correlação, o qual mostra o percentual da eficiência do modelo na simulação da precipitação convectiva, desde as 12 UTC do dia 27 até as 12 UTC do dia 28 de março de 2004, períodos nos quais houve registro de precipitação nas estações analisadas. Conforme a figura 41:

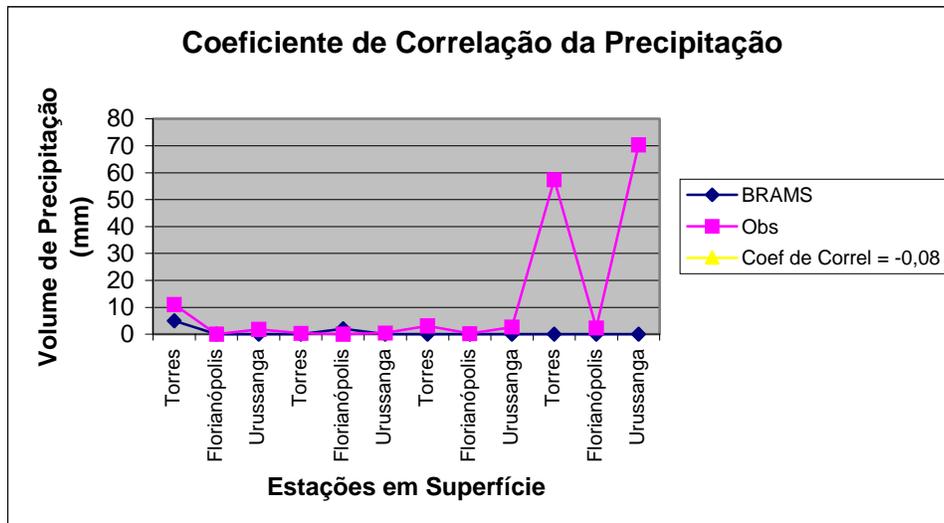


FIGURA 41: Coeficiente de correlação da precipitação geradas em relação a observada para as cidades de Torres, Florianópolis e Urussanga, das 12 UTC e 18 UTC do dia 27 as 00 UTC, 12 UTC e 18 UTC do dia 28 de março de 2004, respectivamente.

A partir da figura 41, pode-se observar que a correlação entre os dados gerados e os observados em superfície foi insignificante, ou seja, apresentou uma correlação muito pequena e invertida (sinal negativo). Isso indica que na maioria dos períodos em que houve um aumento da precipitação registrada nas estações, a simulação dessa variável gerada pelo modelo, não foi coerente, ou seja, o modelo simulou uma diminuição da precipitação e vice-versa.

#### 4.2.2 Comparação entre os dados de pressão gerados pelo BRAMS e os dados observados em superfície

Como mostram as tabelas abaixo, ao se comparar os dados gerados pelo BRAMS com os campos de pressão observados, nota-se que o valor da pressão simulada se manteve sempre acima dos valores observados, ver as tabelas 20 a 22:

TABELA 20: Comparação entre os dados da pressão gerada pelo BRAMS e a observada em superfície para o dia 26/03/04.

Pressão a nível médio do mar (hPa)						
26 de março de 2004						
Estações	12 UTC		18 UTC		Média	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
Torres	1019,6	1015,6	1018,2	1014	1018,9	1014,8
Florianópolis	1017,8	1014,7	1015,7	1012	1016,8	1013,4
Urussanga	Não há dados					
Araranguá						
Sombrio						

Para o dia 27 de março, esses valores são mostrados na tabela abaixo:

TABELA 21: Comparação entre os dados da pressão gerada pelo BRAMS e a observada em superfície para os dias 27/03/04.

Pressão a nível médio do mar (hPa)								
27 de março de 2004								
Estações	00 UTC		12 UTC		18 UTC		Média	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
Torres	1017,6	1013,9	1015,8	1013,4	1015	1011,1	1016,1	1012,8
Florianópolis	1016,5	1012	1013,9	1011	1011,9	1011	1014,1	1011,3
Urussanga	Não há dados							
Araranguá								
Sombrio								

Para o dia 28 de março, os valores da pressão a nível médio do mar são dados conforme a tabela 22:

TABELA 22: Comparação entre os dados da pressão gerada pelo BRAMS e a observada em superfície para os dias 28/03/04.

Pressão a nível médio do mar (hPa)						
28 de março de 2004						
Estações	00 UTC		12 UTC		Média	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
Torres	1014,8	1008,6	1012,9	1009,9	1013,9	1009,3
Florianópolis	1013	1009,5	1013,8	1012	1013,4	1010,8
Urussanga	Não há dados					
Araranguá						
Sombrio						

Através das tabelas 20 a 22, observa-se que em todos os horários a pressão simulada manteve-se acima dos valores observados em superfície. Isso significa que o modelo superestimou os valores dessa variável. Não foi encontrada em nenhuma das bibliografias citadas neste trabalho, uma explicação do porquê ocorre essa deficiência na simulação dos dados pelo modelo.

Quanto à variação da pressão, tanto os valores simulados quanto os observados sofreram um decréscimo com o passar do tempo, o que realmente era esperado, visto que um sistema de baixa pressão se aproximava do continente nesse período (figuras 27 a 33).

Conforme Menezes (2004), o efeito desse ciclone teve maior intensidade sobre o continente, na madrugada do dia 28 de março, onde foram registradas além de ventos fortes, muitas chuvas sobre a região costeira.

Quanto ao deslocamento do centro de baixa pressão observado sobre o Oceano Atlântico, o modelo simulou bem a sua aproximação ao continente, como foi mostrado nas imagens de satélite e conforme os campos de pressão em superfície, gerados pelo modelo (figuras 27.b a 33.b).

Para as cidades de Sombrio, Araranguá e de Urussanga não se pôde fazer essa comparação entre os dados gerados pelo modelo com os dados observados, por não haverem dados disponíveis.

A eficiência da pressão simulada pelo modelo em relação aos dados observados, para as cidades de Torres e Florianópolis, pode ser representada através da análise estatística do coeficiente de correlação, conforme a figura 42:

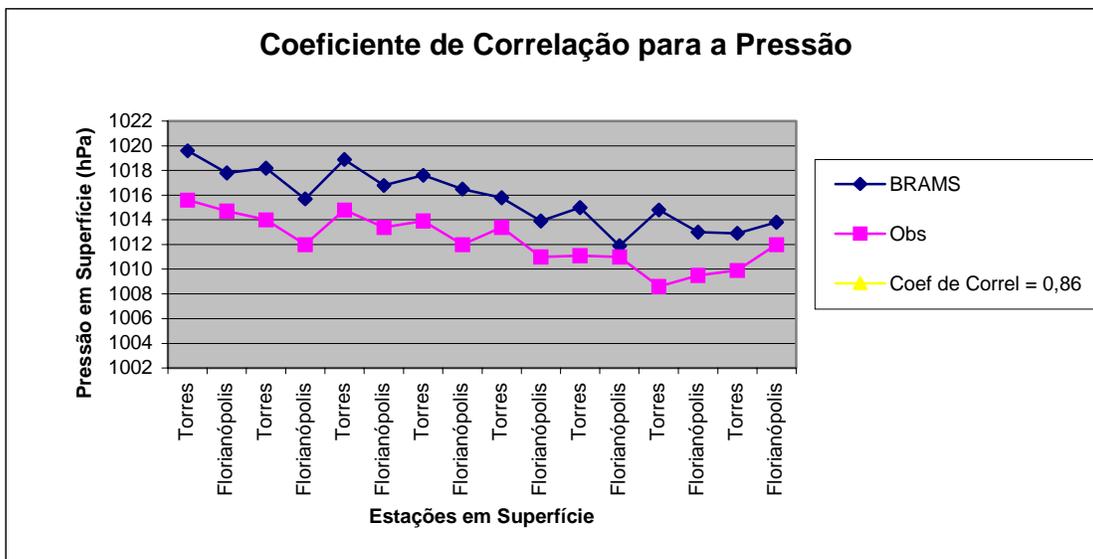


FIGURA 42: Coeficiente de correlação da pressão gerada e observada em superfície, a partir das 12 UTC do dia 26 de março até as 12 UTC do dia 28 de março de 2004.

Observa-se pela figura acima que o modelo simulou satisfatoriamente a pressão, para as cidades de Torres e Florianópolis, pois o coeficiente de correlação apresentou 74 % de eficiência, ou seja, na maioria dos períodos em que houve um decréscimo ou um aumento de pressão, o modelo simulou essa variação coerentemente.

Uma possível explicação para que tenha ocorrido uma melhor eficiência do modelo, na simulação da pressão para este caso, pode ter sido causada porque os dados de entrada para o processamento do modelo BRAMS, foram iniciados a partir do modelo Global, enquanto que nos casos 1 e 3, os dados de entrada utilizados foram os de Reanálise.

#### 4.2.3 Índices importantes da Termodinâmica para a previsão do tempo

Como discutido no capítulo 3, foi analisado o comportamento dos índices de instabilidade  $K$  e Total-Totals ( $TT$ ). Essa análise tem como objetivo verificar se o modelo previu o potencial atmosférico para o desenvolvimento de SCM e de tempestades nas regiões analisadas.

### 4.2.3.1 Índice $K$

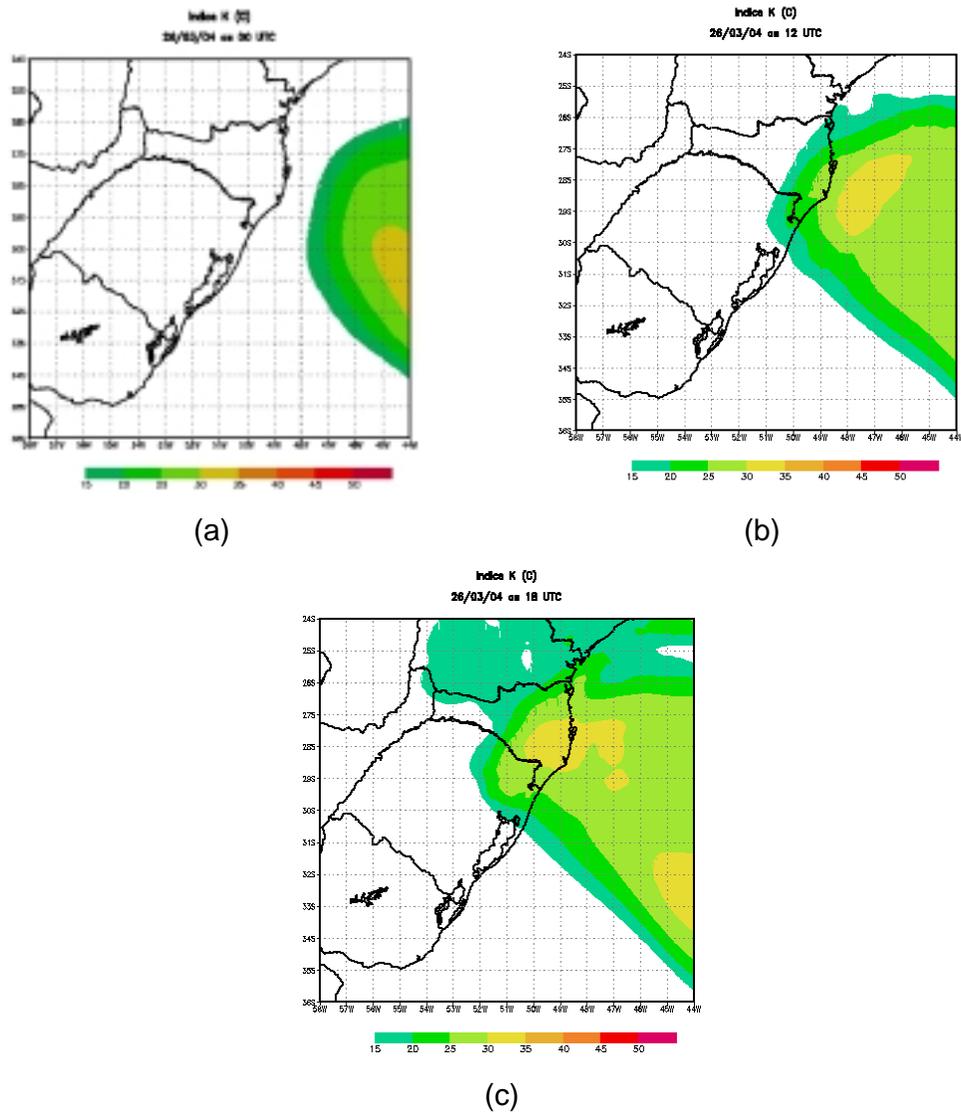


FIGURA 43: Distribuição horizontal do índice de instabilidade  $K$  simulado para os dias 26/03/04 as 00 UTC (a), as 12 UTC (b), e 18 UTC do dia 26/03/04 (c).

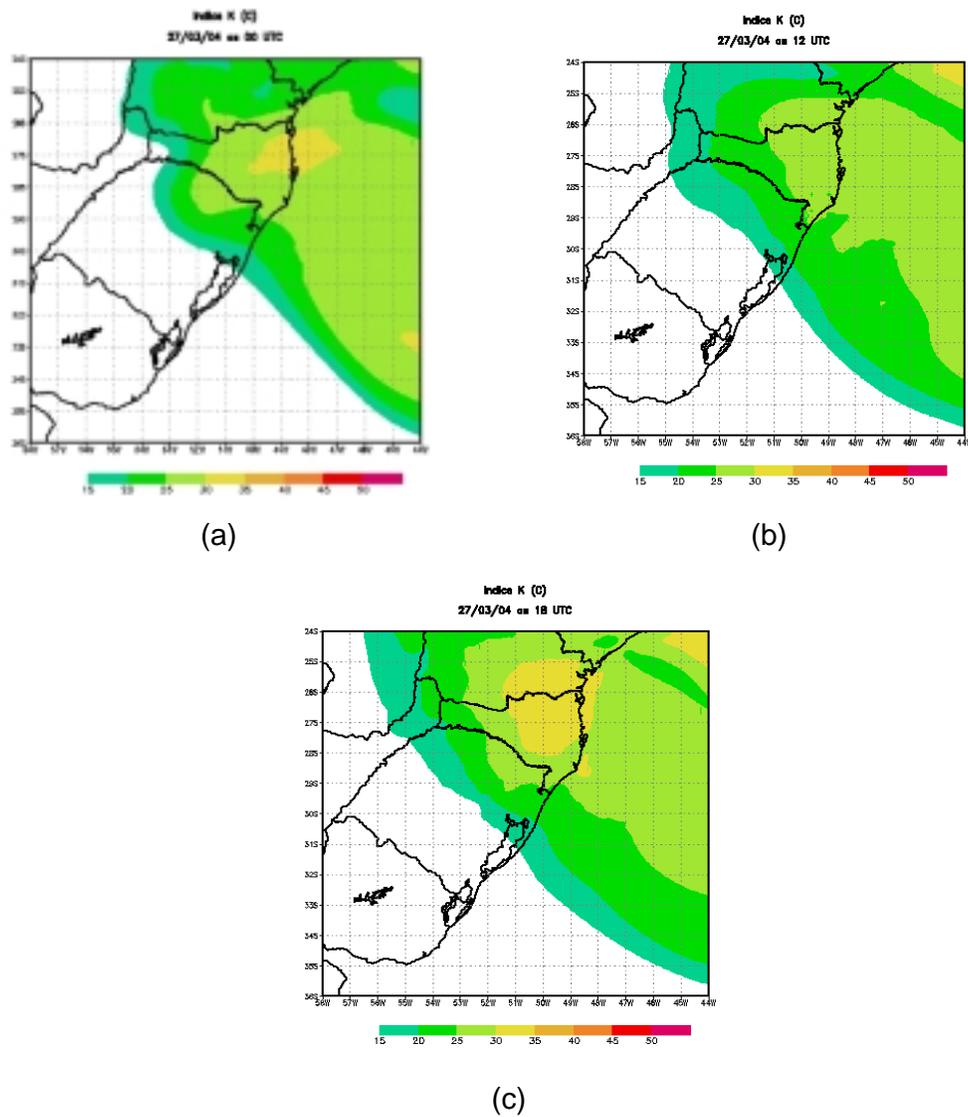


FIGURA 44: Distribuição horizontal do índice de instabilidade  $K$  simulado para o dia 27/03/04 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).









Ao se comparar os diagramas (figuras 49a,b), observa-se uma discordância entre os perfis observado e simulado, para a cidade de Florianópolis SC, pois o modelo gerou valores (linha verde), que indicam que a atmosfera está mais úmida que a observada pela sondagem, entre a superfície e o nível de 700 hPa, mostrando-se coerente com o registro de precipitação para esse dia.

Por outro lado, ao se observar a distância entre as isotermas  $T$  e  $T_d$  da figura 49a, nota-se que a umidade é mais alta nos níveis mais altos, ou seja, acima de 700 hPa.

Através das figuras 49, pôde-se extrair os dados de algumas variáveis geradas pelo modelo (figura 49.b) e compará-las com a sondagem observada (figura 49.a), para a cidade de Florianópolis, conforme mostra a tabela a seguir:

TABELA 23: Índices simulados pelo modelo e observados para a cidade de Florianópolis as 00 UTC do dia 28 de março de 2004.

<b>Valores dos Índices Simulados e observados</b>		
<b>Variáveis analisadas</b>	<b>Simulado</b>	<b>Observado</b>
Umidade Relativa ~ 825 hPa (%)	~ 100	~ 60
Umidade Relativa Superf (%)	~ 78	85
<i>CINE</i> (J/kg)	-9	-208
<i>CAPE</i> (J/kg)	4	24,01
<i>ILEV</i> (°C)	2	0,93
<i>K</i> (°C)	28	30,7
<i>TT</i> (°C)	41	47,2

Da comparação dos valores gerados do *CINE* e da *CAPE*, nota-se que estes apresentam valores muito pequenos, porém a *CINE* é maior do que *CAPE* nos dois casos, o que indica possível inibição convectiva no ambiente.

Conforme essas informações, Emanuel (1994) apud Nascimento (2005), salienta que é mais difícil nesse caso, ocorrer iniciação convectiva para uma parcela em superfície, uma vez que a forçante para o levantamento deverá ter maior intensidade para que ela atinja o seu *NCE* (nível de convecção espontânea), dessa forma, apenas algumas células convectivas se formarão.

Assim foi comparado também, o valor do *ILEV* gerado e observado, o que indica que há uma estabilidade no ambiente, visto que *ILEV* é positivo. Em contrapartida, ao se comparar também os índices gerados de *K* e *TT*, para essa cidade, observa-se que esses dois valores prevêm que as condições

atmosféricas estejam favoráveis a ocorrência de tempestades o que concorda com os índices observados e com ( $CAPE > CINE$ ) observada, uma vez que houve o registro de precipitação nessa região, nesse período.

Para se ter uma idéia melhor sobre as condições atmosféricas do ambiente, neste caso, o previsor seria obrigado a identificar o comportamento de outras variáveis termodinâmicas, o que não foi feito nesse trabalho, por não ser este o seu objetivo principal.

### **4.3 Estudo do caso 3**

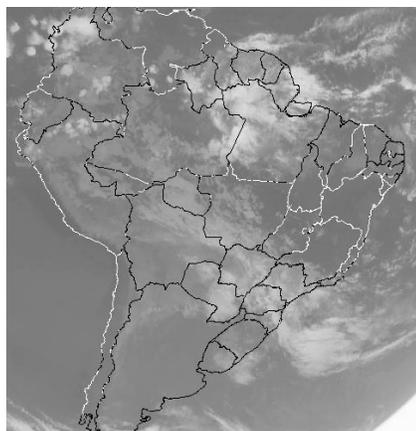
Os eventos do caso 3 foram acompanhados por meio das imagens dos satélites meteorológicos GOES 12, no canal infravermelho (figuras 50.a a 54.a), desde as 12 UTC do dia 06 de maio de 2004 até as 00 UTC do dia 08 de maio de 2004.

Na figura 50.a, observa-se a existência de três SCM, na qual o primeiro está localizado ao Sul do RS e Leste do Uruguai, o segundo situa-se sobre o OA a Leste do RS e de SC e o terceiro ao Sul do Paraguai e Oeste do Paraná.

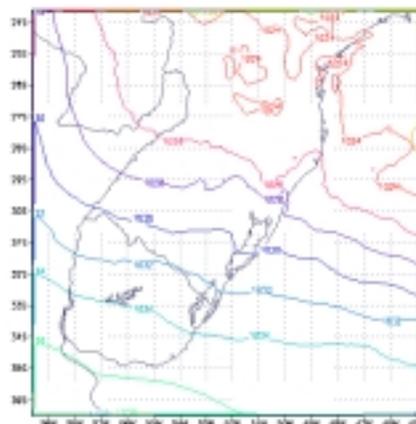
Dos campos de vento gerados pelo modelo (figuras 50 c e d), observam-se zonas de convergência de umidade, bem intensas, vindas do OA em direção ao RS. Na figura 50d, são visíveis dois ciclones um sobre o litoral de SC e outro localizado a Noroeste do RS e Sul do Paraguai, dando a idéia de que são formados pelos SCM, citados anteriormente. As direções do escoamento dos ventos estão de acordo com as isóbaras geradas, conforme mostra a figura (50b).

Esta umidade parece estar alimentando o SCM que estava localizado no Sul do RS (figura 50a), pois esse sistema ganhou intensidade conforme mostra a figura 53.a, visto que os estados do RS e parte de SC ficaram completamente encobertos, de forma que nesse período (12 UTC do dia 07 de maio), foram registrados volumes de precipitação significativos, principalmente na cidade de Pelotas (ver tabela 24).

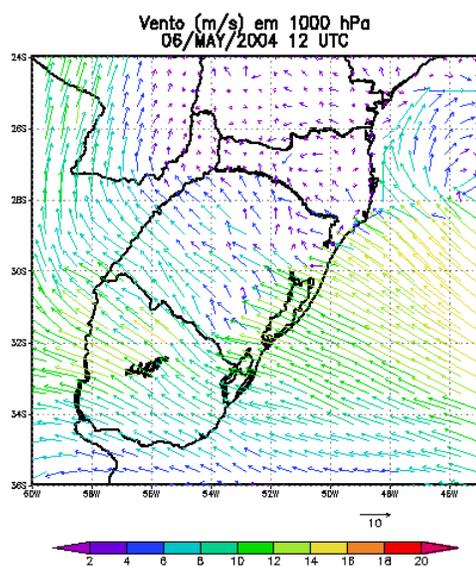
Através das imagens dos dias 07 e 08 de maio (figuras 54.a e 55.a), observa-se que este sistema começou a enfraquecer e a se deslocar para o Oceano Atlântico. Dos campos de vento observa-se que a umidade continua sendo advectada para o estado do RS, mas com menor intensidade do que antes, conforme mostram as figuras a seguir:



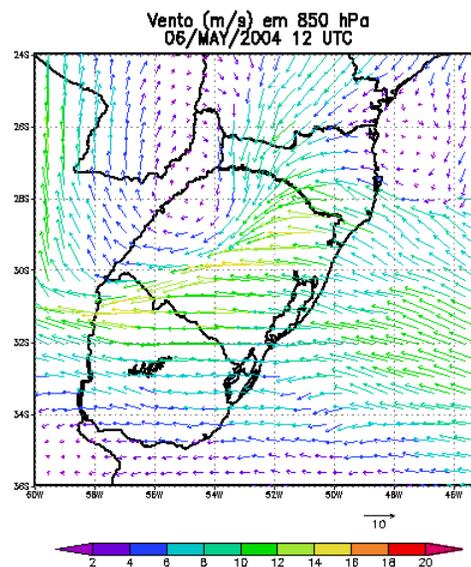
(a)



(b)

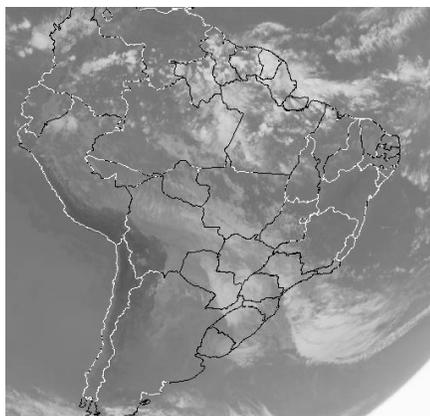


(c)

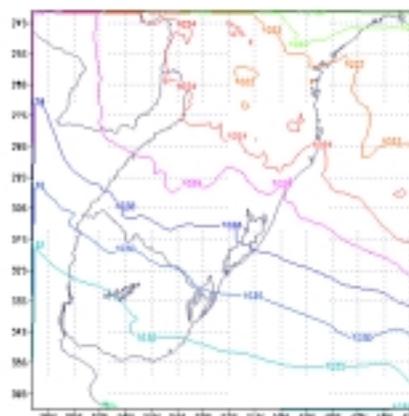


(d)

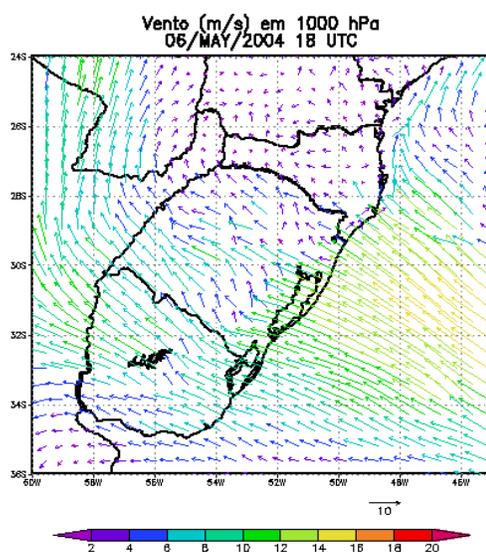
FIGURA 50: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 06 de maio de 2004 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



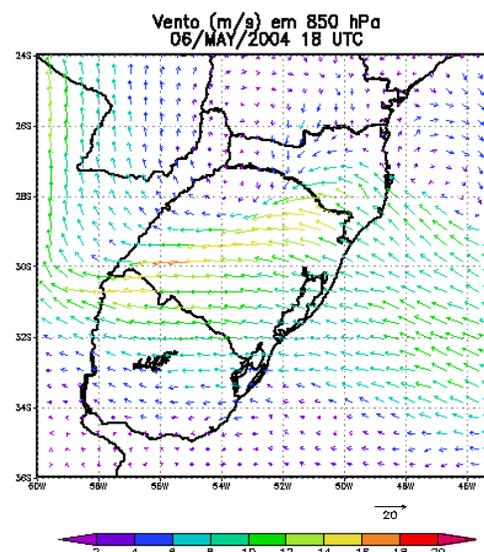
(a)



(b)

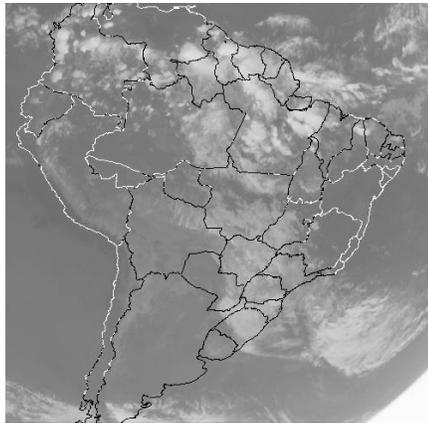


(c)

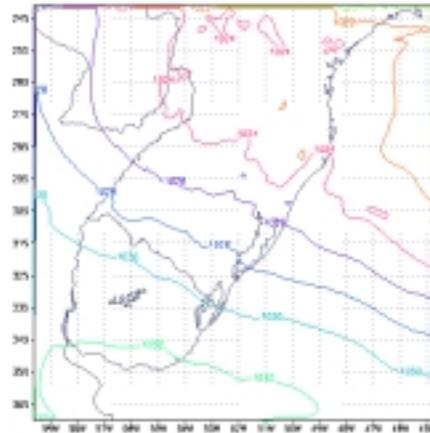


(d)

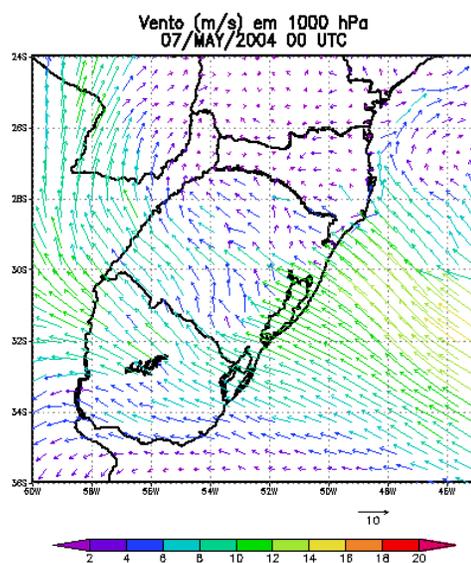
FIGURA 51: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 06 de maio de 2004 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



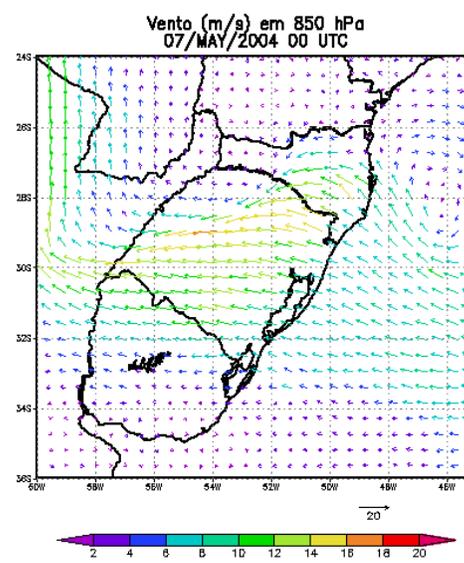
(a)



(b)

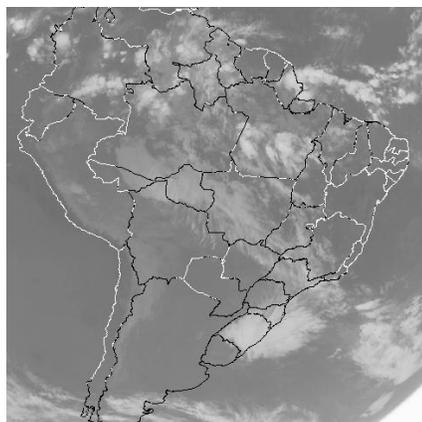


(c)

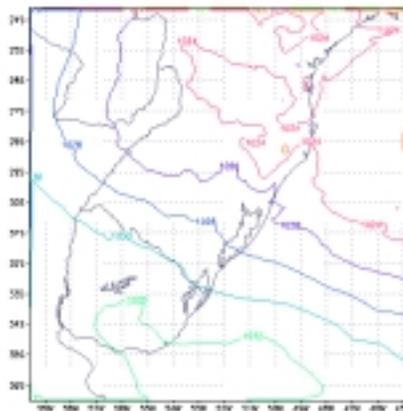


(d)

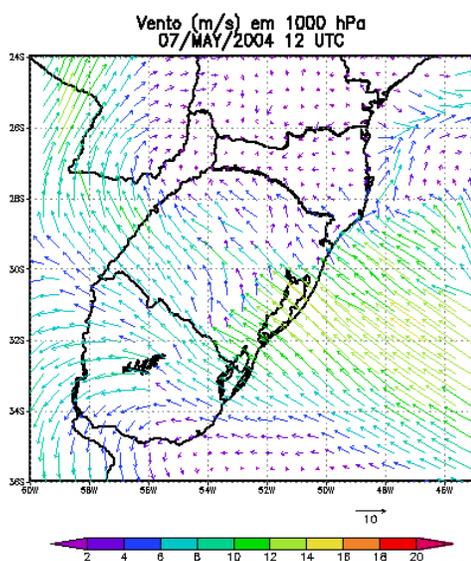
FIGURA 52: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 07 de maio de 2004 as 00 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



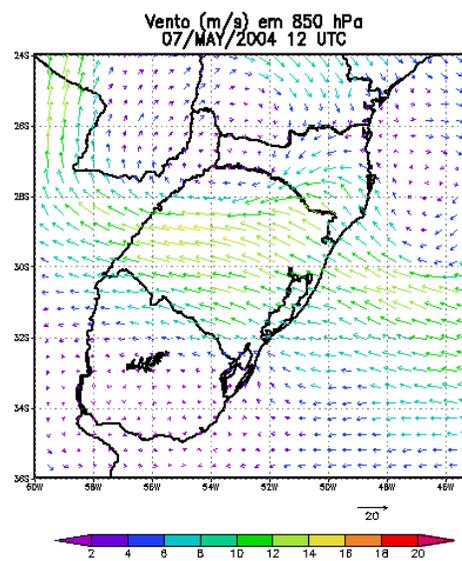
(a)



(b)

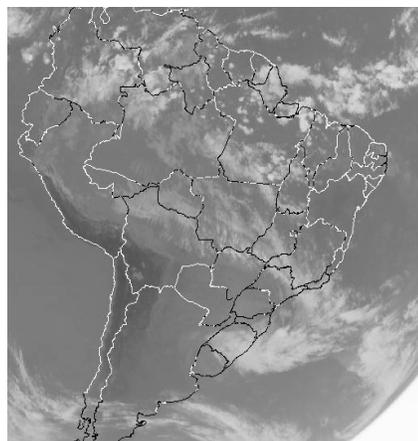


(c)

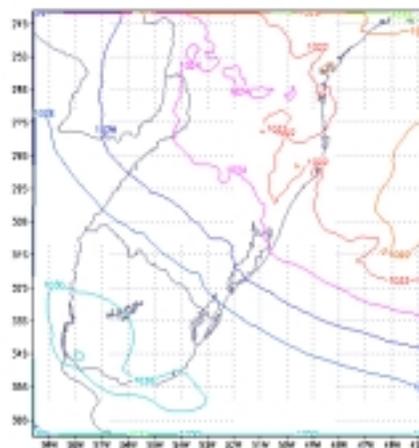


(d)

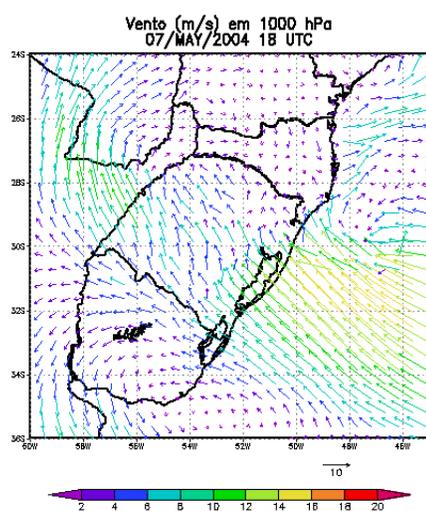
FIGURA 53: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 07 de maio de 2004 as 12 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.



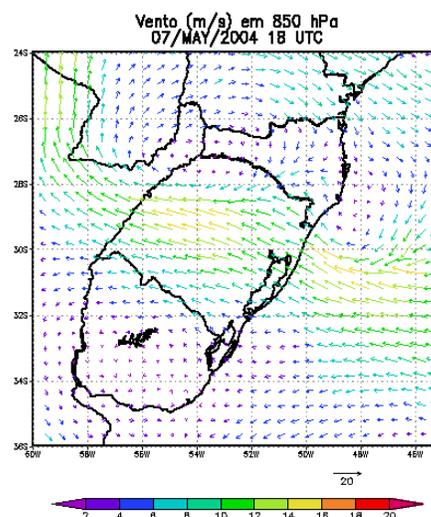
(a)



(b)



(c)



(d)

FIGURA 54: (a) Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, do dia 07 de maio de 2004 as 18 UTC; (b) campo de pressão gerado a nível médio do mar e os campos de vento horizontal simulados a 1000 hPa (c) e 850 hPa (d), respectivamente.

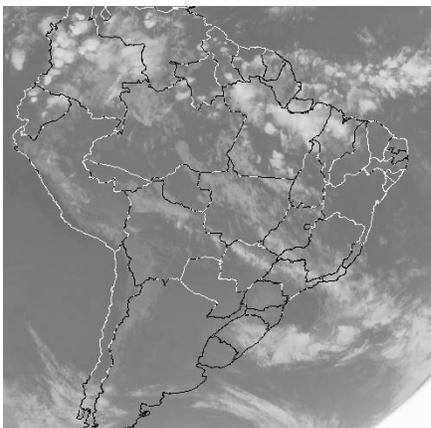


FIGURA 55: Imagem de satélite GOES 12, no canal infravermelho, as 00 UTC do dia 08/05/2004.

Os dados observados nas estações meteorológicas de superfície de Santa Vitória do Palmar, Bagé, Rio Grande e Pelotas, fornecidos pelo 8º Distrito de Meteorologia do INMET, registraram a ocorrência de precipitação nessas cidades. A cidade de Pelotas foi a mais atingida pelas chuvas, chegando a acumular 76 mm no dia 06 e 173 mm no dia 07 de maio.

Essas altas taxas de precipitação nesses dois dias causaram grandes transtornos nessa cidade, pois provocou grandes alagamentos em alguns bairros da cidade e várias pessoas ficaram desabrigadas.

Os volumes de precipitação acumulada para esse período, são mostrados na tabela 24:

TABELA 24: Dados da precipitação (mm) em superfície observados nos dias 06, 07 e 08 de maio de 2004.

Precipitação Observada (mm)								
Estações	6/05			7/05			8/05	
	12 UTC	18 UTC	Total	00 UTC	12 UTC	18 UTC	Total	00 UTC
S. V. do Palmar	4	1,6	5,6	4,5	3,4	9,5	17,4	4,6
Bagé	24,2	18,4	42,6	8,3	0,8	4,6	13,7	14,4
Rio Grande	32	0	32	0,2	14	14,4	28,6	2,8
Pelotas	25,6	50,4	76	26	140,4	6,8	173,2	0

A verificação da variação da pressão atmosférica nas estações de superfície do INMET mostra que realmente ocorreu a passagem de um SCM, registrado nas imagens de satélite para esses dois dias. No dia 06 de maio a pressão permaneceu baixa e com pouca variação. Entre os dias 06, 07 e 08 de maio, houve uma diminuição da pressão nas estações citadas no decorrer do tempo, sendo que esta variação foi mais acentuada na cidade de Pelotas, como mostra a tabela 25:

TABELA 25: Dados da pressão (hPa) em superfície, observados nos dias 06, 07 e 08 de maio de 2004.

<b>Pressão Observada (hPa)</b>								
<b>Estações</b>	<b>6/05</b>			<b>7/05</b>				<b>8/05</b>
	<b>12 UTC</b>	<b>18 UTC</b>	<b>Média</b>	<b>00 UTC</b>	<b>12 UTC</b>	<b>18 UTC</b>	<b>Média</b>	<b>00 UTC</b>
S. V. do Palmar	1022,2	1021,1	1021,6	1019,2	1017,1	1015	1017,1	1015,1
Bagé	993,5	991,9	992,7	991,9	990,2	988,2	990,1	998,7
Rio Grande	1023,5	1021	1022,3	1019,9	1017,1	1015,8	1017,6	1015,4
Pelotas	1021,2	1019,3	1020,3	1020	1016,8	1015,1	1017,3	1015,8

#### **4.3.1 Gráficos dos dados de precipitação gerados pelo BRAMS**

A seguir, serão mostradas as imagens geradas pelo BRAMS, utilizando a parametrização da convergência de umidade do tipo Kuo.

No processamento dos dados de previsão do tempo, foi possível fazer um prognóstico de várias variáveis, principalmente da ocorrência de chuva convectiva e da pressão para os dias 06, 07 e 08 de maio, dias em que ocorreram volumes chuva significativos para algumas estações.

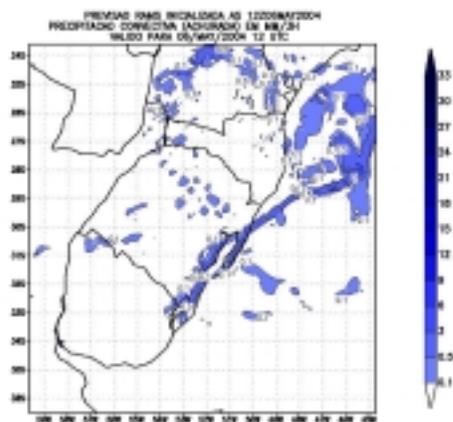


FIGURA 56: Mapa do Rio Grande do Sul gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 06/05/04 as 12 UTC.

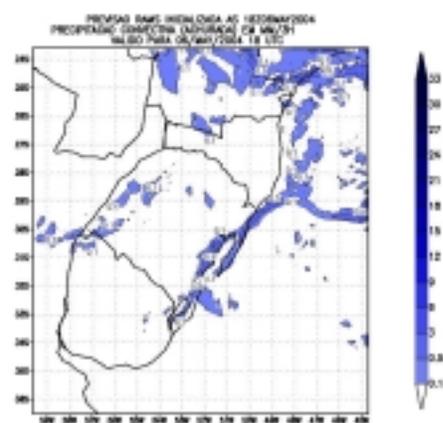


FIGURA 57: Mapa do Rio Grande do Sul gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 06/05/04 as 18 UTC.

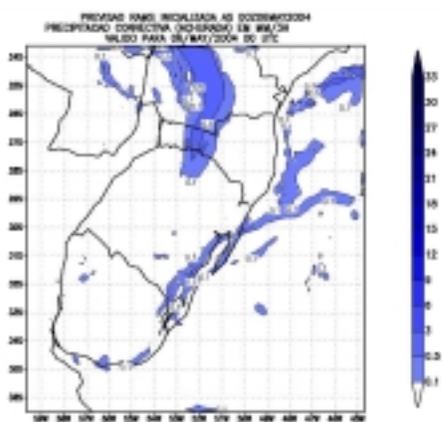


FIGURA 58: Mapa do Rio Grande do Sul gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 07/05/04 as 00 UTC.

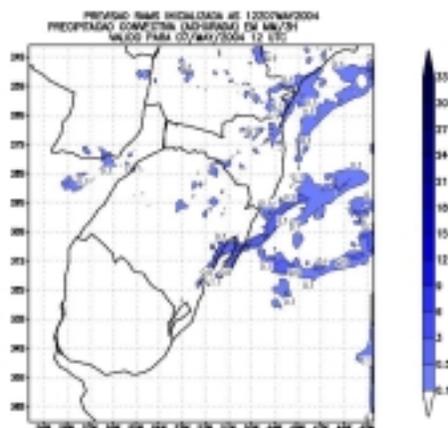


FIGURA 59: Mapa do Rio Grande do Sul gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 07/05/04 as 12 UTC.

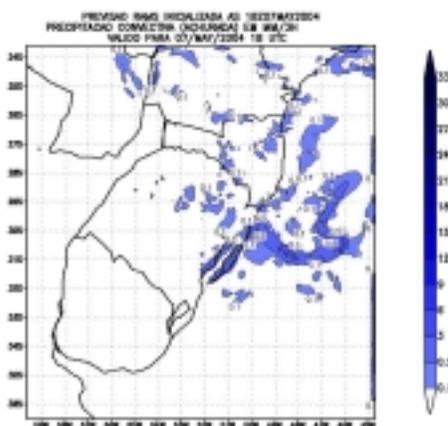


FIGURA 60: Mapa do Rio Grande do Sul gerado pelo BRAMS mostrando a precipitação para o dia 07/05/04 as 18 UTC.

As tabelas abaixo mostram uma comparação entre os dados gerados pelo modelo BRAMS com os dados observados em superfície.

TABELA 26: Comparação entre os dados da precipitação rodados pelo BRAMS e os observados para do dia 06/05/04.

Precipitação Convectiva (mm)						
06 de maio de 2004						
Estações	12 UTC		18 UTC		Total Acumulada	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
S.V.do Palmar	1	3,4	0	9,5	1	12,9
Bagé	0	24,2	0	18,4	0	42,6
Rio Grande	3	14	2	14,4	5	28,4
Pelotas	4	25,6	2,5	50,4	6,5	76

Dessa comparação observa-se que no dia 06 de maio as 12 UTC, a precipitação gerada pelo modelo apresentou valores inferiores aos observados, sendo que as 18 UTC, em Santa Vitória do Palmar e Bagé, o modelo não simulou a ocorrência de precipitação, e os valores simulados não coincidiram com os observados, para as demais estações.

As 00 UTC do dia 07 de maio os valores simulados para Rio Grande ficaram próximos aos observados. Nas demais cidades o modelo não gerou a ocorrência de chuva, conforme mostra a tabela a seguir:

TABELA 27: Comparação entre os dados da precipitação rodados pelo BRAMS e os observados para do dia 07/05/04.

Precipitação Convectiva (mm)								
07 de maio de 2004								
Estações	00 UTC		12 UTC		18 UTC		Total Acumulado	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
S.V.do Palmar	0	4,6	0	0,3	0	1	0	5,9
Bagé	0	8,3	0	8	0	4,6	0	20,9
Rio Grande	3,2	2,8	2	32,2	0	0	5,2	35
Pelotas	0	26	0	140,4	0	6,8	0	173,2

Ao analisar a tabela 27, pode-se notar que para todos os períodos do dia 07 de maio, com exceção de Rio Grande, onde o volume da precipitação simulada ficou em 5,2 mm, o modelo não gerou precipitação para as demais estações.

Na análise dos campos da precipitação simulada (figuras 56 a 60), pôde-se observar que o modelo quando não previu precipitação para algumas estações, pelo menos mostrou núcleos dessa, próximos aos locais onde ocorreram as chuvas, mas os volumes gerados para as estações analisadas e principalmente para Pelotas mostraram-se muito inferiores aos valores observados.

Como citado anteriormente, para os outros casos, o modelo de parametrização da convecção cumulus do tipo Kuo, conforme Krishnamurti et al. (1976); Anthes (1977) e Molinari (1982), e outros pesquisadores que trabalham nessa área, geralmente subestima o volume da precipitação convectiva, onde se verifica que essa parametrização não é indicada para prever quantitativamente o volume de chuva precipitada. Porém, em nenhuma dessas bibliografias é citado o porquê do modelo apresentar tal deficiência.

Por outro lado, deve-se levar em conta que quando se faz uma simulação para prever a precipitação através de um modelo numérico, na realidade está se avaliando uma média dessa grandeza e comparando-a com um volume coletado em um ponto na estação meteorológica, o que não corresponde a um valor preciso, visto que muitas vezes, em outros pontos próximos a esse, pode-se ter um volume de precipitação maior ou menor àquele coletado na estação.

Para melhor representar a eficiência do modelo, na simulação do volume de precipitação convectiva, foi feita uma análise estatística através do cálculo do coeficiente de correlação, conforme a figura abaixo, a qual mostra a eficiência do modelo na simulação dessa variável.

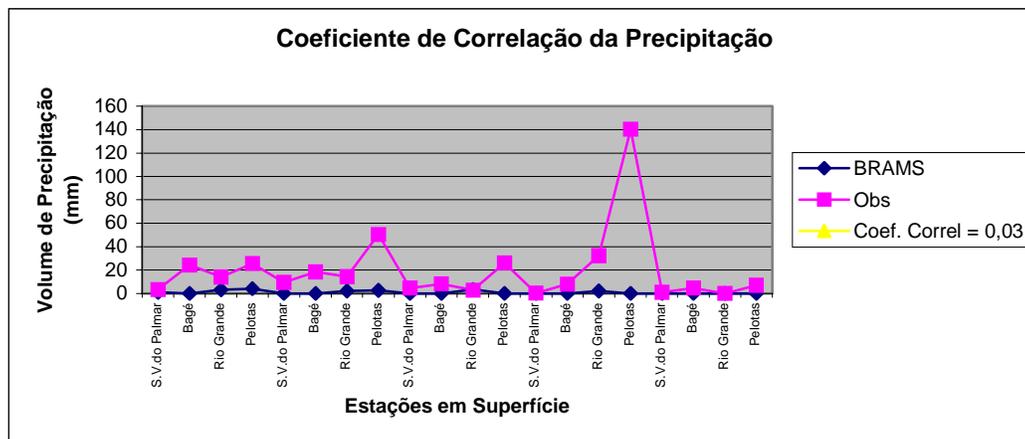


FIGURA 61: Coeficiente de correlação das precipitações geradas e observadas das 12 UTC do dia 27 até as 12 UTC do dia 28 de março de 2004.

Observa-se a partir da figura 61, que o modelo também não mostrou eficiência na simulação da variação da precipitação, para esse caso, pois a correlação entre os dados gerados e observados foi insignificante (0,09 %), ou seja, em quase todos os períodos em que foi observado o aumento ou o decréscimo do volume de precipitação nas estações, o modelo não conseguiu prever coerentemente essa variação.

#### 4.3.2 Análise da pressão a 1000 hPa

Na tabela 28, pode-se notar as variações da pressão gerada pelo modelo BRAMS e a observada, para o dia 06 de maio:

TABELA 28: Dados da pressão gerada pelo BRAMS e observada em superfície.

Comparação da Pressão em Superfície (hPa)						
06 de maio de 2004						
Estações	12 UTC		18 UTC		Média	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
S.V.do Palmar	1031,1	993,5	1028,8	991,9	1029,95	992,7
Bagé	1030,7	1021,2	1028,9	1019,3	1029,8	1020,25
Rio Grande	1031	1023,5	1030,8	1021	1030,9	1022,25
Pelotas	1033,1	1022,2	1027,5	1021,1	1030,3	1021,65

Ao se comparar os valores dos dados de pressão rodados pelo BRAMS com os dados de superfície, utilizando as imagens dos campos gerados, verifica-se que no dia 06, a pressão começou a diminuir até as 18 UTC do dia 07 de maio. Porém esses valores permaneceram superiores aos observados.

Essa variação da pressão no decorrer do tempo deveria realmente ter sido registrada, pois foi o período em que houve precipitação, nas estações analisadas.

A variação da pressão para o dia 07 de maio é mostrada na tabela a seguir:

TABELA 29: Comparação entre a pressão gerada pelo BRAMS e a observada, para o dia 07 de maio de 2004.

Comparação da Pressão em Superfície (hPa)								
Estação	07 de maio de 2004							
	00 UTC		12 UTC		18 UTC		Média	
	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs	BRAMS	Obs
Bagé	1028,9	991,9	1029,3	990,2	1027,9	988,2	1028,7	990,1
Pelotas	1028,3	1020	1028,5	1016,8	1026,7	1015,1	1027,8	1017,3
Rio Grande	1028,5	1019,9	1028,8	1017,1	1027,9	1015,8	1028,4	1017,6
S. V. do Palmar	1030,5	1019,2	1030,6	1017,1	1029,1	1015	1030,1	1017,1

No dia 07 de maio, foi observado o maior volume de chuva acumulada até as 12 UTC, principalmente na cidade de Pelotas, mas na observação dos dados de pressão, não houve nenhuma queda significativa no valor dessa variável nesses horários.

Assim, pode-se concluir que o modelo registrou uma queda de pressão para determinados horários, como foi discutido anteriormente, mas o valor dessa variável permaneceu sempre superior ao que foi registrado em superfície, mostrando que o modelo superestimou a pressão.

A eficiência do modelo em relação à simulação da pressão em superfície, é melhor representada a partir de uma análise estatística do coeficiente de correlação mostrado na figura 62:

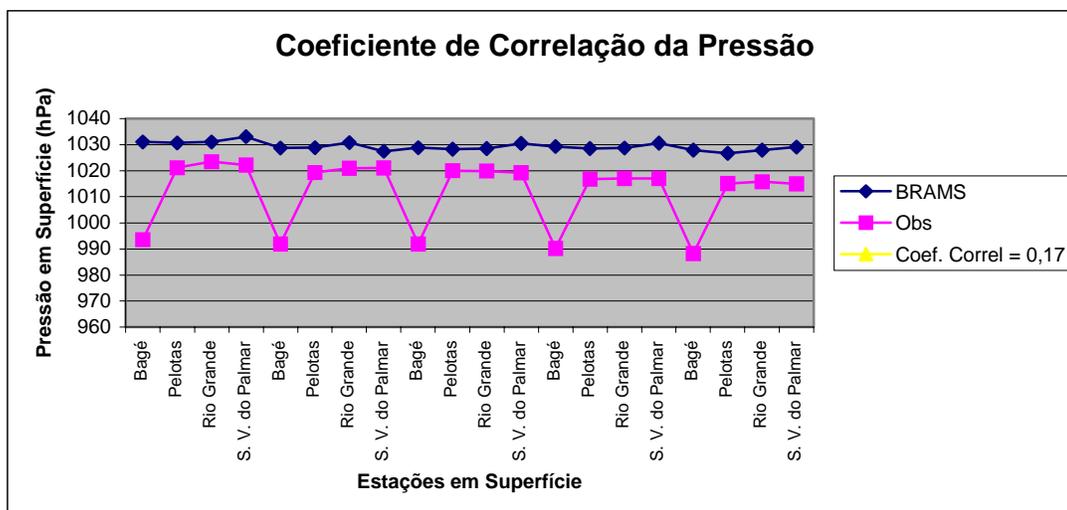


FIGURA 62: Coeficiente de correlação da pressão em superfície, estimado a partir das 12 UTC do dia 06 de maio até as 18 UTC do dia 07 de maio de 2004.

A partir do gráfico acima, pode-se concluir que o modelo novamente apresentou pouca eficiência na simulação da variação da pressão, pois a correlação entre a pressão gerada e a simulada foi de apenas 3 %.

Isso indica que em poucos horários houve uma certa coerência na simulação da pressão, enquanto que nos outros períodos em que houve um aumento ou um decréscimo dessa grandeza nas estações, o modelo não conseguiu gerar coerentemente essa variação.

### 4.3.3 Índices importantes da Termodinâmica para a previsão do tempo

#### 4.3.3.1 Índice $K$

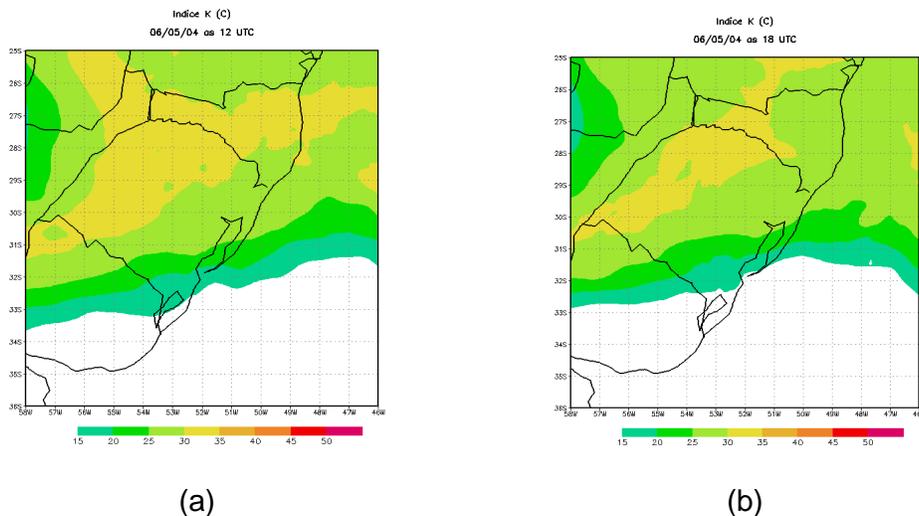


FIGURA 63: Distribuição horizontal do índice de instabilidade  $K$  simulado para o dia 06/05/04 as 12 UTC (a) e 18 UTC (b).

Observa-se pelas imagens de satélite do dia 06 de maio (figuras 50 e 51), que uma área de instabilidade vinda da Argentina aproximou-se do RS. Com base nessa informação e nos gráficos simulados pelo modelo, nota-se que o índice crítico  $K$ , mostrou-se entre os valores 30 °C e 35 °C, indicando a formação de Cb esparsos, conforme mostrado na tabela 04.

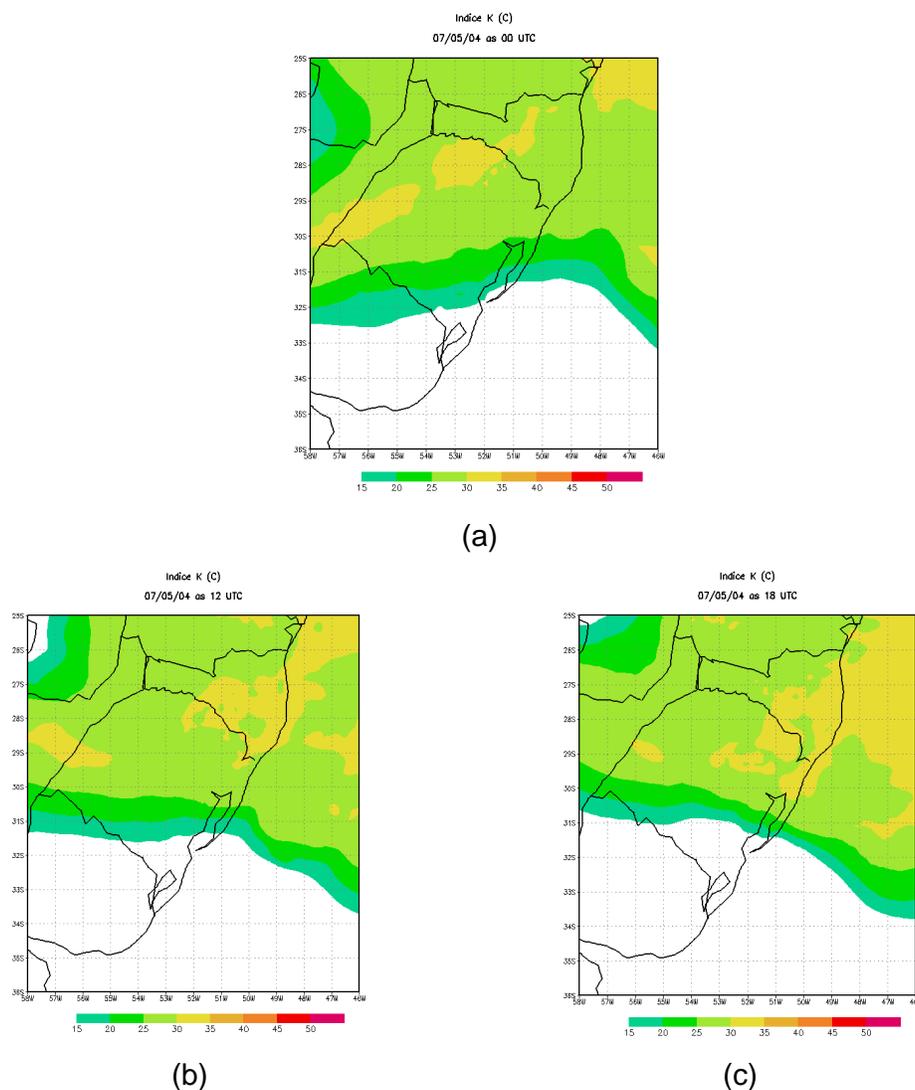


FIGURA 64: Distribuição horizontal do índice de instabilidade  $K$  simulado para o dia 07/05/04 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).

Com base nas figuras 52 e 53, observa-se que as 00 UTC do dia 07 de maio, o estado do RS apresenta-se quase que totalmente encoberto, sendo que as 12 UTC, foi o horário em que verifica-se a maior nebulosidade sobre a região.

A partir dessa informação comparam-se os valores do índice  $K$  para esse período e observa-se que os campos simulados pelo modelo estão compreendidos entre 20 °C e 25 °C, ou seja, indicando a formação de Cb isolados, conforme a tabela 4, do capítulo 3.

Segundo Henry (1987) apud Nascimento (2005), valores acima de 30 °C representam condições potencialmente elevadas para a ocorrência de SCM,

mostrando que o modelo não simulou adequadamente a formação de Cb para esse período, pois na região de Pelotas, observaram-se grandes taxas de precipitação.

Esse resultado talvez não tenha sido coerente com o valor esperado, porque estamos comparando os campos simulados pelo modelo com os valores críticos para a América do Norte, pois segundo Nascimento (2005), não há bibliografias para a América do Sul, para serem comparados.

#### 4.3.3.2 Índice Total-Totals ( $TT$ )

Vejamos a seguir como o modelo simulou o comportamento do índice Total-totals ( $TT$ ) para a mesma região, no item a seguir:

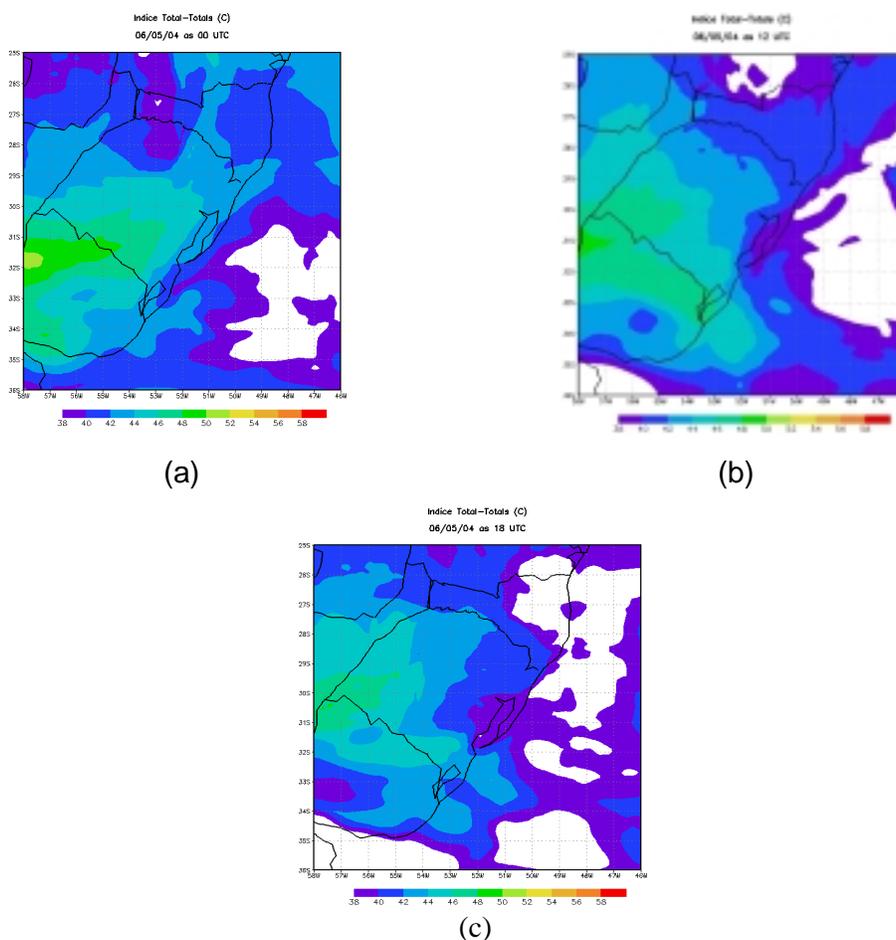


FIGURA 65: Distribuição horizontal do índice de instabilidade  $TT$  simulado para o dia 06/05/04 as 00 UTC (a), 12 UTC (b) e 18 UTC (c).

Com base na tabela 5 do capítulo 3, o índice crítico  $TT$  gerado pelo modelo para o dia 06/05/04, mostra que na metade sul do RS os valores são maiores do que 44 °C, isso indica a formação de tempestades esparsas. Esse valor está de acordo com o observado, visto que nesse período houve uma quantidade significativa de precipitação nessa região.

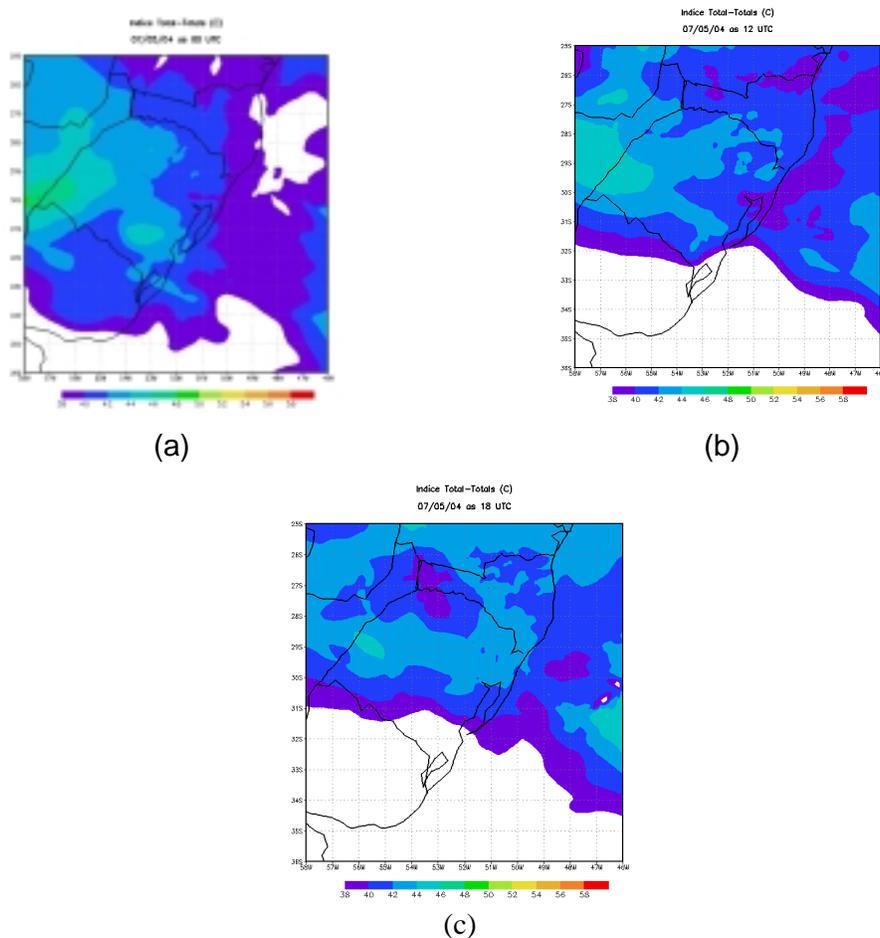


FIGURA 66: Distribuição horizontal do índice de instabilidade  $TT$  simulado para o dia 07/05/04 as 00 UTC (a) 12 UTC (b) e 18 UTC (c).

Para o dia 07/05/04, segundo os campos do *TT* gerados pelo modelo, nota-se que esses valores críticos não passam de 44°C, o que indica a condição de tempo estável, mas com base nos dados observados, esse foi o dia de maior ocorrência de precipitação registrada no período para essa região, portanto esses valores não foram compatíveis com os observados.

Nascimento (2005), na conclusão do seu trabalho aborda que o uso de parâmetros convectivos, para fins de previsão no desenvolvimento futuro de tempestades severas em latitudes médias, serve apenas como complemento de uma avaliação mais ampla sobre a possibilidade de ocorrência de SCM em uma região. Dessa forma, outras variáveis meteorológicas deveriam ser avaliadas, para que o conjunto de dados fosse utilizado na previsão do tempo.

Como no RS, só há dados de radiossondagem para a estação de Porto Alegre, não se pôde analisar o desempenho de outras variáveis através do diagrama Skew T Log -P, pois essa estação localiza-se distante de Pelotas, onde o fenômeno da precipitação foi mais intenso.

## 5. CONCLUSÕES

Embora os testes feitos nesse trabalho foram apenas para três casos e poucas variáveis foram examinadas, não se pode obter conclusões definitivas sobre a eficiência da parametrização de Kuo com a utilização do modelo numérico BRAMS, na previsão de chuvas e tempestades.

No entanto, da comparação dos dados gerados pelo modelo hidrostático utilizado por Almeida (2001), com os dados simulados pelo modelo BRAMS (não hidrostático), observou-se que ambos os modelos subestimaram os volumes de precipitação, porém, o modelo utilizado por Almeida (2001), gerou volumes de chuvas mais próximos aos observados do que os obtidos pelo BRAMS.

Uma das justificativas dessa diferença nos resultados obtidos entre os dois modelos, pode ter sido causada porque Almeida (2001), atribuiu o valor zero, ao parâmetro  $b$  do esquema de Kuo, isto implica admitir que toda a água condensada precipita. Já o modelo BRAMS, utiliza o valor do parâmetro  $b$ , segundo Tremback (1990), ou seja, parte da água condensada precipita e outra parte fica armazenada umedecendo a nuvem.

A partir da comparação realizada entre as precipitações simuladas para os três casos e os dados observados em superfície, notou-se que em todos eles os volumes de chuvas foram subestimados pelo modelo BRAMS.

Porém, na verificação dos campos de pressão e de vento horizontal, observou-se, que esses estavam pelo menos coerentes com as imagens de satélite.

Dessa forma, pode-se observar que o modelo utilizado nesse trabalho apresentou certa eficiência qualitativamente, pois simulou razoavelmente bem a formação de tempestades, como no caso Catarina. Além de simular campos de precipitação de uma forma organizada e com certa coerência em relação ao observado.

Mas, por um outro lado, quantitativamente ele não apresentou a mesma confiabilidade, porque subestimou a precipitação, a magnitude dos ventos (no caso 2) e superestimou a pressão em superfície, em todos os casos analisados.

Alguns fatores não podem ser desconsiderados no momento de se avaliar a eficiência de um modelo de parametrização. Assim uma possível explicação para a incoerência dos dados numéricos gerados pelo modelo do tipo Kuo, nesse trabalho, pode ser dada. Isso ocorre devido ao fato de que os modelos trabalham com os valores médios dos parâmetros meteorológicos para uma dada região, enquanto que os dados registrados nas estações são pontuais, ou seja, variam em cada ponto de uma região.

Além disso, deve-se também ter cuidado com a confiabilidade da leitura dos dados nas estações, devido à calibração, funcionamento e manuseio dos equipamentos de medida.

Sugestões para pesquisas futuras:

- ✓ Analisar o comportamento de outras variáveis termodinâmicas, utilizando a mesma parametrização desse trabalho;
- ✓ Estudar esquemas de parametrizações mais adequados para retratar a ocorrência de precipitação no Sul da América do Sul, usando a modelagem de mesoescala;
- ✓ Investigar os valores mais adequados para os índices  $K$ , Total - Totals ( $TT$ ),  $ILEV$  e outros, para o Hemisfério Sul.
- ✓ Investigar entre as várias parametrizações do Tipo Kuo, qual a mais adequada para o Hemisfério Sul.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, M.B. **Aplicação de um Esquema de Ajuste Convectivo de Umidade em um Modelo Numérico Baroclínico**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Faculdade de Meteorologia, UFPel, Pelotas, 63f, 2001.

ALONSO, M. F. **Estudo da eficiência das parametrizações convectivas na simulação de eventos severos ocorridos no Brasil, utilizando o modelo BRAMS**. Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Faculdade de Meteorologia, UFPel, Pelotas, 127f , 2006.

ANTHES, R. A.; **A cumulus parametrization scheme utilizing a one-dimensional cloud model**. Monthly Weather Review, v. 105, n.3. p.270-286, 1977.

ANTHES, R. A., et al. **Tropical cyclones – Their evolution, structure and effects**. Meteorol. Monogr. 41, 1982.

ARAKAWA, A.; CHEN, J.M. **Closure assumption in the cumulus parameterization problem**. In: Symposium on the WMO/IUGG NW, Tokyo, 1986, Short-and medium-range numerical weather prediction, Tokyo, Matsuno, T, 4-8 August 1986, p. 107-131. Collection of Papers.

ARAKAWA, A.;SCHUBERT, W.H. **Interaction of a cumulus cloud ensemble with the large-scale environment. Part I**. Journal of the atmospheric sciences, v.31, n.3, p. 674-701, 1974.

BETTS, A. K. **A new convective adjustment scheme. Part I: observacional and theoretical basis**. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v.112, n. 473, p.693-709, 1986.

BETTS, A. K.; MILLER, M. J. **A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and arctic air-mass data sets.** Quarterly journal of the Royal Meteorological society, v. 112, n. 473, p. 693-709, 1986.

BOUNGEAULT, P.H.; GELEYN, J.F. **Some problems of closure assumption and scale dependency in the parametrization of moist deep convection for numerical weather prediction.** Meteorology and Atmospheric Physics, v.40, n. 1-3, p. 123 –135, 1989.

CHEN, C; COTTON, W. R. **A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer.** Boundary Layer Meteor., 25, 289-321, 1983

CHO, H. R., and Y. OGURA. **A relationship between the cloud activity and the low-level convergence as observed in Reed-Recker's composite easterly waves.** J. Atmos. Sci. 31, 2058-2065, 1974.

CHO, H. R. **Effects of cumulus cloud activity on the large-scale moisture distribution as observed on Reed-Recker's composite easterly waves.** J. Atmos. Sci. 33, 1117-1119, 1976.

CHO, H. R., CHENG; **Parametrization of horizontal transport of vorticity by cumulus convection.** J. Atmos. Sci. 37, 812-826, 1980.

CLARK, T. L; FARLEY, R. D. **Severe downslope windslope windstorm calculation in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting. A possible mechanism for gustiness.** J. Atmos. Sci., 41, 329-350, 1984.

CLARK, T. L and HALL, W. D. **Multi-domain simulations of the time dependent Navier-Stokes equations: Benchmark error analysis of some nesting procedures.** J. Comput. Phys., 92, 456-481, 1991.

COTTON, R.W.; ANTHES, R.A. **storm and cloud dynamics.** Orlando: Academic Press, 1989. 883p.

DEADORFF, J. W. **Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model.** Boundary Layer Meteor., 18, 495-527, 1980.

EMANUEL, K. A. **Observational evidence of slantwise convective adjustment.** Monthly Weather Review, v.116, n.9, p. 1805-1816, 1988.

\_\_\_\_ **Atmospheric Convection.** New York: Oxford University Press, 1994. 580p.

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F, and L. R. HOXIT. **The use of large-scale budgets for convective parametrization.** Mon. Weather Rev. 104, 1408-1418, 1976.

FRITSCH, J. M.; CHAPPELL, C. F. **Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure system.** Part I: Convective Parametrization. J. Atmos. Sci. 37, 1734-1762, 1980.

GELEYN, J.F. **On a simple parameter-free partition between moistening and precipitation in the Kuo scheme.** Monthly Weather Review, v. 113, n.3, p. 405-407, 1985.

GRELL, G. A., **Prognostic Evaluation of Assumptions used by cumulus parametrization.** Mon. Wea. Rev., 121, 1993.

GRELL, G. A., DEVENYI, D. **A generalized approach to parametrizing convection combining ensemble and data assimilation techniques.** Geophysical Research Letters, v. 29, n. 14, 2002.

HALTINER, G.J.; WILLIAMS, R.T. **Numerical weather prediction and dynamic meteorology.** New York: John Willey, 1980. 477p.

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

JOHNSON, R. H. **The role of convective-scale precipitation downdrafts in cumulus and synoptic-scale interactions.** J. Atmos. Sci. v. 33, p. 1890-1910. 1976.

KLEMP, J. B.; WILHELMSON, R. B. **The simulation of three-dimensional convective storm dynamics.** Journal of Atmospheric Science, v. 35, p. 1070-1096, 1977.

KRISHNAMURTI, T. N., M. KANAMITSU, R. GODBOLE, C. B. CHANG, F. CARR, and J. CHOW. **Study of a monsoon depression (II). Dinamical structure.** J. Meteorol. Soc. Jpn. 54, p. 208-225, 1976.

KRISHNAMURTI, T. N., Y. RAMANATHAN, H.L PAN, R. J. PASCH and J. MOLINARI. **Cumulus Parametrization and Rainfall Rates I.** Monthly Weather Review, v.108, p. 465-472. 1980.

KRISHNAMURTI, T. N., S. L. NAM, and R. PASCH. **Cumulus parametrization and rainfall rates. II.** Mon. Weather Rev. 111, 845-828, 1983.

KUO, H. L. **On formation and intensification of tropical cyclones through latent heat release by cumulus convection.** Journal of the Atmospheric Sciences. v. 22, p. 40-63, 1965.

KUO, H. L. **Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow.** Journal of the Atmospheric Sciences, v. 31, n.5, p. 1232-1240, 1974.

KUO, Y. H., e R. A. ANTHES. **Accuracy of diagnostic heat and moisture budgets using SESAME-79 field data as revealed by observing systems simulation experiments.** Mon. Weather Rev. 112, 1465-1481, 1984b.

LIAN, W.J. **Generalization of Kuo's parametrization of cumulus convection.** Pap. Meteorol. Res. 2, 101-115, (1979).

LIN, M. S. **The evolution and structure of meso- $\alpha$ -scale convective complexes by composite analysis.** Ph. D. Thesis, Colorado State Univ., 1986.

MANABE, S., J. SMAGORINSKY e R. F. STRICKLER, 1965. **Simulated climatology of a general circulation model with a hydrological cycle.** Mon. Wea. Rev., 93, 769-798.

MAHRER, Y.; PIELKE, R. A. **A numerical study of the airflow over irregular terrain.** Beitrage zur Physik der Atmosphäre, v. 50, p. 98-113, 1977.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A. **A Hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers.** Journal of the Atmospheric Sciences, v. 31, n. 7, p. 1791-1806, 1974.

MENEZES, W.F.; DIAS, P..S.; **Um Estudo do impacto das opções físicas do modelo RAMS na Simulação Numérica do "Ciclone Catarina"**. Submetido ao XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 2004.

MOLINARI, J. **A method for calculating the effects of deep cumulus convection in numerical models.** Monthly Weather Review, v.110, n.11, p.1527-1534, 1982.

MOLINARI, J., and T. CORSETTI. **Incorporation of cloud-scale and mesoscale downdrafts into a cumulus parametrization: Results of one and three-dimensional integrations.** Mon. Weather Rev. 113, 485-501, 1985.

NASCIMENTO E. L. **Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos e modelos de mesoescala: Uma estratégia operacional adotável no Brasil?** Revista Brasileira de Meteorologia, v. 20, n.1, 113-122, 2005.

NITTA, T. **Observational determination of cloud mass flux distribution.** J. Atmos. Sci. 32, 73-91, 1975.

NITTA, T. **Response of cumulus updraft and downdraft to GATE A/B-scale motion system.** J. Atmos Sci. 34, 1163-1186, 1977.

OGURA, Y., and CHO, H.R. **Diagnostic determination of cumulus cloud populations from observed large-scale variables.** Journal of the Atmospheric Sciences, v. 30, p.1276-1286. 1973.

- OOYAMA, K. **A Teoryon parametrization of cumulus convection.** *Journal os Meteorological Society of the Japan*. v. 39 (special issue), p. 744-756. 1971.
- ORLANSKI, I. **A rotational subdivision of scale for atmospheric process.** *Bulletin American Meteorologic Society* – v. 56 N<sup>o</sup> 5, p. 527 – 530, 1975.
- PIELKE, R. E. **A three-dimensional Numerical Model of sea Breezes Over South Florida.** *Monthly Weather Review* 102. 115 – 139, 1974.
- PIELKE, R. A. **Mesoscale meteorological modeling.** Orlando: Academic Press, 1984. 612 p.
- REED, R. J., and E. E. RECKER. **Structure and properties of synoptic-scale wave disturbances in the equatorial western Pacific.** *J. Atmos. Sci* 28. 1117-1133, 1971.
- ROCHA, R. P. **Impacto de Parametrização de Convecção em Ciclogênese Sobre o Oceano,** São José dos Campos, 201f. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 2000.
- SCAGLIONI, T. P. **Atividade convectiva no Sul da América do Sul,** Dissertação (Mestrado em Meteorologia), Faculdade de Meteorologia, UFPel, Pelotas, 110f , 2006.
- SMAGORINSKY, J. **General circulation experiments with the primitive equations: 1. The basic experiment.** *Mon. Wea. Rev.*, 91, 99 – 164, 1963.
- SOUZA, E. P. **Estudo Teórico e Numérico da Relação entre Convecção e Superfícies Heterogêneas na Região Amazônica.** 1999. Tese (Doutorado em Meteorologia) Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.
- STORCH, H.V; ZWIERS, F.W. **Statistic Analysis in Climate Research.** New York – NY: Cambridge University Press, 2000. 484p.
- TREMBACK, C. J., **Numerical simulation of a mesoescale convective complex: Model development and numerical results.** Ph. D. Dissertation, *Atmos. Sci. Paper n. 465,* Colorado State University, 247 pp, 1990.
- TRÍPOLI, G. J.; COTTON, W.R. **The Colorado University Three-Dimensional Cloud/Meso-scale Model Part I: General Theoretical Framword and Sensivity Experiments.** *Journal of Research Atmospheric,* v. 16, p. 185-220, 1982.
- YANAI, M,; ESBENSEN, S.; CHU, J. H. **Determination of bulk properties of tropical cloud clusters fron large-scale heat and moisture budgets.** *Journal of the Atmospheric Sciences,* v. 30, n.5, p 611-627, 1973.