



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15396-TDI/1411

**EXPERIMENTOS COM O MODELO REGIONAL ETA
EM DIFERENTES CONFIGURAÇÕES DURANTE O
PERÍODO SALLJEX E MECANISMOS DE
MESOESCALA ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO
DE SCM**

José Roberto Rozante

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela
Dr^a Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, aprovada em 19 de setembro de
2008

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/08.23.21.50>>

INPE
São José dos Campos
2008

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3945-6911/6923

Fax: (012) 3945-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

CONSELHO DE EDITORAÇÃO:**Presidente:**

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação Observação da Terra (OBT)

Membros:

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Haroldo Fraga de Campos Velho - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr^a Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Dr. Ralf Gielow - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr. Wilson Yamaguti - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Jefferson Andrade Ancelmo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Simone A. Del-Ducca Barbedo - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Marciana Leite Ribeiro - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Marilúcia Santos Melo Cid - Serviço de Informação e Documentação (SID)

Yolanda Ribeiro da Silva Souza - Serviço de Informação e Documentação (SID)

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Viveca Sant´Ana Lemos - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-15396-TDI/1411

**EXPERIMENTOS COM O MODELO REGIONAL ETA
EM DIFERENTES CONFIGURAÇÕES DURANTE O
PERÍODO SALLJEX E MECANISMOS DE
MESOESCALA ASSOCIADOS AO DESENVOLVIMENTO
DE SCM**

José Roberto Rozante

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela
Dr^a Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti, aprovada em 19 de setembro de
2008

Registro do documento original:

<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m18@80/2008/08.23.21.50>

INPE
São José dos Campos
2008

R817e Rozante, José Roberto.

Experimentos com o modelo regional ETA em diferentes configurações durante o período SALLJEX e mecanismos de mesoescala associados ao desenvolvimento de SCM / José Roberto Rozante. – São José dos Campos: INPE, 2008.

206p. ; (INPE-15396-TDI/1411)

Tese (Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2008.

1. Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM). 2. Circulação total. 3. Jatos de baixos níveis. 4. Esquema de convecção. 5. Modelo ETA. I.Título.

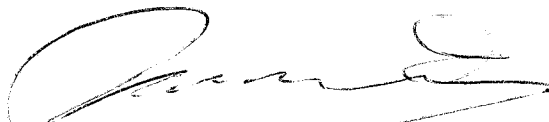
CDU 551.515.4(8)

Copyright © 2008 do MCT/INPE. Nenhuma parte desta publicação pode ser reproduzida, armazenada em um sistema de recuperação, ou transmitida sob qualquer forma ou por qualquer meio, eletrônico, mecânico, fotográfico, microfílmico, reprográfico ou outros, sem a permissão escrita da Editora, com exceção de qualquer material fornecido especificamente no propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2008 by MCT/INPE. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, microfilming, recording or otherwise, without written permission from the Publisher, with the exception of any material supplied specifically for the purpose of being entered and executed on a computer system, for exclusive use of the reader of the work.

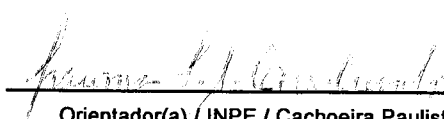
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de Doutor(a) em
Meteorologia

Dr. José Antonio Marengo Orsini



Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Iracema Fonseca de Albuquerque
Cavalcanti



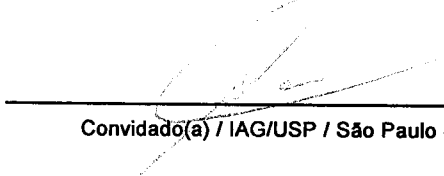
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dra. Chou Sin Chan



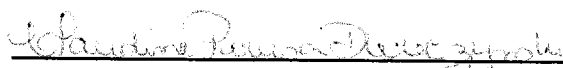
Membro da Banca / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Adilson Wagner Gandu



Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo - SP

Dra. Claudine Pereira Dereczynski



Convidado(a) / UFRJ / Rio de Janeiro - RJ

Aluno (a): José Roberto Rozante

São José dos Campos, 19 de setembro de 2008.

“Há homens que lutam um dia e são bons, há outros que lutam um ano e são melhores, há os que lutam muitos anos e são muito bons. Mas há os que lutam toda a vida e estes são imprescindíveis”

BERTOLD BRECHT

*A meus filhos,
Vinicius Rozante e
Gabriela Rozante.*

AGRADECIMENTOS

A minha orientadora Prof. Dra. Iracema F. A. Cavalcanti, pelo conhecimento passado, e pela orientação e apoio na realização deste trabalho.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE, pela oportunidade de estudos e utilização de suas instalações.

Aos professores do INPE pelo conhecimento compartilhado.

A meus pais Humberto e Aparecida Rozante por sempre acreditarem na importância do estudo.

Aos meus amigos de trabalho (IO-METOP), e em especial ao Demerval Soares Moreira, pela compreensão e apoio durante o período de curso.

Aos doutores Saulo R. Freitas e Pedro L. S. Dias, pelas sugestões fornecidas durante a realização da tese.

À amiga Simone M. S. Costa, pela revisão de inglês do artigo submetido aceito no Journal of Geophysical Research.

À turma de doutorado, TURMA 10: Adma, André, Gilvan, Luciene, Luz Adriana, Marco Aurélio, Marcos Mendonça, Paula, Wagner pela amizade, união e descontraídas discussões científicas.

Ao projeto Serra do Mar/FAPESP (04/09649-0) , e ao CNPq pelo auxílio à pesquisa.

Aos membros da banca examinadora composta pelos Doutores Adilson W. Gandú, Chou S. Chan, Claudine P. Dereczynski e J. A. Marengo Orsini pelos comentários e sugestões.

RESUMO

Diversos mecanismos estão envolvidos no desenvolvimento de Sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) no norte da Argentina, alguns bastante estudados (escala sinótica) e outros ainda a serem discutidos (escalas locais, tais como circulações vale-montanha). Uma das ferramentas que vem sendo amplamente utilizada para estudar os SCMs, principalmente em regiões com poucas observações, são os modelos de alta resolução. Neste trabalho foram realizados experimentos para testar a influência da aproximação hidrostática (hidrostático (H) vs não-hidrostático (NH)), do esquema de convecção (Betts-Miller-Janjic (BMJ) vs Kain-Fritsch (KF)) e da umidade do solo (climatológica (CM) vs estimada (EM)) no modelo regional Eta com resolução horizontal de 10 quilômetros e 38 níveis na vertical, durante o período SALLJEX. A configuração que melhor representou as condições atmosféricas na região preferencial para a formação dos SCMs (NH, KF e EM) foi utilizada para os estudos abordando as características atmosféricas e as influências locais na formação dos SCMs. Os resultados mostraram que o modelo Eta é capaz de simular os efeitos de escalas locais associados à formação de SCMs. O modelo simulou bem a ocorrência do jato em baixos níveis (JBN) e do jato em altos níveis (JAN) com a configuração de circulação secundária associada (termicamente direta), os quais foram responsáveis pelo desenvolvimento e posicionamento da convecção. A circulação local gerada a leste dos Andes devido ao gradiente de temperatura, e a oscilação inercial devido à força de Coriolis, a qual agiu no fortalecimento do JBN, contribuíram positivamente para o processo de formação da convecção associada aos SCMs. Os resultados de uma simulação e previsão, para um caso de SCM (usando análise e previsão de um MCGA), indicaram que o modelo é capaz de prever bem esse sistema, desde que as condições de contorno laterais sejam apropriadas. Os erros na previsão foram relacionados com os campos dinâmicos fornecidos pelo MCGA, principalmente na borda sul, na região do jato em altos níveis, e na borda norte, relacionados com o escoamento de norte em baixos níveis.

EXPERIMENTS WITH THE REGIONAL ETA MODEL IN DIFFERENT SETTINGS DURING THE SALLJEX PERIOD AND MESOESCALE MECHANISMS ASSOCIATED WITH MCS DEVELOPMENT

ABSTRACT

The rainfall regime over southern Brazil, Uruguay and northern Argentina is strongly influenced by Mesoscale Convective Systems (MCSs) that develop during night time associated with the Low Level Jet (LLJ) to the east of Andes. As they are mesoscale systems, their predictability depends on the model resolution and ability in representing the main features associated with their development. This study aimed to find the best configuration of the regional Eta model applied to the region of frequent MCS development to the east of Andes, and to analyze the atmospheric conditions associated with the development of these systems in a high resolution model results. Three experiments were performed, considering the South American Low Level Jet Experiment (SALLJEX) period, to test some features of the model: Hydrostatic (H) vs Nonhydrostatic (NH), convection scheme (Betts-Miller-Janjic (BMJ) vs Kain Fritsch) and soil moisture (Estimated (EM) vs Climatological (CM)). The best configuration (NH,KF,EM) was applied to study the atmospheric circulation and local influences associated with the MCSs development. The position and intensity of convection associated with the MCSs were related to the regions of upper and low level jets and to the available atmospheric humidity. The model was able to simulate, 72 hours in advance, the precipitation and the associated mechanisms of MCSs occurrence. The diurnal cycle and local circulation were also well represented by the model with closer values to observations in KF than in BMJ. The mountain-vale circulation to the east of Andes due to the differential heating and the inertial circulation due to the Coriolis force which strengthened the LLJ, contributed to the development of convection associated with the MCSs. Results of simulation and forecasting of a MCS case, (using analyses and forecasting from a GCM), indicated that the model is able to predict well this system if the lateral boundary conditions are appropriated. The errors in the forecasting were related to dynamic fields provided by the AGCM, mainly in the southern boundary conditions at the upper level jet region, and in the northern boundary conditions related to the low level northerlies that were introduced inside the domain.

SUMÁRIO

Pág.

LISTA DE FIGURAS

LISTA DE TABELAS

1	INTRODUÇÃO.....	31
1.1	Objetivos.....	33
1.2	Justificativa do estudo.....	34
2	REVISÕES BIBLIOGRÁFICAS.....	37
2.1	Fenômenos abordados no estudo.....	37
2.1.1	Sistemas convectivos de mesoescala.....	37
2.1.2	Jatos em baixos e altos níveis.....	40
2.1.3	Oscilação inercial e circulação vale-montanha.....	43
2.2	Opções de ajustes de modelos.....	49
2.2.1	Modo hidrostático e não hidrostático.....	49
2.2.2	Esquemas de convecção.....	50
2.2.3	Inicialização da umidade do solo.....	53
3	MATERIAIS E MÉTODOS.....	55
3.1	Modelo.....	55
3.1.1	Grade horizontal.....	55
3.1.2	Coordenada vertical.....	57
3.1.3	Esquemas de integração e parametrização.....	59
3.1.4	Topografia.....	60
3.2	Experimentos.....	61
3.2.1	Descrição dos experimentos.....	61

3.2.1.1	Hidrostático vs Não-Hidrostático.....	63
3.2.1.2	Kain-Fritsch vs Betts-Miller-Janjic.....	64
3.2.1.3	Umidade climatológica vs Umidade estimada.....	65
3.2.1.4	Experimentos com casos específicos de SCMs.....	65
3.3	Metodologia de avaliação dos experimentos.....	66
3.3.1	Base de dados.....	66
3.3.2	Índices estatísticos para as variáveis dinâmicas e termodinâmicas	68
3.3.2.1	Viés médio.....	68
3.3.2.2	RMSE.....	69
3.3.2.3	Correlação de anomalias.....	69
3.3.3	QPF Índices quantitativos para a precipitação..	70
3.3.3.1	Probabilidade de detecção (POD).....	71
3.3.3.2	Razão de alarme falso (RAF).....	71
3.3.3.3	Equitable threat score normalizado (ETS)	72
3.3.3.4	Bias.....	73
3.4	Seleção dos casos.....	73
3.5	Cálculo da circulação local.....	74
4	RESULTADOS DOS EXPERIMENTOS.....	77
4.1	Hidrostático vs não hidrostático.....	77
4.1.1	Avaliação com análises do NCEP (T254L64).....	77
4.1.2	Avaliação com radiossondagens.....	79
4.1.3	Avaliação com estações de superfície.....	82
4.1.4	Comparação entre movimentos verticais H e NH.....	85
4.1.5	Conclusões do experimento.....	87

4.2	Betts-Miller-Janjic vs Kain-Fritsch.....	88
4.2.1	Avaliação com análises do NCEP (T254L64).....	88
4.2.2	Avaliação com radiossondagens.....	89
4.2.3	Avaliação com estações de superfície.....	92
4.2.4	Conclusões do experimento.....	98
4.3	Umidade Climatológica vs Umidade Estimada.....	99
4.3.1	Avaliação com análises do NCEP (T254L64).....	101
4.3.2	Avaliação com radiossondagens.....	102
4.3.3	Avaliação com estações de superfície.....	105
4.3.4	Conclusões do experimento.....	109
5	COMPOSTOS DE CASOS.....	111
5.1	Apresentação dos Casos.....	112
5.2	Avaliação da precipitação.....	116
5.3	Principais características atmosféricas associadas com a ocorrência de SCMs nos resultados das simulações.....	119
5.4	Ciclo diurno.....	128
5.5	Oscilacao inercial e Circulação local.....	136
6	EXPERIMENTOS COM AS CONDIÇÕES DE CONTORNO LATERAIS....	143
6.1	O Caso Estudado.....	144
6.2	Diferenças entre as simulações e previsões.....	146
6.3	Análise das Condições de contorno laterais.....	150
7	CONCLUSÕES.....	157
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	165

APÊNDICE A - COMPOSIÇÃO DE CAMPOS DE PRECIPITAÇÃO EM GRADE REGULAR A PARTIR DE REDES PONTUAIS PLUVIOMÉTRICAS E ESTIMATIVAS DO TRMM.....	181
APÊNDICE B - DESEMPENHO COMPUTACIONAL DAS VERSÕES HIDROSTÁTICA E NÃO HIDROSTÁTICA	185
ANEXO A - ARTIGO ACEITO NO JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH INTITULADO : EVALUATION EXPERIMENTS DURING THE SALLJEX AND MCS DEVELOPMENT CASES USING THE REGIONAL ETA MODEL	187

LISTA DE FIGURAS

		<u>Pág.</u>
2.1	a) Imagem no infravermelho do satélite GOES referente ao dia 23 de janeiro de 2003 às 02 GMT. b) Características (excentricidade) do CCM ocorrido nesta data, (c) corte esquemático da nebulosidade durante um CCM.....	38
2.2	Esquema idealizado da circulação local do tipo vale montanha durante o dia (a) e noite (b).....	45
3.1	Grade horizontal do tipo E de Arakawa. FONTE: adaptada de Black (1994, p. 270).....	56
3.2	Distribuição da estrutura vertical do modelo Eta com 38 níveis na vertical.....	59
3.3	Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta e distribuição das variáveis na vertical (u, T, Ps). FONTE: Adaptada de Nickovic (1998).....	60
3.4	Distribuição espacial das estações de superfície (SYNOP+METAR em vermelho) e ar superior (RADIOSONDAS em branco) localizadas no interior do domínio de integração e a topografia do modelo.....	67
4.1	Correlação de anomalias (durante todo o período do experimento) de PNMM(a), Z(500 hPa) (b) e q (850 hPa) (c), u 850 hPa (d), 500 hPa (e) e 250 hPa (f) hPa e v 850 hPa (g), 500 hPa (h) e 250 hPa (i) para as versões H (vermelho) e NH (azul).....	78
4.2	Simulação de 66 horas do Perfil vertical do viés	

	médio da T(C), u(m/s), v(m/s) para as estações de Mariscal, Dourados e Resistência. Experimento H (vermelho) e NH (azul).....	80
4.3	Perfil vertical da média (durante o período estudado) do v(m/s), u(m/s) e T(C) para a estação de Resistência (Argentina).Versão H (vermelho), NH (azul) e observação (preto).....	82
4.4	Viés médio da PNMM (a), TD (b) e V (c).....	83
4.5	Evolução temporal do Viés médio de 72 horas da PNMM (a), TD (b) e V (c).....	84
4.6	RMSE médio da PNMM(a), TD (b),v(c) e T(d).....	84
4.7	Média temporal (durante todo experimento) da média espacial (35°S-20°S;67.5°W-55°W) de omega em 500 hPa.(a) Movimentos ascendentes e (b) descendentes. FCT indica horários de integração e UTC horários válidos das simulações. H(vermelho) e NH(azul).....	86
4.8	Evolução temporal das simulações de 66 horas da média de Omega em 850 hPa sobre a região onde ocorreram os dois SCMs para as versões H(vermelho) e NH (azul).....	87
4.9	Correlação de anomalias de PNMM (a), Z (b) e v (c) em 850 hPa durante todo o período do experimento (32 dias) para as versões BMJ (vermelho) e KF (azul).....	88
4.10	Simulação de 66 horas do Perfil vertical do viés médio da temperatura do ar, vento zonal, vento	

meridional para as estações de Mariscal, Dourados e Resistência. Experimento BMJ (vermelho) e KF (azul).....	91
4.11 Perfil vertical da média (durante o período estudado) de v, u e T para a estação de Resistência (Argentina).....	92
4.12 RMSE médio (a), viés médio (b) e evolução temporal de 72 horas para PNMM.....	93
4.13 RMSE médio (a), viés médio (b) e evolução temporal de 72 horas para TD em 2 metros.....	94
4.14 Evolução temporal das simulações de 72 horas e observações para T em 2 metros, U e V em 10 metros.....	94
4.15 Evolução temporal da média espacial (35°S-20°S e 67.5°W-55°W) da precipitação observada (preto), e simulações de 72 horas da versão com BMJ (vermelho) e KF (azul).....	95
4.16 Evolução temporal da média espacial sobre a área de atuação dos SCMs (27°S-25°S e 61°W-57°W) da precipitação observada (preto), e simulações de 72 horas da versão com BMJ (vermelho) e KF (azul).....	96
4.17 ETS (a), BIAS (b), POD(c) e RAF(d) referente as simulações de 72 horas para as versões BMJ (vermelho) e KF (azul).....	97
4.18 Evolução temporal da média espacial (35S-20S e	

67.5W-55W) da EM (azul), CM (vermelha) e precipitação observada (preto).....	99
4.19 Média da área (35°S-20°S e 67.5°W-55°W) dos fluxos de calor sensível (a) e latente (b) para os experimentos com EM (azul) e CM (vermelho).....	101
4.20 Correlação de anomalia (a), RMSE (b) e viés da temperatura virtual em 850 hPa para todo o período do experimento (32 dias) dos experimentos CM (vermelho) e EM (azul).....	102
4.21 Simulação de 66 horas do Perfil vertical do viés médio de T, u, e v para as estações de Mariscal, Dourados e Resistência. Experimento CM (vermelho) e EM (azul).....	104
4.22 Perfil vertical da média (durante o período estudado) de v(m/s), u(m/s) e T ₀ para a estação de Resistência (Argentina).....	105
4.23 RMSE médio de PNMM (a), T em 2 metros (b) e v em 10 metros(c).....	106
4.24 Viés médio (a) e evolução temporal das simulações de 72 horas (b) da PNMM	106
4.25 Viés médio (a) e evolução temporal das simulações de 72 horas (b) da temperatura do ar em 2 metros.....	107
4.26 Viés médio do u (a) e v (b)	108
4.27 ETS (a), RAF(b), BIAS (c), POD(d) referente as	

	simulações de 72 horas para as versões CM (vermelho) e EM (azul).....	109
5.1	(a) Imagens de satélite Goes (06:00 GMT) dos dias 18/01/2003, 24/10/2005, 05/11/2005, 26/10/2006; (b) precipitação Observada; (c) Simulação BMJ, (d) simulações KF (vetores de vento em 850 hPa são traçados quando o vento meridional de norte forem superior a 5 m/s).....	114
5.2	(a) Imagens de satélite Goes (06:00 GMT) dos dias 05/12/2005, 06/02/2006, 02/03/2006, 09/03/2006; (b) precipitação Observada; (c) Simulação BMJ, (d) simulações KF (vetores de vento em 850 hPa são traçados quando o vento meridional de norte forem superior a 5 m/s).....	115
5.3	Média da Precipitação (acumulada em 24 horas) sobre a área de 2 graus em torno de cada sistema para as simulações de KF(azul), BMJ(vermelho) e observado(preto)nos setores norte (a) e sul(b).....	116
5.4	Compostos da precipitação acumulada em 24 horas para os casos de SCMs. Setor norte OBS(a), KF(b), BMJ(c) e setor sul OBS(d), KF(e) e BMJ(f).....	117
5.5	ETS (a), BIAS (b), POD(c) e RAF(d) referente as simulações de 72 horas para as versões BMJ (vermelho) e KF azul). Experimento dos compostos...	119
5.6	Simulações de 66 horas da PNMM (contorno) e q em 850 hPa (sombreado). Setor norte (a) , (b) e (c). Setor sul (d), (e) e (f).....	122

5.7	Simulações de 66 horas da magnitude do vento meridional (sombreados), circulação em 850 hPa (vetores) e o Jato de Altos Níveis (contornos). Setor norte (a) , (b) e (c). Setor sul (d), (e) e (f).....	123
5.8	Corte vertical de v (sombreado) e q (contorno) na latitude de 20°S para o setor norte (a)KF, (b)BMJ e setor sul (c)KF e (d)BMJ.....	125
5.9	Simulações de 66 horas do vento em 850 hPa (vetores acima de 9 m/s), vorticidade (sombreado) e vento em 250 hPa (contornos) válidas para 6 horas antes do estágio maduro do sistema. Setor norte (a) e setor sul (b).....	126
5.10	Corte vertical de (v,ω) em 60°W para os casos dos experimentos do setor norte(a) e sul(b). (vetores em vermelho são as regiões com movimentos verticais mais intensos).....	127
5.11	Média espacial da área 2°X2° centrada no núcleo máximo de precipitação para a precipitação (a), PNMM (b), T em 850 hPa (c), q em 850 hPa (d), v (e), u (f) em 850 hPa e u em 250 hPa (g). Para o setor norte.....	134
5.12	Média espacial da área 2°X2° centrada no núcleo máximo de precipitação para a precipitação (a), PNMM (b), T em 850 hPa (c), q em 850 hPa (d), v (e) e u (f) em 850 hPa e u em 250 hPa (g). Para o setor sul.....	135

5.13	Evolução temporal da média espacial (20°S - 18°S ; 63°W - 60°W) do perfil de u (a), v (b) e omega (c) para os dois últimos dias de simulações.....	138
5.14	Média entre as camadas de 950 a 850 hPa da temperatura média calculada sobre a área (20°S - 18°S ; 63°W - 60°W) durante os dois últimos dias de integração.....	138
5.15	Ciclo diurno da média (entre os níveis de 950 e 800 hPa) do vento sobre a região de ocorrência dos JBSs (20°S - 18°S ; 63°W - 60°W) em intervalos de 3 horas.....	140
5.16	Corte vertical da circulação obtida a partir do vento zonal e omega, mediados entre as latitudes de 25°S e 23°S durante o dia (a) e noite(b).....	141
6.1	Campos de PNMM (a,b) e vento em 250 hPa (c,d) das análises (ICNs) e previsões do modelo global (FCTs), respectivamente para alguns horários durante a integração. Domínio de integração do modelo Eta destacado em vermelho.....	145
6.2	Análise(a,d,g,j) e integração de 66 horas simulada (b,e,h,l) e prevista (c,f,i,m) válido para 2003/01/18 06Z.....	147
6.3	Precipitação acumulada em 24 horas válida pra 18/01/2003 GMT. (a) observado, (b) simulação e previsões com 72 horas de antecedência da versão Eta 10km (c) e Eta operacional de 40 km (d).....	149
6.4	Localização geográfica das bordas utilizadas nos	

experimentos.....	151
6.5 Evolução temporal das condições de contorno na borda sul (previsões (FCT) e simulações (ICN)) para a (a) pressão, (b) vento em 250 hPa.....	152
6.6 Evolução temporal das condições de contorno na borda norte (previsões (FCT) e simulações (ICN)) para a (a) umidade relativa e (b) vento em 850 hPa.	154
6.7 Evolução temporal das condições de contorno na borda oeste (previsões (FCT) e simulações (ICN)) para o vento em 250 hPa.....	155

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Especificações do critério de Bonner(1968).....	41
3.1 Configuração dos experimentos, onde H significa hidrostático, NH não-hidrostático, BMJ Betts- Miller-Janjic, KF Kain-Fritsch, CM umidade climatológica e EM umidade estimada.....	62
3.2 Tabela de contingência.....	71

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

BMJ	Betts-Miller-Janjic
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
CM	Umidade Climatológica
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
EM	Umidade Estimada
ETS	Equitable Threat Score
FCT	Previsões
H	Hidrostático
HIRLAM	High Resolution Limited Area Model
ICN	Análises
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JAN	Jato em Altos Níveis
JBN	Jato em Baixos Níveis
JMA	Japan Meteorological Agency
KF	Kain Fritsch
MNPT	Modelos Numéricos de Previsão de Tempo
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
NH	Não Hidrostático
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
POD	Probabilidade de detecção
Pr	Paraná
RAF	Razão de Falso Alarme
RAMS	Regional Atmospheric Modelling System
RMSE	Erro Quadrático Médio
SALLJEX	South American Low-Level-Jet Experiment
TRMM	Tropical Rainfall Measurement Mission
TVM	Three-dimensional Vorticity Model
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul

1 INTRODUÇÃO

Os Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCMs), são responsáveis pela maior parte da precipitação nos trópicos e em várias localidades de latitudes médias durante a estação quente. No final nas décadas de 70 e 80 foram definidos vários tipos de SCMs: linhas de instabilidade (HOUZE, 1977), "non squall lines" (TOLLERUD;ESBENSEM, 1985) e Complexos Convectivos de Mesoescala (CCMs)(Maddox, 1980). Os CCMs, bem como as linhas de instabilidade, correspondem a uma categoria extrema dos SCMs, tal como a super-célula é um tipo extremos de tempestades.

Sobre a América do Sul, os SCMs subtropicais formam-se preferencialmente sobre o norte da Argentina e Paraguai, e deslocam-se em direção ao Brasil. Apresentam um ciclo de vida em torno de 17 horas (CONFORTE, 1997; NICOLINI et al., 2002), sendo que o estágio inicial ocorre durante a tarde, a fase madura à noite e a dissipação ao meio dia (NICOLINI et al., 2002; VELASCO; FRITSCH, 1987). Os CCMs tropicais são menores em termos de tamanho e em duração, além disso, são caracterizados por um ciclo diurno controlado principalmente pelo aquecimento radiativo (SALIO et al., 2007).

As influências de condições sinóticas na formação dos SCMs têm sido analisadas em vários estudos, como Guedes (1985), Cavalcanti (1982), Velasco e Fritsch (1987) e Uccellini e Johnson (1979). No entanto, os processos físicos e dinâmicos associados à escala sub-sinótica (ex: circulação tipo vale-montanha e oscilação inercial) sobre a América do Sul ainda necessitam ser investigados.

Em termos de grande escala, a interação entre a Alta da Bolívia e a Baixa do Chaco produz divergência em altos níveis, convergência em baixos níveis e movimentos ascendentes, condições necessárias para desencadear a convecção se houver umidade suficiente. O escoamento quando canalizado a leste dos Andes, dependendo do cisalhamento vertical e da intensidade do vento meridional é classificado como jato em baixos níveis (JBN). Esse jato representa um dos mecanismos dinâmicos responsáveis pelo transporte de calor e umidade da região amazônica para as regiões preferenciais de formação de SCMs (norte da Argentina), contribuindo com os índices pluviométricos sobre a região da Bacia do Rio da Prata (BERBERY; COLLINI, 2000).

Os aspectos subsinóticos e de escalas locais associados aos processos de formação dos SCMs foram bastante abordados para a América do Norte. Naqueles estudos ficou constatado que a oscilação inercial e a circulação vale-montanha exercem um papel importante durante o desencadeamento da convecção associada aos SCMs. A oscilação inercial (BLACKADAR, 1957) atua indiretamente através da formação e sustentação dos JBNs, enquanto que a circulação local influencia diretamente na gênese dos SCMs, principalmente no que diz respeito ao hábito noturno (PITCHFORD; LONDON, 1962; MADDIX, 1983; AUGUSTINE; CARACENA, 1994).

A grande limitação no que diz respeito aos estudos relacionados com as influências locais nos mecanismos de formação dos SCMs sobre a América do Sul, juntamente com as interações entre a escala sub-sinótica e sinótica, é a carência de dados observacionais nas regiões onde atuam

estes sistemas. Este fato faz com que os mecanismos de escala sub-sinótica que contribuem para a formação do sistema sejam pouco conhecidos e estudados, exceto quando são realizados experimentos de campo.

No intuito de elucidar alguns aspectos físicos e dinâmicos dos fenômenos de escala sub-sinótica em regiões onde a cobertura de dados observados é praticamente inexistente, opta-se pela utilização de modelos numéricos regionais de alta resolução. Esta ferramenta permite estudar com detalhes os aspectos de mesoescala da região e os mecanismos de formação dos SCMs relacionados às circulações locais.

1.1 Objetivos

Neste estudo pretende-se investigar a habilidade do modelo regional Eta em simular os processos dinâmicos e físicos de mesoescala envolvidos no desenvolvimento de SCMs no norte da Argentina, e também verificar o potencial de previsão de tais sistemas. Alguns objetivos específicos seguem detalhados abaixo:

- a) Identificar a configuração do modelo que melhor represente os padrões de escalas sinóticas e locais associadas à formação dos SCMs sobre o domínio de interesse;
- b) Verificar o impacto da inicialização da umidade do solo nas simulações.

- c) Realizar uma análise dinâmica e termodinâmica na região em casos com SCMs no intuito de estabelecer as condições atmosféricas e de superfície favoráveis à formação;
- d) Caracterizar, com grau de detalhamento, os aspectos relevantes das circulações locais nas proximidades dos Andes, tais como ciclo diurno, intensidade;
- e) Identificar, nas simulações, a contribuição da oscilação inercial para o fortalecimento do JBNs;
- f) Identificar, nas simulações, as influências das circulações locais, secundárias, JBN e JAN no desenvolvimento de SCMs;
- g) Verificar a previsibilidade do modelo Eta, para situações de ocorrência de SCMs;
- h) Analisar o impacto das condições de contorno nos resultados do modelo para casos de SCMs.

1.2 Justificativa do estudo

As fortes chuvas que ocorrem, geralmente sobre o Sul do Brasil associadas aos deslocamentos para leste dos SCMs que se formam no norte da Argentina, costumam causar grandes transtornos à população, tanto na área urbana quanto na rural. Estes sistemas também afetam o Paraguai e o norte da Argentina com danos à agricultura e à população.

Uma previsão confiável da ocorrência desses sistemas convectivos com certo tempo de antecedência poderia ajudar a evitar muitos danos materiais além de salvar vidas.

Muitas pesquisas visando um melhor entendimento dos mecanismos associados à formação de tais sistemas vêm sendo realizadas. No entanto devido à carência de observações sobre a região a leste dos Andes, os estudos concentram-se mais em fenômenos de escala sinótica. Todavia as influências de escalas locais, tais como aquecimento, circulação vale-montanha também exercem um papel importante na gênese dos SCMs, assim como discutido em vários estudos de SCMs que se desenvolvem na América do Norte a leste das montanhas Rochosas.

Na América do Norte, os fatores de mesoescala associados ao desenvolvimento de SCMs, tais como as circulações locais, secundárias e a oscilação inercial já foram amplamente exploradas (BLACKADAR, 1957; UCCELLINI; JOHNSON, 1979; AUGUSTINE; CARACENA, 1994). Na América do Sul, poucos estudos relacionados a fatores de mesoescala têm sido realizados para o entendimento dos mecanismos de formação da convecção associada aos SCMs que se desenvolvem a leste dos Andes. É necessário também saber se o modelo regional Eta é capaz de simular as características de mesoescala, que contribuem para o desenvolvimento dos SCMs, para obtenção de previsões de melhor qualidade sobre a ocorrência de tais sistemas.

2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo mostraremos alguns trabalhos enfocando os fenômenos abordados neste estudo (seção 2.1) e opções de ajustes em modelos numéricos (seção 2.2).

2.1 Fenômenos abordados no estudo

Nesta seção faremos uma abordagem dos fenômenos mais importantes para o desenvolvimento do trabalho: SCMs, JBNS, JANS, oscilação inercial e circulação vale-montanha.

2.1.1 Sistemas Convectivos de Mesoescala

Um dos SCMs mais atuante sobre a região da bacia do Plata é o complexo convectivo de mesoescala (CCM). Este sistema foi definido por Maddox, e levam em conta o tamanho, forma e o tempo de vida. Quanto ao tamanho, o sistema deve apresentar cobertura de nuvens com temperaturas no infravermelho menores que -32°C e com área de 100.000 km^2 , sendo que a região mais interna da nuvem deve apresentar temperaturas menores que -52°C com área de 50.000 km^2 (fig.1c). No que diz respeito à forma, o sistema deve ter formato circular com excentricidade (eixo menor/eixo maior) maior que 0,7 (fig. 1b). O tempo de vida é caracterizado quando as duas condições descritas na classificação do tamanho ocorrem por um período superior a 6 horas. Segundo esses critérios, e de acordo com Orlanski (1975), os CCMs são fenômenos que atuam na escala meso- α , podendo ser considerados agrupamentos de cumulonimbus cujas bigornas formam uma cobertura contínua que dá o aspecto típico visto em uma imagem de satélite. Nos casos em que nem todas as

características incluídas na definição podem ser verificadas, os sistemas são denominados genericamente de SCMs.

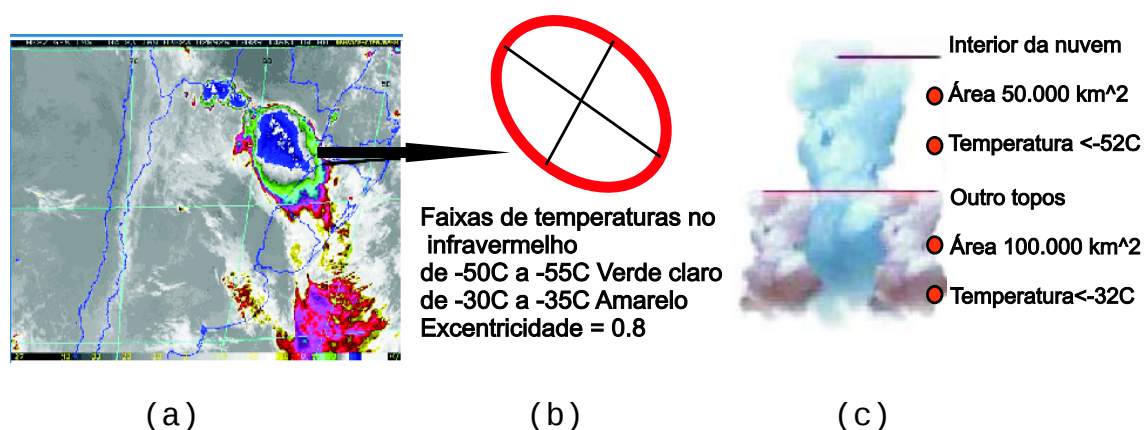


Figura 2.1 - a)Imagem no infravermelho do satélite GOES referente ao dia 23 de janeiro de 2003 as 02 GMT. b)Características (excentricidade) do CCM ocorrido nesta data, (c) corte esquemático da nebulosidade durante um CCM.

Velasco e Fristch (1987), utilizando imagens de satélite e observações, estudaram as características dos CCMs nos trópicos e latitudes médias. Os resultados mostraram que a maior parte das características observadas para a América do Norte foram similares às da América do Sul, exceto no que diz respeito à dimensão do sistema, sendo que na América do Sul os CCMs são em média 60% maiores. Ainda nesse estudo foi observado que esses complexos convectivos, na sua grande maioria, apresentam características noturnas e continentais, ou seja, se formam sobre o continente e sua máxima dimensão ocorre durante a madrugada.

Na América do Sul, a região preferencial para o surgimento dos CCMs encontra-se a leste dos Andes, mais precisamente

sobre o norte da Argentina. Esta região é favorável ao desenvolvimento destes sistemas devido à topografia e a outros fatores de escala sinótica que serão discutidos posteriormente. Estudos relacionados ao deslocamento destes complexos indicam tendências a apresentarem um deslocamento mais zonal na primavera e início do outono e mais meridional no verão (VELASCO; FRISTCH, 1987).

Estudos pioneiros no Brasil de Cavalcanti (1982) e Guedes (1985), já citavam a formação de aglomerados convectivos que se formavam sobre as proximidades do Paraguai. Figueiredo e Scola (1996), estudando 25 casos de SCMs verificaram que 70% deslocaram-se para leste e sudeste, atingindo o Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná e 30% deslocaram-se para nordeste e norte, atingindo a região sudeste do Brasil. Este tipo de trajetória também foi observado por Guedes (1985).

Estudos realizados por Conforte (1997) mostraram que os CCMS sobre a América do Sul apresentam, em média, área de cerca de 190 mil km², e tempo de vida em torno de 16 horas. No entanto em um dos casos estudados pelo autor, o sistema chegou a atingir uma dimensão máxima com cerca de 900 mil km² e duração em torno de 40 horas. Em uma análise da distribuição anual dos casos estudados foi notado que a maior frequência de CCMS ocorreu nos meses de primavera (39%), seguidos por outono (27%), verão (22%) e por último no inverno (12%).

Modelos regionais operacionais e de pesquisa, integrados durante o período do South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX), não foram capazes de prever satisfatoriamente os dois SCMs que ocorreram nos dias 18 e

23 de janeiro de 2003 (SAULO et al., 2004). Este fato mostra que ainda existe certa deficiência no que diz respeito à previsibilidade deste tipo de sistema. Esta deficiência provavelmente está associada à carência de observações assimiladas pelas análises, especialmente ao longo da cordilheira dos Andes, e também às baixas resoluções dos modelos utilizados que não conseguem simular bem os aspectos de mesoescala e as circulações locais.

Herdies et al. (2004), mostraram que a inclusão de observações do experimento SALLJEX melhorou significativamente a previsão dos padrões de circulação atmosférica que influenciam diretamente a ocorrência de CCMs e que provavelmente as previsões realizadas com as análises assimiladas poderiam caracterizar melhor o fenômeno.

2.1.2 Jatos em Baixos e Altos Níveis

O Conceito dos Jatos em Baixos Níveis (JBNS), introduzido por Means (1952), são fenômenos que se desenvolvem geralmente no período noturno, e estão diretamente associados aos processos dinâmicos e termodinâmicos que ocorrem na Camada Limite Planetária (CLP). Estes fenômenos são classificados de acordo com critérios que levam em conta a intensidade e o cisalhamento vertical do vento descritos na tabela 1 (BONNER, 1968). Tais critérios foram sendo modificados ao longo do tempo de acordo com as características de cada região estudada (STULL, 1988; WHITEMAN et al., 1997).

Tabela 1: Especificações do critério de Bonner(1968)

Critérios	Vento Máximo (m/s)	Cisalhamento vertical (m/s)
1	12	6
2	16	8
3	20	10

FONTE: Adaptado de Bonner(1968)

Os jatos em altos níveis (JANs) são ventos intensos de oeste que ocorrem próximo à tropopausa devido a uma resposta geostrófica da atmosfera ao gradiente meridional de temperatura entre o equador e os pólos. Sua descoberta ocorreu durante a segunda guerra mundial e os primeiros estudos enfocando este fenômeno foram realizados por Riehl et al., (1952), Beebe e Bates (1955) e Riehl (1969).

Marengo et al (2004) desenvolveram uma climatologia dos JBNs da América do sul usando dados de reanálises do NCEP-NCAR para o período 1950-2000. Neste estudo os JBNs foram detectados na sua maioria durante a estação quente. O ciclo diurno do vento mostrou que os JBNs, que ocorrem ao norte de 20°S, são mais freqüentes e intensos entre 06 e 12 GMT (Verão), enquanto os JBNs ao sul de 20°S são mais freqüentes e intensos entre 00 e 06 GMT (inverno).

Situações sinóticas que influenciam a formação dos CCMS foram discutidas em Guedes (1985), Velasco e Fritsch (1987) e Uccellini e Johnson (1979). Em todos esses estudos, as características marcantes foram a presença do JBN juntamente com o jato em altos níveis (JAN). A combinação entre o ar quente e úmido advectado pelo JBN e a circulação transversa ao JAN seria um fator importante para explicar o

desencadeamento da convecção sobre a região próxima à saída do JBN e a noroeste do núcleo da corrente do JAN.

A influência do JBN no ciclo de vida dos sistemas convectivos foi investigada por Torres e Nicolini (2002). Nesse estudo foi mostrado que para os 27 casos analisados, os SCMs apresentaram um ciclo de vida em torno de 17 horas (em concordância com CONFORTE, 1997), sendo que o estágio inicial ocorre durante a tarde, a fase madura à noite e a dissipação ao meio dia (semelhantes a VELASCO; FRITSCH, 1987). Concluiu-se também que a influência mais significativa do JBN ocorre no período de maturidade do SCM, seguido pela formação. Já no período de dissipação observou-se o enfraquecimento do JBN. Outros estudos, tais como Cavalcanti (1982), Custódio e Herdies (1994) também mostraram uma associação entre os JBN com a formação e intensificação dos SCMs. O desenvolvimento de sistemas de convecção profunda ao longo do norte da Argentina, do Paraguai e partes do oeste do sul da região sul do Brasil foi também associado a eventos de JBN (SAULO et al., 2002; SALIO et al., 2002).

Estudos realizados por Wang e Paegle (1996) também sugerem que o JBN é a principal fonte de vapor de água para a maioria das áreas da bacia La Plata. O JBN exhibe uma grande variabilidade nas escalas diária, intrasazonal e interannual e desempenha um papel importante na gênese de sistemas de convecção profunda. (SILVA DIAS et al., 1987; VELASCO; FRITSCH, 1987; KLEEMAN, 1989; STENSRUD, 1996 ; DOUGLAS et al., 1998; PAEGLE, 1998; SAULO et al., 2002).

Salio et. al. (2007), estudaram as características e as condições favoráveis ao desenvolvimento de sistemas

convectivos sobre a América do Sul para um período de 3 anos (setembro de 2000 à maio de 2003) utilizando a reanálise do NCEP (National Centers for Environmental Prediction) de 1 grau e imagens de satélite. Os autores observaram que os SCMs tropicais são menores em termos de tamanho e em duração, quando comparados com os SCMs subtropicais. Além disso, são caracterizados por um ciclo diurno controlado principalmente pelo aquecimento radiativo. Os SCMs subtropicais apresentam a fase madura durante o período da noite sobre a Argentina, sendo que na maioria dos casos ocorrem na presença do JBN.

A atividade convectiva sobre o norte da Argentina, Paraguai e sul/sudeste do Brasil apresenta uma correlação negativa com a convecção associada à ZCAS (NIETO FERREIRA et al., 2003). Naquele estudo foi observado que situações em que a ZCAS estava ausente, observava-se que o JBN intensificava-se, enquanto que na presença da ZCAS a circulação predominante era de noroeste/sudeste, inibindo o fornecimento de calor e umidade para os SCMs. Resultados semelhantes também foram encontrados por Sugahara et al. (1994) e Figueroa et al. (1995).

2.1.3 Oscilação inercial e circulação vale-montanha

Oscilação Inercial é o movimento do ar quando ocorre dentro da camada limite planetária, e resulta da atuação da força de Coriolis sobre o escoamento. Essa força faz com que o escoamento seja desviado para a esquerda (Hemisfério Sul) contribuindo para a intensificação dos JBNS a leste dos Andes.

De acordo com Blackadar (1957), a oscilação inercial também atua como um mecanismo de formação e sustentação dos JBNS. Segundo o autor, durante o dia os ventos na camada limite de mistura são ageostróficos devido ao forte atrito causado por turbulência. Após o pôr do sol quando esse efeito cessa, o gradiente de pressão tende a acelerar o vento que volta a ser geostrófico. Contudo, durante a noite a turbulência é reduzida e a força de Coriolis induz uma oscilação inercial no vento tornando-o supergeostróficas no final da noite. Evidências similares também foram observadas por Cárdenas (1990), em estudos realizados com os JBNS na região de Bauru-SP, onde se concluiu que a presença dos JBNS está associada à oscilação inercial. Em experimentos numéricos realizados por Karam (2002), observou-se que a oscilação inercial foi um dos fatores responsáveis pela formação e sustentação dos JBNS da região de Iperó-SP.

A circulação do tipo Vale-Montanha ocorre devido a uma combinação do aquecimento diferencial e das características topográficas da região. O aquecimento na encosta faz com que o ar suba a montanha, e o ar frio das camadas mais elevadas desça por continuidade (fig. 2.2a) inibindo a convecção sobre o vale. O efeito contrário ocorre durante a noite, quando o ar próximo à montanha se resfria e desce para o interior do vale onde sofre ascensão (fig. 2.2b), favorecendo a convecção sobre o vale.

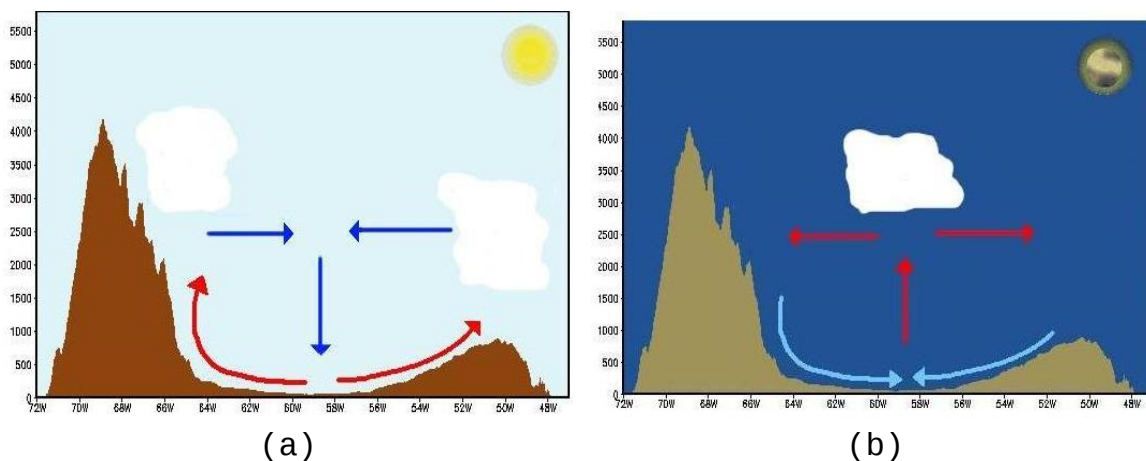


Figura 2.2 - Esquema idealizado da circulação local do tipo vale montanha durante o dia (a) e noite(b).

As características topográficas (vale-montanha) também exercem um papel muito importante na gênese dos SCMs, principalmente no que diz respeito ao hábito noturno (PITCHFORD; LONDON, 1962; MADDOX, 1983; AUGUSTINE; CARACENA, 1994). O fluxo de calor e umidade proveniente da região Amazônica, canalizado pela topografia elevada associado ao escoamento catabático modulado pela montanha, oferece o combustível necessário para desencadear o processo de convecção.

A circulação local nas proximidades dos Andes deve-se principalmente ao gradiente de temperatura entre regiões localizadas à mesma altura sobre a cordilheira e sobre o vale (NIEUWLT, 1977). Esta circulação pode proporcionar a ocorrência de nebulosidade e chuvas no topo da montanha no fim do dia devido à ascensão de ar quente e úmido, e possibilitar convecção sobre o vale durante a noite devido a movimentos descendentes na encosta da montanha que convergem sobre o vale (KOUSKY, 1980).

Holton (1967), estudando o desenvolvimento de tempestades convectivas sobre a bacia do Mississippi observou que um dos mecanismos importantes para desencadear a convecção foi a convergência noturna em baixos níveis causada por ventos catabáticos ao longo das montanhas Rochosas.

O acoplamento entre o JBN e a circulação local vale-montanha é um dos mecanismos causadores de tempestades noturnas sobre a região das planícies dos Estados Unidos (BONNER, 1968). Em virtude das características semelhantes do escoamento e da topografia entre as regiões a leste das Rochosas e a leste dos Andes, é provável que esse acoplamento também ocorra na América do Sul.

Usando uma vasta rede de observações, Stewart et al. (2002) estudaram o comportamento da circulação nas proximidades de várias áreas com topografia acentuada na região oeste dos Estados Unidos durante o período de verão. Os resultados mostraram características semelhantes entre as quatro áreas analisadas, sendo observado um padrão de circulação fortemente dependente do aquecimento e resfriamento, que caracterizava uma circulação termicamente induzida.

Rampanelli et al. (2004), investigaram, usando simulações numéricas, os mecanismos físicos básicos que governam a evolução diária da circulação termicamente induzida. Nesse estudo foi utilizada uma topografia tridimensional idealizada nas simulações. Os resultados mostraram que o aquecimento diferencial entre a montanha e o vale produz uma circulação termicamente induzida, que durante o dia (noite), gera movimentos ascendentes (descendentes) nas proximidades da montanha e subsidência (ascendência) no centro do vale. Esse processo por sua vez tende a inibir

(estimular) o desenvolvimento convectivo sobre a região dos vales durante o dia (noite).

Reiter e Tang (1984), utilizando dados observados de sete anos (1975 a 1980 e 1982) para o mês de julho, descreveram os padrões de circulação causados pelo aquecimento e resfriamento do platô Norte Americano. O impacto desse platô é evidenciado através dos padrões de pressão e circulação. Durante a noite o predomínio da alta pressão sobre as regiões mais elevadas faz com que o vento sopra da montanha para as regiões mais baixas. No período diurno, devido ao aquecimento, essa circulação reverte, soprando em direção às montanhas. As características da circulação, observadas nesse estudo, são bem correlacionadas com os padrões de frequência máxima de tempestades obtidas por Wallace (1975), ou seja, tempestades concentradas nas proximidades das Rochosas durante a tarde e deslocadas para leste no período noturno.

Chiao e Lin (2003), estudando o efeito da circulação local induzida pela topografia na formação de precipitação severa concluíram que a convergência em baixos níveis e o levantamento orográfico foram as maiores causas das intensas chuvas que ocorreram entre os dias 19 e 21 de setembro de 1995 sobre a região dos Alpes. Essas conclusões foram obtidas a partir de integrações do modelo MM5 em uma grade aninhada de 5 km de resolução.

Em estudos recentes, Miao et al. (2003) investigaram as influências da topografia e das características do terreno na circulação termicamente induzida. Os autores utilizaram um modelo não hidrostático de alta resolução (RAMS) em experimentos com e sem topografia e utilizando diferentes

tipos de superfície (deserto e floresta). Concluiu-se nesse trabalho que a presença da topografia exerce um papel fundamental para que a circulação local se estabeleça, além de ser responsável por modelar o ciclo diurno. Observou-se ainda que as características da superfície podem também intensificar ou enfraquecer esse tipo de circulação local.

Diversos pesquisadores têm destacado o papel da topografia do Estado de São Paulo na geração e sustentação de células de circulação direta em mesoescala neste estado. Karan (1995), usando uma versão hidrostática do modelo Three-dimensional Vorticity Model (TVM) estudou a hipótese que o regime de vento sobre a região de Iperó-SP poderia estar associado a uma circulação térmica induzida pela topografia local. Resultados mostraram que a inclinação da topografia é suficiente para manter a circulação local com ventos anabáticos durante o dia e catabáticos durante a noite.

Stivari et al. (2003), utilizando um modelo não hidrostático (TVM), estudaram o comportamento da circulação local nas proximidades da represa de Itaipu (PR). Nesse estudo, experimentos considerando situações realísticas (topografia, presença de lago e floresta) e hipotéticas (sem topografia, sem lago, vegetação alterada) foram realizados. Os resultados mostraram que o tipo de superfície considerado é importante na distribuição da circulação de brisa. Foi concluído que a topografia representa um papel importante na modulação da intensidade dessa brisa, ou seja, a circulação vale-montanha intensifica a brisa, e que o padrão da circulação observado durante o dia sobre a região é devido principalmente a presença do lago de Itaipu.

2.2 Opções de ajustes de modelos

Nesta seção será apresentado alguns estudos abordando a validade da aproximação hidrostática, diferentes esquemas de convecção e inicialização da umidade do solo.

2.2.1 Modo Hidrostático e não hidrostático

A validade da aproximação hidrostática em modelos numéricos de previsão de tempo (MNPTs) vem sendo estudada por vários pesquisadores, incluindo Orlanski (1981), Moore (1985), Kato e Saito (1995). A aproximação é válida em situações onde os movimentos são essencialmente horizontais com velocidade vertical determinada somente pela convergência horizontal, ou seja, a razão de aspecto (H/L) é menor que um, onde H é a escala vertical e L é a escala horizontal. À medida que a resolução dos MNPTs vai aumentando, os fenômenos resolvidos por estes modelos não satisfazem mais as condições onde a aproximação hidrostática é válida, sendo que a partir de uma determinada resolução, as acelerações verticais associadas às escalas locais devem ser consideradas.

Embora alguns estudos sugiram a utilização de modelos numéricos integrados em modo não-hidrostático em resoluções abaixo de 8 km (WEISMAN et al., 1997; ORLANSKI, 1981), alguns centros meteorológicos tais como Japan Meteorological Agency (JMA) e NCEP integram seus modelos regionais operacionais configurados com resolução de 10 km em modo não-hidrostático, apresentando resultados mais satisfatórios que a versão hidrostática (FUGITA et al., 2002).

Em um estudo de caso de precipitação intensa sobre o norte da Europa, a versão hidrostática e não hidrostática do modelo High Resolution Limited Area Model (HIRLAM) de 11, 5,5 e 2,75 km foram avaliadas por Niemela e Fortelius (2003). Para esse caso verificou-se que a versão não hidrostática produziu mais precipitação que a hidrostática. Este fato foi atribuído aos maiores valores de “correntes ascendentes” e convergência de umidade observados na versão não hidrostática. Segundo os autores, as diferenças entre as versões estudadas foram significativas apenas nas resoluções de 5,5 e 2,75 km.

2.2.2 Esquemas de convecção

Os processos convectivos são representados em modelos numéricos através dos esquemas denominados explícitos ou esquemas que parametrizam os seus efeitos. O primeiro esquema de convecção, amplamente utilizado em modelos atmosféricos de circulação global, foi desenvolvido por Manabe et al. (1965). Este esquema era baseado em um procedimento de ajuste úmido para eliminar a instabilidade condicional quando ocorre a saturação.

Desde então, muitos esquemas para parametrizar a convecção nos modelos meteorológicos têm sido desenvolvidos e aperfeiçoados (Kuo, 1974; ARAKAWA; SCHUBERT, 1974; FRITSCH; CHAPPELL, 1980a ; BETTS; MILLER, 1986; KAIN; FRITSCH, 1990; GRELL, 1993). Muitos estudos enfocando o desempenho desses esquemas em modelos numéricos de previsão de tempo e clima vêm sendo realizados.

Wang e Seaman (1997), testaram o desempenho de quatro esquemas de convecção (Kuo, Betts e Miller, Grell, e Kain e

Fritsch) em um modelo de mesoescala para seis casos de precipitação sobre a região central dos Estados Unidos. Eles observaram que o esquema de Kain e Fritsch apresentou um melhor desempenho quando comparado com os outros. Em estudo semelhante realizado por Lobato et al. (2002) sobre o México, foi mostrado que para um caso de verão os resultados dos modelos eram semelhantes mas para o inverno o esquema de Grell era o que apresentava piores resultados.

Gochis et al. (2002) testaram os modelos convectivos Betts-Miller, Grell, e Kain-Fritsch e concluíram que apesar de nenhum dos modelos apresentarem simulações concordantes para todos os casos analisados, o modelo de Kain-Fritsch era o que apresentava resultados significativamente melhores que os outros modelos. Conclusões semelhantes foram encontradas por Klausmann et al. (2002), que compararam os mesmos esquemas anteriores e concluíram que Kain-Fritsch é o que apresenta melhores resultados numa malha de 12 km, enquanto que Grell não simulou bem as zonas de precipitação, e Betts-Miller previu uma zona de precipitação muito inferior à real.

O desempenho de cada esquema de convecção varia muito com o ambiente sinótico, e segundo Yang (2000) nenhum dos esquemas é melhor em todos os parâmetros analisados. Estudos anteriores mostram que cada esquema de convecção era adequado a uma resolução espacial (DUDHIA et al., 2000) e a uma determinada região (PIELKE, 2002).

A seguir faremos uma breve explanação a respeito dos esquemas de convecção (Betts-Miller-Janjic (BMJ) e Kain-Fritsch (KF)) utilizados para a realização deste estudo.

O esquema Betts-Miller foi desenvolvido por Betts (1986) e Betts e Miller (1986) e melhorado por Janjic (1994). O controle dinâmico é exercido considerando a hipótese dos estados sucessivos de equilíbrio entre a grande escala e as nuvens. A convecção transporta calor e umidade de modo a remover ou reduzir a instabilidade condicional (JANJIC, 1994), alterando os perfis de temperatura e umidade para perfis de referência observados por Betts (1986) e Betts e Miller (1986). Os perfis de referência seguem adiabáticas úmidas. Este esquema é ativado quando o ambiente é condicionalmente instável e a atmosfera é mais úmida que a atmosfera de referência (GALLUS, 1999). Os perfis de referência são relativamente secos de modo que este esquema tende a remover toda a umidade presente minimizando a quantidade de chuva produzida explicitamente, (GALLUS, 1999). Este esquema pode não funcionar em situações de convecção intensa em que existe uma camada de ar seco por cima do ar úmido, (GALLUS, 1999). Segundo Betts (1986) os resultados obtidos são bastante sensíveis aos perfis de equilíbrio da umidade e ao parâmetro de eficiência da nuvem. Este esquema não considera movimentos verticais descendentes e portanto só é adequado para escalas superiores a 30 km (DUDHIA et al., 2000). De acordo com Pielke (2002) é mais adequado para oceanos tropicais.

O esquema de Kain-Fritsch (1993) corresponde a uma melhoria do esquema Fritsch-Chappell, sendo que a melhoria refere-se à inclusão de desentranhamento de massa na corrente ascendente em toda a vertical (e não só no topo da nuvem como em Fritsch-Chappell), além de que Kain-Fritsch foi formulado para garantir conservação de massa, energia térmica e umidade total. O esquema considera que toda a

energia disponível é removida no tempo especificado e usa um esquema de mistura ar-nuvem para calcular as taxas de mistura. Este esquema assume que a nuvem se forma e desaparece instantaneamente sem existir um estado estacionário. O controle estático inclui uma parametrização microfísica bastante complexa e os efeitos dos movimentos verticais descendentes nas nuvens. Neste esquema as nuvens atingem o nível de convecção livre e por isso não é preciso considerar um termo extra de impulsão, o que acontece para outros esquemas. De acordo com Pielke (2002) o esquema de Kain-Fritsch não é adequado para ambientes tropicais porque pode simular a convecção com excessivo vigor.

2.2.3 Inicialização da umidade do solo

A diversidade de trabalhos que exploram os aspectos relacionados à interação entre a superfície e atmosfera, tais como em Nobre et al.(1991), e a realização de experimentos em diversos modelos, sugere a elevada importância de variáveis de superfície na qualidade da previsão numérica do tempo, sendo a umidade do solo uma das variáveis que afetam diretamente a qualidade das previsões numéricas.

Sellers et al. (1989) demonstraram que o conteúdo de água no solo é um dos elementos mais importantes nas transferências de calor sensível e latente, e segundo McCumber e Pielke (1981), também apresenta um destaque importante na determinação da estrutura da camada limite e do potencial convectivo. Sendo assim, espera-se que os resultados dos modelos numéricos sejam mais confiáveis para condições de umidade do solo mais realísticas. Contudo, a

umidade do solo mais utilizada nos modelos numéricos é a climatologia de Willmott *et al.* (1985). Esta climatologia pode não ser representativa em situações de ocorrência de eventos anômalos, tais como precipitações intensas e períodos de estiagem.

Vários estudos, tais como, Pielke *et al.* (1999), Mahfout (1991), Cândido (2002), Longo (2003) e Gevaerd *et al.* (2003) mostram a importância da qualidade das informações de umidade do solo para a previsibilidade de modelos atmosféricos. Assim, a inicialização errônea desta variável em modelos atmosféricos pode causar inconsistências na simulação dos fluxos de calor latente e sensível, comprometendo a qualidade da previsão. Este fato demonstra a necessidade de se obter uma informação de água no solo mais realista para a inicialização dos modelos numéricos.

O impacto da umidade do solo no desenvolvimento das nuvens foi analisado por Ek e Holtslang (2004). Um modelo acoplado (superfície e a camada limite) e um método analítico (o qual leva em conta a tendência da umidade relativa) foram utilizados nos experimentos. Resultados mostraram que o efeito da umidade do solo é aumentar a espessura da camada limite (devido ao aumento nos fluxos de superfície) potencializando o aumento da formação de nuvens. A concordância entre o modelo e método analítico também foi verificada.

3 MATERIAIS E METODOS

Neste capítulo são apresentadas as principais características do modelo Eta, o conjunto de dados e experimentos a serem realizados, bem como a metodologia de avaliação dos experimentos, e também os casos selecionados para a realização do trabalho.

3.1 Modelo

O estudo foi realizado utilizando o modelo de previsão de tempo regional Eta (MESINGER et al., 1988; BLACK, 1994) desenvolvido na Universidade de Belgrado e aprimorado ao longo dos anos por vários pesquisadores (ZHAO et al., 1997; JANJIC et al., 2003). A versão utilizada foi a Mesoeta (versão para workstation), obtida a partir de http://strc.comet.ucar.edu/model/wseta_installation.htm).

Este código é similar à versão operacional do NCEP, porém com uma interface mais amigável para a realização de experimentos. A escolha do modelo Eta deve-se ao fato deste modelo utilizar um tipo de coordenada vertical (descrita na seção 3.1.2) que minimiza os erros associados aos gradientes verticais em regiões montanhosas (JANJIC, 1977).

3.1.1 - Grade horizontal

A grade horizontal usada no modelo é a grade E de Arakawa (ARAKAWA; LAMB, 1977). Esse tipo de grade foi adotada devido às suas vantagens em relação às outras grades. A grade E de Arakawa é definida sobre um sistema de coordenadas de latitude e longitude que sofreu uma rotação. Esta rotação do sistema de coordenadas consiste em girar toda grade

geográfica das latitudes e longitudes do globo de tal maneira que a interseção do equador e meridiano de 0° do sistema transformado coincida com o centro do domínio do modelo.

O sistema transformado conta com uma série de vantagens tais como grades horizontais mais uniformemente espaçadas, problemas de convergência dos meridianos minimizados e um passo de tempo adequado na integração do modelo.

A figura 3.1 mostra a grade E, onde os pontos denominados por h são os chamados pontos de massa (ou termodinâmicos) onde são definidas as variáveis (pressão em superfície, umidade específica, velocidade vertical, água líquida, energia cinética turbulenta e variáveis termodinâmicas), enquanto que os pontos v são os pontos de vento onde são definidas as componentes horizontais do vento. O comprimento d indica o espaçamento entre dois pontos de h ou v adjacentes, sendo que a magnitude desse comprimento é comumente usada para definir a resolução horizontal do modelo. Cada ponto de grade consiste em um ponto de massa localizado no centro de quatro pontos de velocidade do vento, todos eles situados sobre os meridianos e paralelos que foram rotacionados.

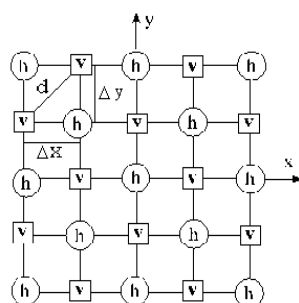


Figura 3.1 - Grade horizontal do tipo E de Arakawa.
FONTE: adaptada de Black(1994,p. 270).

3.1.2 - Coordenada vertical

A coordenada vertical η utilizada no modelo foi desenvolvida por Mesinger (1984) no intuito de resolver um problema relacionado com a coordenada sigma em regiões montanhosas. O problema surge devido a erros associados através de interpolações verticais de geopotencial de superfícies de pressão sigma, que pode gerar erros significativos no gradiente de pressão nas redondezas das montanhas íngremes (JANJIC, 1977). Estes erros que ocorrem em grande extensão são aqueles obtidos a partir de derivadas horizontais, tais como advecção e difusão horizontal, ao longo de uma superfície de coordenada muito inclinada. A exemplo da coordenada sigma (PHILLIPS, 1957), a coordenada η é fundamentada na normalização da pressão, o que proporciona vantagens na solução das equações que governam a atmosfera.

A coordenada η é definida através da seguinte relação:

$$\eta = \left(\frac{P - P_T}{P_{sfc} - P_T} \right) * \eta_{srf} \quad (3.1)$$

Onde

$$\eta_{srf} = \frac{P_{ref}(Z_{sfc}) - P_T}{P_{ref}(0) - P_T} \quad (3.2)$$

P_T – Pressão no topo do domínio do modelo

P_{sfc} e Z_{sfc} – Pressão e altitude à superfície, respectivamente.

Pref - Pressão de referência que é função da distância acima do nível do mar de uma atmosfera padrão.

O primeiro termo do lado direito da Equação 3.1 é a definição padrão da coordenada sigma, enquanto que o termo η_{srf} é apenas função de x e y e responsável pela conversão da coordenada sigma em coordenada η .

A principal vantagem da coordenada η em relação à sigma está no fato de que na η as superfícies constantes estão dispostas quase na horizontal tanto nas áreas planas quanto nas montanhosas. Isto reduz o problema da falsa contribuição para o gradiente de pressão que acontece na coordenada sigma. Logo, a coordenada η pode ser considerada uma alternativa para substituir o sistema sigma.

A figura 3.2 mostra a distribuição vertical de 38 camadas que serão usadas neste estudo. Pode-se observar que existem dois máximos de resolução, o primeiro próximo à superfície para detalhar melhor os processos que ocorrem na camada limite planetária, e um segundo próximo à tropopausa para representar melhor as regiões baroclínicas, através da identificação da correntes de jato, inversão térmica etc.

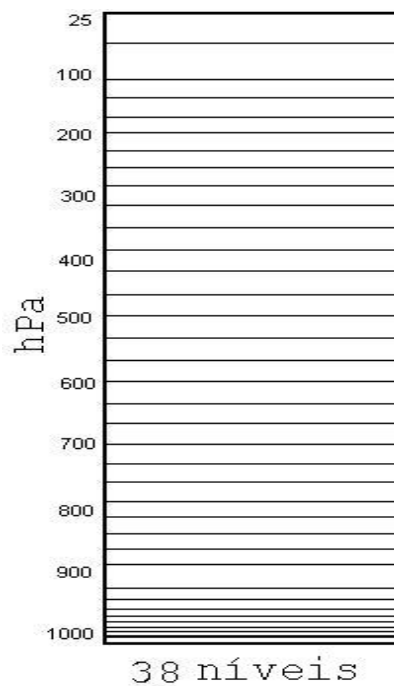


Figura 3.2 - Distribuição da estrutura vertical do modelo Eta com 38 níveis na vertical.

3.1.3 - Esquemas de integração e parametrização

A integração no tempo utiliza a técnica de 'split-explicit' (GADD, 1978). Os processos turbulentos são tratados através do esquema de Mellor-Yamada (1974,1982). O esquema de parametrização de radiação de ondas longas (FELS;SCHWARZKOPF, 1975) e curtas (LACIS;HANSEN, 1974) foi desenvolvido pelo Geophysical Fluid Dynamics Laboratory. Esses esquemas são acionados a cada uma hora de previsão. A nebulosidade é baseada na umidade relativa e na taxa de chuva convectiva do modelo. A distribuição dos gases atmosféricos é climatológica, sendo o ozônio uma média sazonal por faixa de latitude e o CO₂ igual a 370 ppm em todo o globo. O esquema de superfície é representado pelo esquema OSU (CHEN et al., 1997). A parametrização de

convecção pode ser realizada pelos esquemas de Betts-Miller (1986) e Kain-Fritsch (1990). O esquema de microfísica de nuvens é o Eta Grid-scale Clouds and Precipitation scheme of 2001 (EGCP01) descrito por Rogers *et al.* (2001).

3.1.4 - Topografia

A topografia do modelo Eta é representada por degraus discretos cujos topos coincidem com a interface das camadas do modelo. A altura de cada degrau é obtida a partir do método de silhueta (maiores detalhes sobre o método podem ser encontrados em ROZANTE, 2001). A Figura 3.3 mostra uma seção vertical onde a topografia e as superfícies η são representadas. As variáveis de massa e do vento horizontal são distribuídas no meio das camadas, enquanto que a velocidade vertical e energia cinética turbulenta são representadas nas interfaces das camadas.

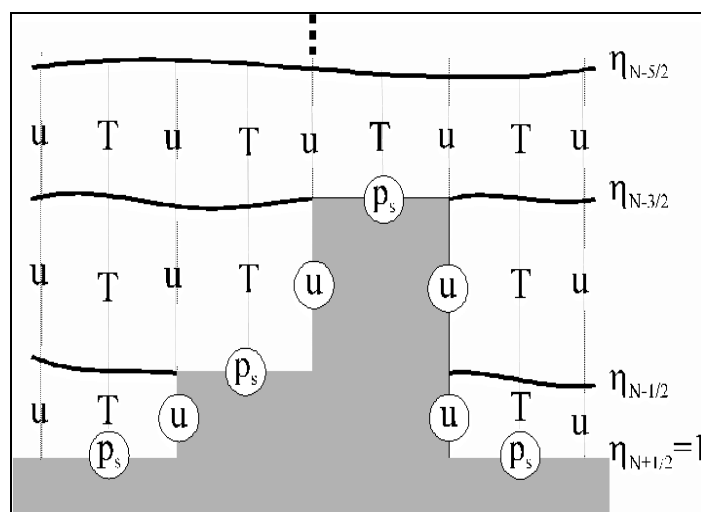


Figura 3.3 - Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta e distribuição das variáveis na vertical (u , T , p_s).

FONTE: Adaptada de Nickovic (1998).

3.2 Experimentos

Nos últimos anos, devido ao avanço tecnológico e também à pesquisa em modelagem numérica, modelos regionais oferecem inúmeras opções de integração, tais como diferentes resoluções, esquemas de convecção, esquema de radiação, processos de superfície, modo hidrostático e não-hidrostático. No entanto estas opções devem ser testadas e avaliadas no intuito de encontrar a combinação entre as opções que melhor represente as previsões de uma determinada região de interesse. Neste capítulo serão descritos vários experimentos visando testar a configuração do modelo que melhor represente as condições atmosféricas para o domínio de interesse.

As avaliações das diferentes configurações, com análises de erros foram realizadas com uma série de experimentos descritos na seção 3.2.1 . Os esquemas de convecção para casos específicos de ocorrência de SCMs são descritos na seção 3.2.2 .

Nos experimentos foram realizadas integrações com o modelo regional MesoEta (versão workstation), configurado com resolução horizontal de 10 km e 38 níveis na vertical sobre a região preferencial de ocorrência de SCMs sobre a América do Sul.

3.2.1 Descrição dos experimentos

O período de integração dos experimentos foi de 02 janeiro a 02 de fevereiro de 2003 (32 dias). Essa escolha deve-se ao fato da maior cobertura de dados observados neste período, propiciada pelo experimento South American Low

Level Jet Experiment (SALLJEX), usados para validação dos resultados.

As condições iniciais (todas as 12 GMT) e os contornos laterais utilizados nos experimentos foram obtidos a partir das análises do NCEP com 64 camadas na vertical e em coeficientes espectrais com truncamento triangular na onda zonal 254 (aproximadamente 54 km). No modelo, a temperatura da superfície do mar é obtida diretamente de um valor médio das temperaturas observadas na semana anterior a cada dia. Para cada dia de integração, essa variável é mantida constante durante todo o período. O albedo é obtido de uma climatologia global sazonal.

Foram efetuados quatro tipos de experimentos (tabela 3.1); o primeiro testando a validade da aproximação hidrostática; o segundo, diferentes esquemas de convecção (Kain-Fritsch (KF) e Betts-Miller-Janjic (BMJ)); o terceiro, diferentes condições de umidade do solo (climatológica (CM) e estimada (EM)), e por último testando o esquema de convecção para casos específicos de SCMs.

TABELA 3.1- Configuração dos experimentos, onde H significa hidrostático, NH não-hidrostático, BMJ Betts-Miller-Janjic, KF Kain-Fritsch, CM umidade climatológica e EM umidade estimada.

	TIPO	CONVECÇÃO	UMIDADE SOLO
EXP.1	H e NH	BMJ	CM
EXP.2	H	BMJ e KF	CM
EXP.3	H	KF	EM e CM
EXP.4	NH	BMJ e KF	EM

3.2.1.1 Hidrostático vs não-hidrostático

Atualmente os recursos computacionais disponíveis permitem integrar modelos numéricos de previsão de tempo operacionais em altíssima resolução, chegando a atingir a escala de alguns quilômetros. O motivo pelo qual se deseja modelar as condições atmosféricas em altíssima resolução deve-se à necessidade de representar melhor os fenômenos de escala local juntamente com as suas interações com outras escalas.

Na escala de alguns quilômetros, a aproximação hidrostática já não é mais válida, pois os movimentos verticais não podem ser negligenciados. Neste caso os modelos não hidrostáticos têm que ser usados preferivelmente. Por diversas décadas estes modelos foram desenvolvidos somente para finalidades de pesquisa, mas a aplicação operacional é agora uma realidade.

Modelos numéricos de previsão de tempo (MNPT) de alta resolução têm sido integrados operacionalmente em vários centros meteorológicos mundiais. O aumento de resolução desses MNPTs requer que simplificações aplicadas em versões de menor resolução sejam revistas. Uma delas seria a aproximação hidrostática, que em resoluções baixas é utilizada com bastante sucesso, no entanto em alta resolução as acelerações verticais não devem ser mais negligenciadas, principalmente em regiões com inclinações mais íngremes.

Este experimento foi configurado com o esquema de convecção Bets-Miller-Janjic e umidade climatológica. A configuração integrada com a opção hidrostática será denominada daqui

por diante de H, enquanto que com a opção não hidrostática será NH.

3.2.1.2 Kain-Fritsch vs Betts-Miller-Janjic

Uma parte significativa da precipitação, especialmente durante o verão, é de natureza convectiva. Este tipo de precipitação é de difícil previsibilidade, uma vez que a maioria dos modelos numéricos de previsão de tempo não consegue resolver explicitamente a convecção nas escalas de espaço e de tempo que ocorrem. Assim, a convecção deve ser parametrizada. Atualmente, modelos de altíssima resolução já tratam as nuvens de forma explícita (ZHAO *et al.*, 1997; LYNN *et al.*, 2005; ROGERS *et al.*, 2001; FERRIER *et al.*, 2002).

Nesses experimentos, foi investigado o desempenho de dois esquemas: Kain-Fritsch e Betts-Miller-Janjic, sendo que o objetivo não foi ajustar parâmetros, mas sim identificar qual dos esquemas consegue representar melhor o regime de precipitação na região de interesse do estudo durante o período do experimento SALLJEX e em alguns casos de complexos convectivos.

Para este experimento o modelo foi integrado com a configuração hidrostática, umidade do solo climatológica, variando os esquemas de convecção BMJ e KF. As características de cada esquema foram apresentadas na seção 2.2.2.

3.2.1.3 Umidade climatológica vs umidade estimada

Este experimento consiste em avaliar as integrações do modelo inicializado com a umidade do solo climatológica (WILLMOTT *et al.*, 1985) e a estimada. A umidade do solo estimada foi obtida através da técnica desenvolvida por Gevaerd e Freitas (2003). Esta técnica consiste em estimar a umidade do solo partindo de dados de precipitação estimada via satélite (TRMM- Tropical Rainfall Measurement Mission) e aplicados a um modelo hidrológico multicamadas baseado em McCumber e Pielke (1981). O produto final consiste de um campo tridimensional composto por três camadas verticais de solo (10, 30 e 200 centímetros).

A configuração para este experimento foi o esquema de convecção de Kain-Fritsch em modo hidrostático (visando economizar recurso computacional). As integrações com a umidade climatológica, doravante serão denominadas de CM, enquanto que aquelas com a umidade estimada serão EM.

3.2.1.4 Experimentos com casos específicos de SCMs

A configuração do modelo que apresentou resultados mais satisfatórios nos experimentos anteriores foi utilizada para simular os casos de SCMs. Foram selecionados 8 casos de SCMs que ocorreram sobre a bacia do Prata. As simulações destes episódios foram realizadas com o modelo Eta configurado em modo não-hidrostático, com o esquema de convecção de KF e BM e inicializando com a umidade estimada. Embora tenha ocorrido apenas dois SCMs (dias 18 e 21 de janeiro de 2003) durante o período avaliado, somente o que ocorreu no dia 18 foi selecionado. A falta de uma das

condições de contorno laterais para o SCM do dia 21 fez com que esse caso tenha sido desconsiderado.

Os resultados deste experimento servirão de base de dados para estudos mais detalhados no que diz respeito à formação, maturidade e dissipação dos SCMs e suas interações com a circulação local, Jato em Baixos Níveis, circulação secundária e Jato em Altos Níveis, discutidos no capítulo 4.

3.3 Metodologia de avaliação dos experimentos

Neste tópico serão mostrados os conjuntos de dados utilizados para validar os resultados dos experimentos, juntamente com alguns índices estatísticos para as variáveis dinâmicas e termodinâmicas e índices quantitativos para a precipitação.

3.3.1 Base de dados

As avaliações dos experimentos foram realizadas utilizando um conjunto de dados observados (32 dias) proveniente de estações convencionais (SYNOPS) e automáticas (PCD's), radiossondagens, metares, estimativa de precipitação por satélite (TRMM) além das informações meteorológicas coletadas durante o período do projeto SALLJEX (02/01/03 a 02/02/03).

O SALLJEX foi um experimento de campo realizado no centro-oeste da América do Sul durante a estação chuvosa (novembro de 2002 a fevereiro de 2003). Este experimento integra o Programa Internacional de Variabilidade do Sistema de Monção da América (VAMOS, Variability of American Monsoon

System), patrocinado pelo Programa Internacional de Variabilidade e Previsibilidade de Clima (CLIVAR, Climate Variability and Predictability), associado à Organização Meteorológica Mundial. O SALLJEX tem representantes regionais nos seguintes países: Estados Unidos, Brasil, Argentina, Bolívia, Peru, Uruguai e Paraguai. Durante o experimento foram realizadas coletas de dados de radiossondas, balão piloto e de pluviômetros digitais.

Os pontos onde houve medições, sobre o domínio de integração, ficaram divididos entre 92 observações de superfície (SYNOP+METAR) e 21 de ar superior (incluindo os dados do SALLJEX), sendo sua distribuição espacial apresentada na figura 3.4.

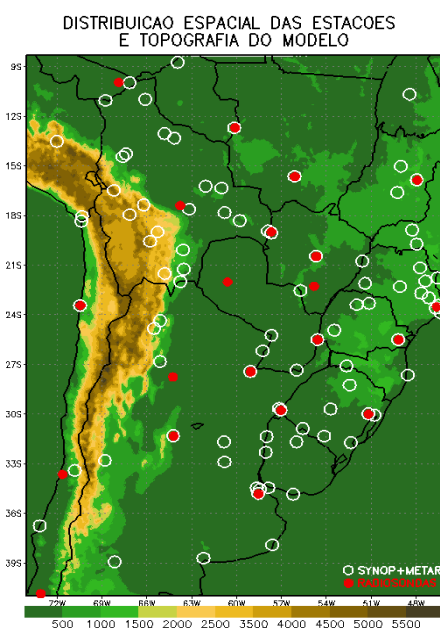


Figura 3.4 - Distribuição espacial das estações de superfície(SYNOP+METAR em branco) e ar superior(RADIOSSONDAS em vermelho) localizadas no interior do domínio de integração e a topografia do modelo.

As variáveis de superfície utilizadas para as avaliações foram: temperatura e temperatura do ponto de orvalho em 2 metros, pressão reduzida ao nível médio do mar, vento zonal e meridional em 10 metros e a precipitação. Para as avaliações na vertical utilizou-se a temperatura do ar, vento zonal e meridional em diversos níveis da atmosfera.

No sentido de suprir a carência de observações meteorológicas em algumas regiões do domínio de integração, optou-se também pela utilização das análises do NCEP (T254L64) e dados de precipitação do TRMM nas avaliações dos experimentos.

3.3.2 Índices estatísticos para as variáveis dinâmicas e termodinâmicas

As simulações dos experimentos são interpoladas bilinearmente para os pontos correspondentes às latitudes e longitudes das estações. Tendo as informações dos experimentos interpoladas para os pontos das estações, foram efetuados os cálculos de alguns índices estatísticos descritos abaixo.

3.3.2.1 Viés médio

O viés médio utilizado neste estudo é simplesmente a diferença entre as simulações e as observações (equação 3.3). Essas diferenças mostram tendências de um determinado campo meteorológico em superestimar ou subestimar os valores das previsões em relação às análises. O viés é bastante útil ao indicar discrepâncias nas posições e intensidades dos campos meteorológicos.

$$viesM(H_i) = \frac{\sum_{n=1}^N \frac{\sum_{p=1}^P (previsto(p, n, H_i) - observado(p, n, H_i))}{P}}{N} \quad (3.3)$$

onde:

p = Previsões diárias;

P = Número de previsões utilizadas no período;

H = Tempo de simulação;

n = Cada estação dentro do domínio;

N = Número de estações dentro do domínio.

3.3.2.2 RMSE

A raiz do erro quadrático médio (RMSE) é definido como sendo a raiz quadrada das diferenças entre a simulação e a observação (ao quadrado), dado pela equação 3.4.

$$emqM(H_i) = \frac{\sum_{n=1}^N \sqrt{\frac{\sum_{p=1}^P (previsto(p, n, H_i) - observado(p, n, H_i))^2}{P}}}{N} \quad (3.4)$$

3.3.2.3 Correlação de anomalias

O índice de Correlação de Anomalias é extensamente usado para avaliar o desempenho das previsões dos modelos numéricos. A correlação de anomalias é uma relação entre as previsões, climatologia e as análises, dado pela equação 3.5. A Correlação de anomalias igual a 100% implica em uma previsão perfeita. Valores em torno de 60% sugerem que os

erros da previsão são suficientemente grandes para indicar o mínimo desempenho aceitável para as previsões, e para valores abaixo de 60% as previsões são consideradas não utilizáveis.

$$AC = \frac{\sum \{[(F - C) - (\overline{F - C})][(A - C) - (\overline{A - C})]\}}{\sqrt{\sum \{[(F - C) - (\overline{F - C})]^2 \sum [(A - C) - (\overline{A - C})]^2\}}} * 100 \quad (3.5)$$

Onde:

AC - Correlação de Anomalias (%),

F - Simulação,

A - Análise,

C - Climatologia observada.

3.3.3 QPF - Índices quantitativos para a precipitação

A simulação da precipitação foi avaliada utilizando dados observados combinados ("merge") com o produto de precipitação do satélite TRMM (maiores detalhes podem ser visto no Apêndice A). Este procedimento deve-se ao fato da baixa densidade de observações sobre a região de interesse.

A precipitação foi analisada através de categorias, isto é, o critério de erro ou acerto da previsão baseia-se na ocorrência ou não do evento de chuva. Os resultados são apresentados em termos de limiares de precipitação (0,254, 2,54, 6,53, 12,7, 19,05, 25,4, 38,1, 50,80) em milímetros.

Para isto são definidas as seguintes categorias mostradas na tabela 3.2:

- o modelo previu chuva e ocorreu no ponto de verificação (a);
- o modelo previu chuva no ponto e não ocorreu (b);
- o modelo não previu chuva no ponto e ocorreu (c);
- o modelo não previu chuva no ponto e não ocorreu (d);

TABELA 3.2 - Tabela de contingência

Observado Previsto		
	Chuva	Não-Chuva
Chuva	a	b
Não-Chuva	c	d

Com base na tabela acima são definidos alguns índices de avaliação.

3.3.3.1 Probabilidade de detecção (POD)

A probabilidade de detecção (POD) é a relação do evento de chuva prevista corretamente com os eventos previstos correta ou incorretamente. Ou seja, mostra o desempenho de detecção da chuva. A melhor previsão ocorre quando o POD for igual a um.

$$POD = \frac{a}{a + c} \quad (3.6)$$

3.3.3.2 Razão de alarme falso (RAF)

O alarme falso nada mais é do que a proporção de previsões de ocorrência de chuva que na verdade não ocorreu, por isso o termo "Alarme Falso ". Quanto mais próximos de 1 for o valor de RAF pior é a previsão de chuva.

$$RAF = \frac{b}{a+b} \quad (3.7)$$

3.3.3.3 Equitable threat score normalizado (ETS)

O ETS (MESINGER; BLACK, 1992) foi definido a partir do threat score (TS) com o objetivo de tentar retirar a tendência que tem o TS em aumentar o número de previsões corretas devido aos acertos aleatórios. O ETS varia de 0 a 1, indicando uma previsão perfeita quando ETS=1.

$$ETS = \frac{(H - CH)}{(F + O - H - CH)} \quad (3.8)$$

Onde **H** é o número de pontos de acertos de previsão de chuva acima de um determinado limiar, **F** é o número de pontos com previsão acima de um determinado limiar de chuva, e **O** número de pontos observados com chuva acima do limiar. **CH** é uma correção para acertos aleatórios dado por;

$$CH = (F \times O) / N \quad (3.9)$$

Onde **N** é o número de pontos de grades do domínio.

Embora o objetivo do ETS seja fornecer informações sobre a precisão do modelo na previsão de precipitação acima de um determinado limiar, este índice ainda apresenta uma deficiência devido a sua dependência com o BIAS. No intuito

de minimizar essa deficiência, Mesinger e Brill (2004) sugeriram a utilização do ETS normalizado.

A normalização do ETS pelo BIAS foi feita levando em conta no cálculo do ETS somente situações onde o BIAS é perfeito, ou seja, $BIAS=1$ onde $F=0$.

3.3.3.4 BIAS

O BIAS é a razão simples das previsões de chuva com as chuvas observadas. Porém o BIAS não é uma medida de precisão. Ele indica se as previsões estão apresentando mais casos em que a previsão superestima ($BIAS > 1$) ou mais casos em que a previsão subestima ($BIAS < 1$) a ocorrência de precipitação num determinado período.

$$BIAS = \frac{a+b}{a+c} = \frac{F}{O} \quad (3.10)$$

3.4 Seleção dos casos

Para uma avaliação mais detalhada, as versões do modelo regional Eta com os esquemas de convecção de BMJ e KF foram integradas para 8 casos de SCMs ocorridos durante as estações da primavera, verão e outono. Estes casos foram divididos em dois grupos de quatro casos sendo os casos agrupados de acordo com suas características sinóticas e área de atuação. No primeiro grupo foram selecionados SCMs com desenvolvimento entre as latitudes de 20°S-26°S (setor norte), e o segundo grupo com casos de SCMs que se desenvolveram entre as latitudes de 26°S-32°S (setor sul).

3.5 Cálculo da circulação local

Devido ao fato dos fenômenos locais (circulação local e oscilação inercial) estarem embebidos na escala sinótica, não foi possível analisá-los diretamente nos campos dinâmicos do modelo. O artifício utilizado para a separação destes fenômenos foi o método das perturbações, descritos abaixo:

As variáveis utilizadas nos cálculos serão denominadas de $VAR(x,y,z,t)$, onde x é longitude, y é latitude, z níveis na vertical e t o tempo.

As primeiras 24 horas de integração foram descartadas no intuito de evitar o período de ajuste do modelo. Neste caso, a média temporal foi calculada somente para as últimas 48 horas de integração, ou seja, $t_i=25$ e $t_f=73$.

$$\overline{VAR}(x,y,z) = \sum_{t=t_i}^{t=t_f} \frac{VAR(x,y,z,t)}{t_f - t_i} \quad (3.11)$$

Então o desvio é obtido através:

$$VAR'(x,y,z,t) = VAR(x,y,z,t) - \overline{VAR}(x,y,z) \quad (3.12)$$

Para melhor representar a circulação local foi calculado a média dos desvios para a faixa de latitude de 25°S à 23°S dado por:

$$\overline{VAR'}(x, z, t) = \sum_{y=y_i}^{y=y_f} \frac{VAR'(x, y, z, t)}{y_f - y_i} \quad (3.13)$$

Os valores médios das variáveis para o período de máximo aquecimento (das 17 GMT à 19 GMT) obtido em função dos dois últimos dias foram usados para obter a circulação diurna, dado por:

$$\overline{DIA}(x, z) = \left(\frac{\sum_{t=t_{di1}}^{t=t_{df1}} \overline{VAR'}(x, z, t) + \sum_{t=t_{di2}}^{t=t_{df2}} \overline{VAR'}(x, z, t)}{2} \right) \quad (3.14)$$

onde

t_{di1} , t_{df1} é o tempo inicial e final do primeiro dia;

t_{di2} , t_{df2} é o tempo inicial e final do segundo dia;

Os valores médios das variáveis para o período de máximo de resfriamento (das 06 GMT à 08 GMT) obtido em função das duas últimas noites foram utilizados para obter a circulação noturna, dado por:

$$\overline{NOITE}(x, z) = \left(\frac{\sum_{t=t_{ni1}}^{t=t_{nf1}} \overline{VAR'}(x, z, t) + \sum_{t=t_{ni2}}^{t=t_{nf2}} \overline{VAR'}(x, z, t)}{2} \right) \quad (3.15)$$

t_{ni1}, t_{nf1} é o tempo inicial e final da primeira noite;

t_{ni2}, t_{nf2} é o tempo inicial e final da segunda noite;

4 RESULTADOS DOS EXPERIMENTOS

Neste capítulo será mostrado os resultados das avaliações dos experimentos hidrostático e não-hidrostático, esquema de convecção e inicialização da umidade do solo, todos realizados durante o período do SALLJEX.

4.1 Hidrostático vs não hidrostático

As integrações do modelo na versão hidrostática e não-hidrostática foram avaliadas utilizando as análises do NCEP e dados observados de estações de superfície e radiossondagens.

4.1.1 Avaliação com análises do NCEP (T254L64)

As correlações de anomalias foram obtidas a partir das análises (na resolução de aproximadamente 52 km) e climatologias mensais observadas (na resolução de aproximadamente 250 km) do NCEP, ambas interpoladas para a resolução do modelo Eta (resolução de 10 km). A climatologia mensal é interpolada linearmente para a data da validação. As anomalias das previsões foram calculadas através das diferenças entre as previsões do modelo Eta e climatologia (F-C), enquanto que a anomalia das análises foram as diferenças entre as análises e as climatologias (A-C). Apesar dos erros associados às interpolações, este índice ainda é útil para comparar modelos meteorológicos em regiões onde não existem observações.

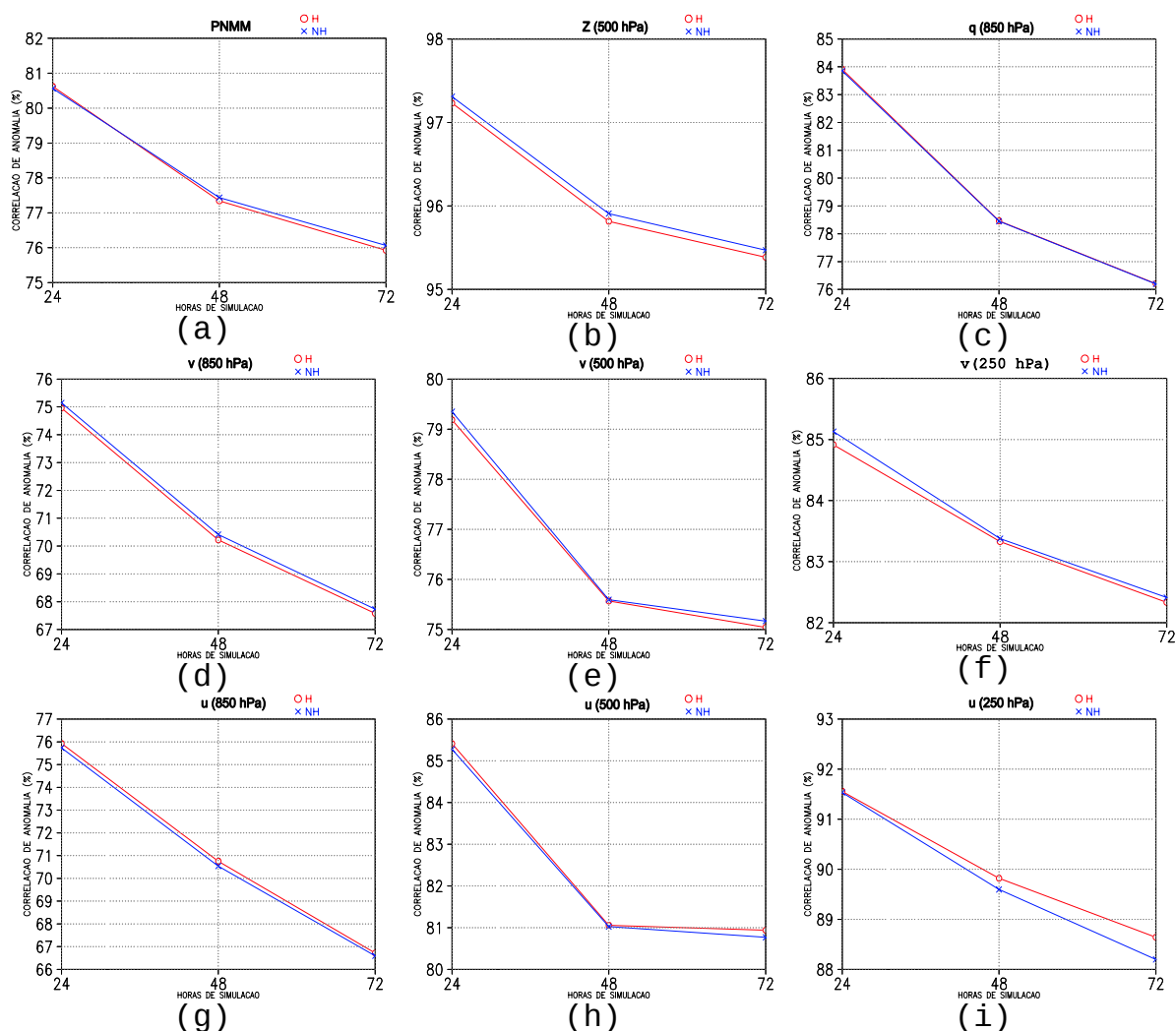


Figura 4.1 - Correlação de anomalias (durante todo o período do experimento) de PNMM(a), Z(500 hPa) (b), q (850 hPa) (c), v(850 hPa) (d), v(500 hPa) (e), v(250 hPa) (f), u(850 hPa) (g), u(500 hPa) (h) e u(250 hPa) (i) para as versões H (vermelho) e NH (azul).

Os resultados da avaliação utilizando a metodologia da correlação de anomalias são mostrados na figura 4.1. Nesta figura podemos observar desempenho ligeiramente superior por parte da versão não hidrostática (NH) para as variáveis de pressão ao nível médio do mar (PNMM) (fig. 4.1a), altura

geopotencial (Z) (fig. 4.1b) e vento meridional (v) (fig. 4.1d,e,f). No entanto, para o vento zonal (u) (fig. 4.1g,h,i) o desempenho foi superior na versão hidrostática (H) nos três níveis avaliados. Em termos de umidade em baixos níveis (fig. 4.1c), observou-se que o ajuste hidrostático não apresentou influência nos resultados das integrações.

Observou-se também que o desempenho do modelo apresenta uma queda considerável nas primeiras 24 horas de simulação (acima de 20%), concordando com o aumento da magnitude do RMSE e viés (não apresentados). Esta queda acentuada provavelmente está associada à metodologia de avaliação aplicada, uma vez que leva em conta uma climatologia de baixa resolução penalizando as simulações de alta resolução. Nota-se também que embora o modelo apresente uma queda de desempenho com o aumento do tempo de integração, esses valores não ficam abaixo do valor aceitável para a previsão (60%).

4.1.2 Avaliação com radiossondagens

Nesta avaliação foi calculado o viés médio do perfil de temperatura, vento meridional e zonal, juntamente com seus respectivos RMSE. Esta avaliação foi realizada para todos os horários com intervalos de 6 em 6 horas de integração, porém serão mostrados somente resultados referentes a 66 horas (equivalente a 06 GMT) de simulação (geralmente o horário em que o JBN encontra-se mais intenso).

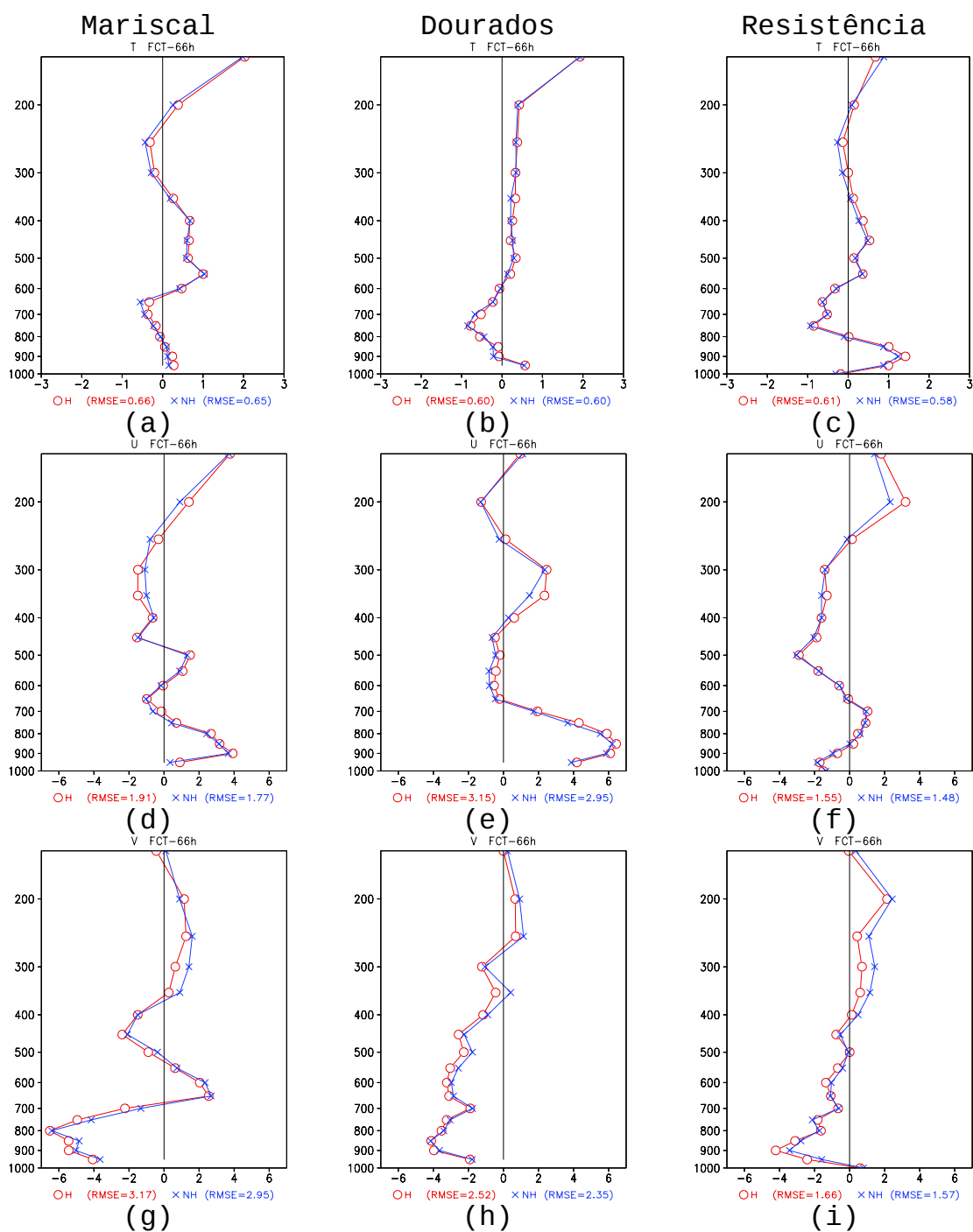


Figura 4.2 - Simulação de 66 horas do Perfil vertical do viés médio da $T(^{\circ}\text{C})$, $u(\text{m/s})$, $v(\text{m/s})$ para as estações de Mariscal, Dourados e Resistência. Experimento H (vermelho) e NH (azul).

A figura 4.2 mostra o perfil vertical do viés médio da temperatura do ar (T), vento zonal (u) e meridional (v) para as estações de Mariscal (27.76°S-64.25°W) (a,d,g), Dourados (22.28°S-54.82°W) (b,e,h) e Resistência (27.44°S-59.05°W) (c,f,i). Nesta figura podemos notar padrões semelhantes entre as duas versões testadas para as variáveis de T e u, no entanto, para v podemos observar que a versão NH apresenta valores de viés médio ligeiramente menores em baixos níveis e maiores em altos níveis. Em termos de RMSE, considerando todo o perfil, as integrações realizadas com a opção NH apresentaram valores ligeiramente menores para todas as variáveis e nas 3 estações.

No caso de T em altos níveis verificou-se também um erro sistemático do modelo em superestimar esta variável. Para a componente v (exceto Resistência) observa-se que o modelo tende a intensificar os ventos de norte em baixos níveis (Jato em Baixos Níveis).

A figura 4.3 mostra o perfil vertical da média (durante o período estudado) de v, u e T para a estação de Resistência (Argentina). Esta estação foi escolhida por estar mais próxima da localização de formação dos SCMs. Na figura 4.3a podemos verificar que o modelo apresenta uma tendência em superestimar o v nos níveis de atuação do Jato em Baixos Níveis (visto também na análise do viés) em ambas as versões. No restante do perfil, exceto em 200 hPa, o modelo consegue simular bem o comportamento desta variável. Este comportamento também foi verificado em outras estações avaliadas (não apresentadas). Para a média de u e T, ambas as versões conseguem simular razoavelmente bem o perfil, e não apresentam diferenças significativas entre si.

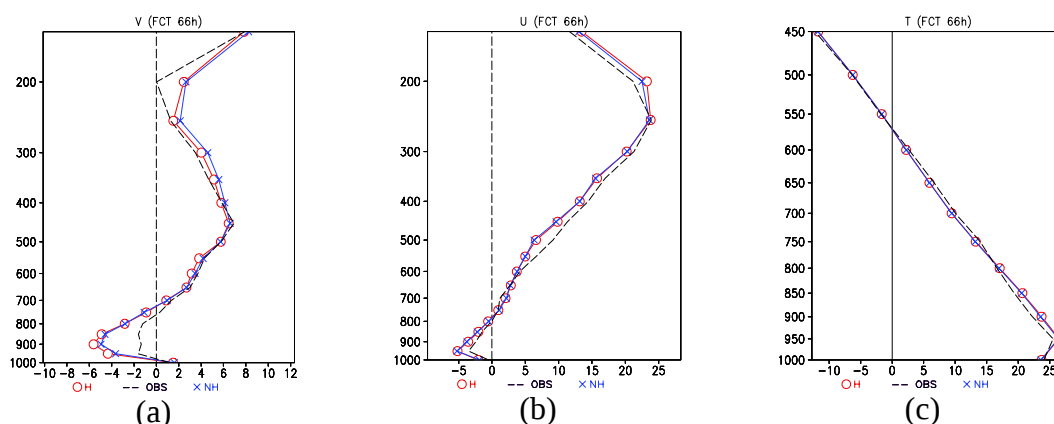


Figura 4.3 - Perfil vertical da média (durante o período estudado) de v (m/s), u (m/s) e T (°C) para a estação de Resistência (Argentina). Versões hidrostática (vermelho), não hidrostática (azul) e observação (preto).

A análise em outros horários e em outras estações (não apresentadas) mostrou que em geral o comportamento das versões H e NH são bastante semelhantes, porém com ligeiras melhorias por parte da versão NH que apresentou os menores valores de RMSE na grande maioria das situações analisadas, principalmente em baixos níveis. Observou-se ainda que o modelo consegue capturar bem a estrutura vertical da T e de u ao longo do período avaliado, no entanto apresenta uma tendência em superestimar v nos baixos níveis e T em altos níveis.

4.1.3 Avaliação com estações de superfície

A média entre todas as estações (localizadas dentro do domínio de integração) do viés médio da PNMM, TD e v são mostradas nas figuras 4.4(a), 4.4 (b), 4.4 (c), respectivamente. Nestas figuras podemos observar que o modelo apresenta uma tendência em subestimar os valores de

pressão e temperatura do ponto de orvalho. Esse comportamento é observado tanto na versão H quanto na NH para todos os horários de integração. Assim como foi visto anteriormente, o modelo superestima v em ambas as versões (componente meridional predominante de norte e viés negativo). Essa superestimativa aumenta com o aumento do prazo de simulação.

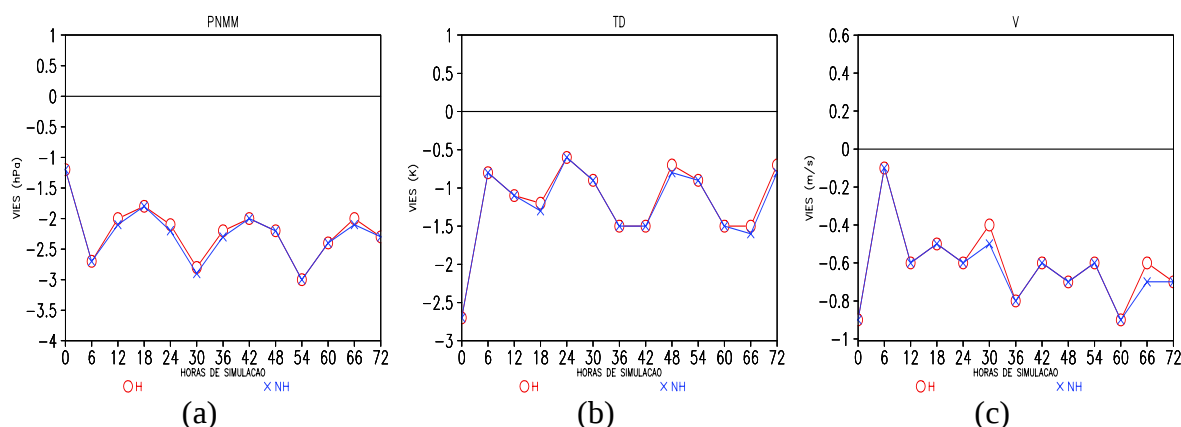


Figura 4.4 - Viés médio da PNMM (a), TD (b) e V (c).

A evolução temporal das simulações de 72 horas da PNMM (a), TD (b) e v (c) (figura 4.5) mostra que o modelo consegue acompanhar bem o padrão da distribuição das variáveis, porém sempre subestimando a PNMM e TD e superestimando v . Observou-se também que o RMSE (figura 4.6) para todas as variáveis analisadas apresentou valores extremamente próximos entre as duas versões, com erros menores para TD.

Nota-se ainda que ambas as versões apresentam um ciclo diurno do viés e RMSE da PNMM com valores máximos nos horários da 18 GMT (simulações 06,30,54 GMT). As maiores diferenças entre as simulações e as observações nestes horários ocorrem no período de máximo aquecimento, horários em que as simulações apresentam os maiores erros na

temperatura (fig. 4.6(d)). Portanto, os maiores valores de RMSE e viés da PNMM para estes horários devem estar associados com diferentes métodos de cálculo de redução da PNMM entre o modelo e as observações, assim como foi mencionado por Mesinger e Treadon (1995). Os maiores valores de RMSE e viés para a variável de TD foram encontrados no início da integração. Este fato provavelmente pode estar associado ao período de ajustes do modelo às condições iniciais fornecidas pelo modelo global.

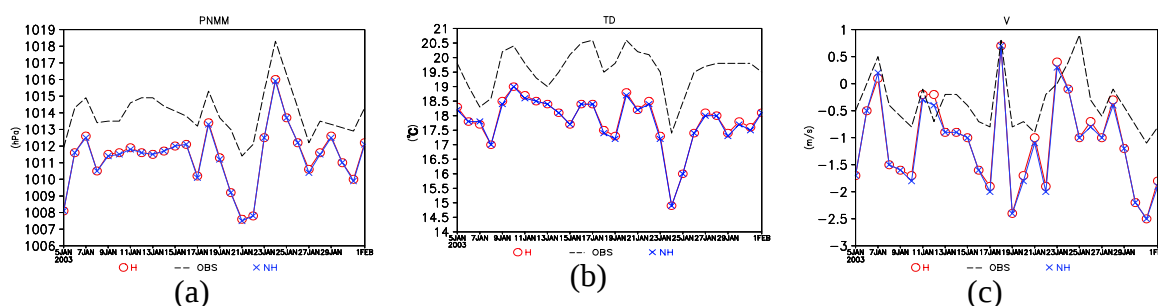


Figura 4.5 - Evolução temporal das simulações de 72 horas da PNMM (a), TD (b) e V (c).

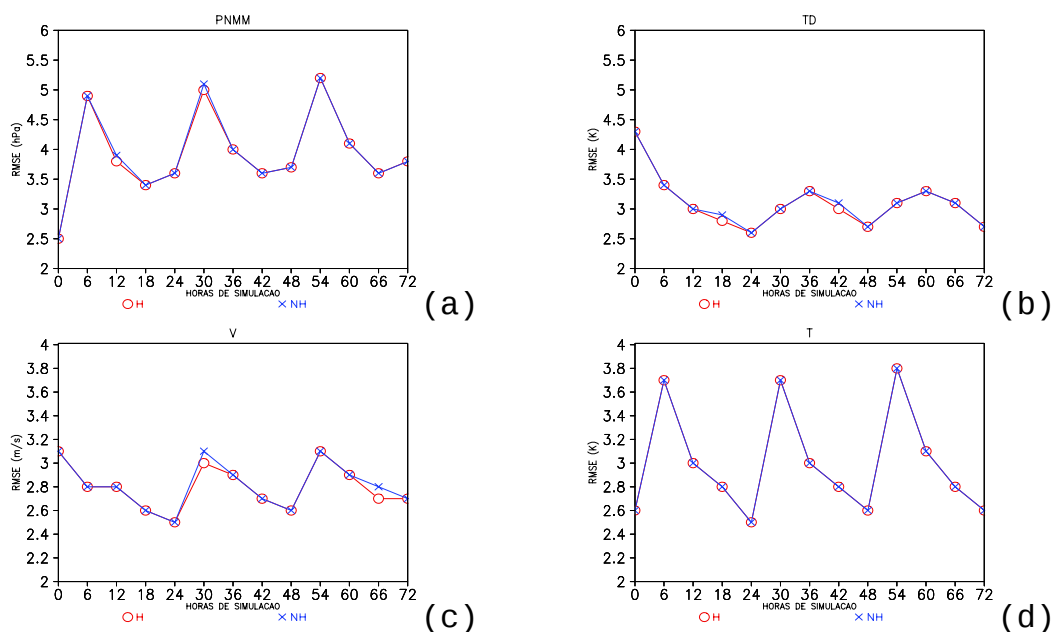


Figura 4.6 - RMSE médio da PNMM(a), TD (b), v(c) e T(d).

4.1.4 Comparação entre movimentos verticais H e NH.

Neste tópico serão analisados os movimentos verticais médios sobre a região de interesse (35°S-20°S;67.5°W-55°W) simulados pelas duas versões. Devido ao cancelamento que ocorre quando a média desta variável é calculada sobre uma determinada área, opta-se então pela separação entre movimentos verticais ascendentes ($\omega < 0$) e descendentes ($\omega > 0$).

A figura 4.7(a) e 4.7(b) mostra a média temporal (durante todo o período) da média espacial (calculada sobre a área de atuação dos SCMs) de Omega em 500 hPa, separados em valores negativos e positivos, respectivamente. Nota-se, em ambos os casos, um ciclo diurno bem configurado. As magnitudes dos movimentos verticais são mais intensas entre os horários de 18 e 00 GMT, associadas ao aquecimento e turbulência. Nos horários entre 06 e 12 GMT observam-se movimentos verticais menos intensos associados ao resfriamento e à estabilidade das camadas em baixos níveis. Observam-se, nos últimos horários de simulação, movimentos verticais ligeiramente mais intensos na versão hidrostática durante o período de resfriamento.

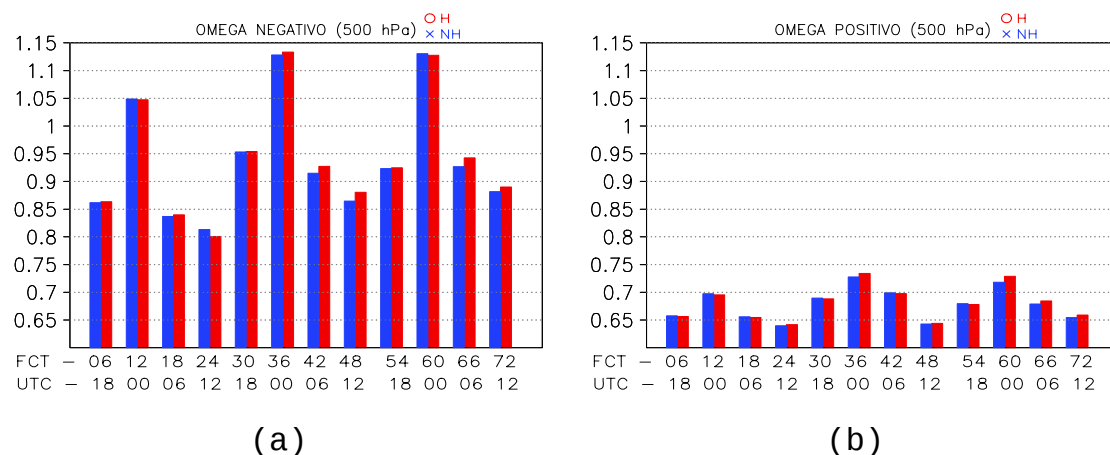


Figura 4.7 – Média temporal (durante todo experimento) da média espacial (35°S - 20°S ; 67.5°W - 55°W) de omega em 500 hPa. (a) Movimentos ascendentes e (b) descendentes. FCT indica horários de integração e UTC horários válidos das simulações. H em vermelho e NH em azul.

A média das simulações de omega em 850 hPa ($\omega < 0$ e $\omega > 0$) para 66 horas, realizada sobre a região onde ocorreram dois SCMs, durante o período avaliado (18 e 23 janeiro de 2003) é mostrada na figura 4.8. Nota-se um comportamento semelhante entre as duas versões durante quase todo o período, porém nos dias em que a convecção estava mais intensa (atuação dos SCMs) a versão NH simulava movimentos ascendentes (descendentes) mais (menos) intensos que a versão H.

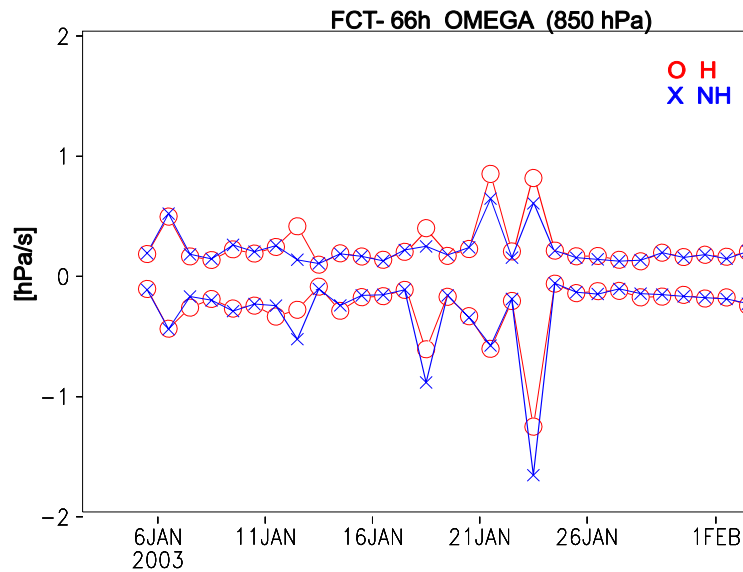


Figura 4.8 - Evolução temporal das simulações de 66 horas da média de Omega em 850 hPa sobre a região onde ocorreram os dois SCMs para as versões H(vermelho) e NH (azul).

4.1.5 Conclusões do experimento

A análise dos experimentos mostrou que na maioria das avaliações as versões testadas apresentavam resultados semelhantes, porém com ligeiras melhorias por parte da versão NH, principalmente em baixos níveis. Embora as integrações em módulo hidrostático sejam extremamente mais rápidas que a versão não hidrostática (mais que o dobro no sistema computacional do CPTEC/INPE, apêndice B), neste trabalho será utilizada a versão NH para os experimentos com os SCMs. Essa opção deve-se ao fato do fenômeno abordado no trabalho ser fortemente dependente dos movimentos verticais e horizontais em baixos níveis, e qualquer melhoria na caracterização desses movimentos justifica o aumento do tempo de processamento.

4.2 Betts-Miller-Janjic vs Kain-Fritsch

Nesta seção são apresentados os resultados das avaliações referentes aos esquemas de convecção. Neste caso o modelo foi integrado com a versão hidrostática e com a umidade do solo climatológica.

4.2.1 Avaliação com análises do NCEP (T254L64)

As figuras 4.9(a), 4.9 (b) e 4.9 (c) apresentam os resultados da correlação de anomalias da PNMM, Z e v em 850 hPa. Podemos observar desempenho superior na versão integrada com o esquema BMJ nas três variáveis analisadas. O desempenho das duas versões é semelhante nas primeiras 24 horas (exacto para Z), porém no restante de integração a versão BMJ é ligeiramente superior (em torno de 2%).

Nas análises do viés (não apresentados) foram encontradas tendências de subestimativas para essas variáveis, sendo os maiores valores de subestimativas observados na versão com KF. Para o RMSE (não apresentados) nota-se valores semelhantes nas simulações de 24 horas e aumento da magnitude dos erros com o aumento do prazo de integração (em torno de 1hPa, 0.3m/s e 2mgp).

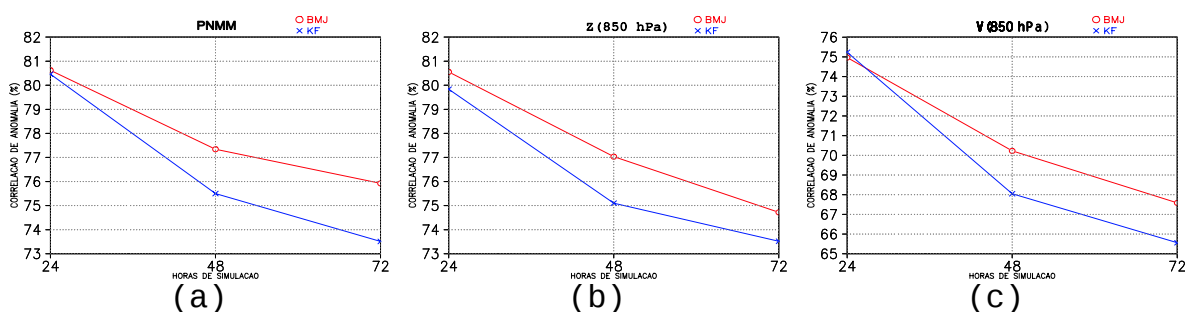


Figura 4.9 – Correlação de anomalias de PNMM (a), Z (b) e v (c) em 850 hPa durante todo o período do experimento (32 dias) para as versões BMJ (vermelho) e KF (azul).

4.2.2 Avaliação com radiossondagens

Nas simulações (66 horas) dos perfis verticais do viés médio da temperatura do ar para as localidades de Mariscal (fig. 4.10(a), 4.10(d), 4.10(g)) Dourados (fig. 4.10(b), 4.10(e), 4.10(h)) e Resistência (fig. 4.10(c), 4.10(f), 4.10(i)) podemos observar que, em geral, a versão integrada com o esquema de convecção de BMJ apresentou resultados mais próximos aos observados em quase todos os níveis na vertical para as três estações analisadas. Notou-se também, nos resultados da versão com KF, uma tendência sistemática em superestimar (subestimar) a temperatura entre os níveis de 800 e 500 hPa (400 e 200 hPa). Os valores de RMSE referentes aos perfis indicam que os erros verificados na versão com BMJ são em torno de 40% menores que os da versão com KF.

Na análise do vento zonal verificou-se padrões semelhantes entre as duas versões em quase todos os níveis na vertical, no entanto a versão com BMJ apresentou resultados mais satisfatórios. Nas análises do vento meridional nota-se uma tendência em superestimar os ventos de norte em baixos níveis em ambas as versões nas três estações. Nas estações de Mariscal e Resistência a versão com BMJ indica valores mais intensos, enquanto que em Dourados os valores mais intensos ocorrem na versão de KF. Nas três estações analisadas os menores valores de RMSE integrados na vertical foram encontrados na simulação com a versão de BMJ, sendo na estação de Mariscal o pior desempenho do modelo. Entretanto, na estação de Resistência, o vento meridional máximo em baixos níveis é melhor simulado com o esquema de KF.

As figuras 4.11(a), 4.11(b) e 4.11(c) mostram os perfis médios de v , u e T para a estação de Resistência. Assim como já foi mostrado nos outros experimentos, ambas as versões apresentam tendências em superestimar a componente norte do vento, no entanto na versão com BMJ os valores de superestimativas são cerca de 3 m/s maiores para o nível de 900 hPa. Em baixos níveis observamos um comportamento mais próximo ao observado na versão com KF, porém no restante dos níveis a versão com BMJ apresenta um perfil bastante semelhante ao observado. Para u (fig. 4.11(b)) observam-se padrões semelhantes entre as versões e o observado, porém o perfil referente a BMJ apresenta-se mais próximo ao observado. O perfil de T (fig. 4.11(c)) mostra comportamento semelhante entre as versões e o observado, indicando que o modelo consegue simular bem a estrutura vertical da temperatura, e os valores com o esquema BMJ são mais próximos aos observados.

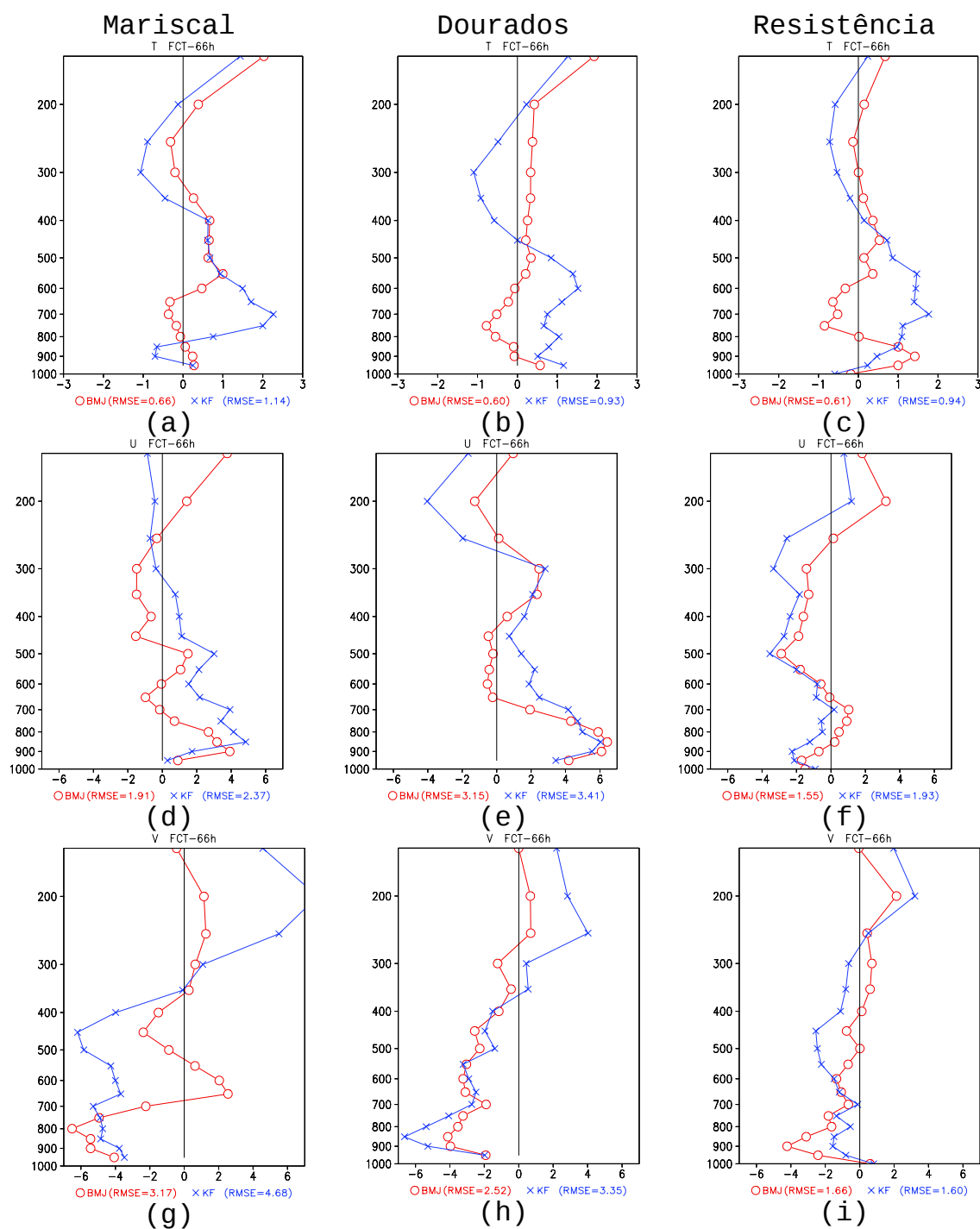


Figura 4.10 - Simulação de 66 horas do Perfil vertical do viés médio da $T(^{\circ}\text{C})$, $u(\text{m/s})$, $v(\text{m/s})$ para as estações de Mariscal, Dourados e Resistência. Experimento BMJ (vermelho) e KF (azul).

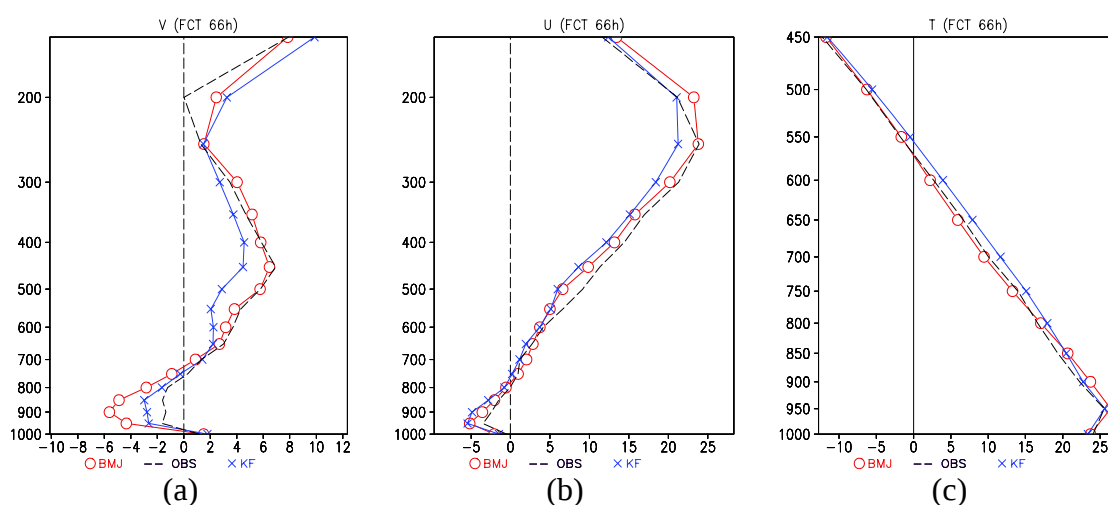


Figura 4.11 - Perfil vertical da média (durante o período estudado) de v (m/s), u (m/s) e T (°C) para a estação de Resistência (Argentina).

4.2.3 Avaliação com estações de superfície

O RMSE, viés e a evolução temporal de 72 horas da PNMM são mostrados nas figuras 4.12 (a,b,c), respectivamente. Nas primeiras 24 horas de simulação, ambas as versões apresentam valores de RMSE semelhantes, porém no restante da simulação a versão com BMJ indica magnitudes de erros ligeiramente menores (fig. 4.12(a)). Tendências em subestimar os valores de PNMM após as primeiras 24 horas de simulação também são observadas, sendo mais pronunciadas na versão KF (fig. 4.12(b)). Ambas as versões conseguem simular relativamente bem o comportamento da PNMM durante todo o período do experimento (porém com viés negativo), sendo que no maior número de dias a versão BMJ fica mais próxima das observações (fig. 4.12(c)).

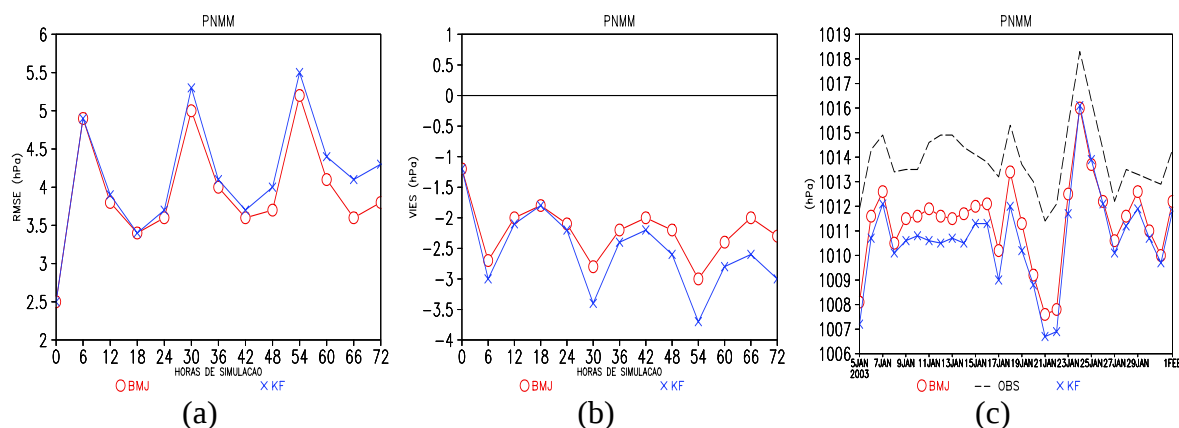


Figura 4.12 - RMSE médio (a), viés médio (b) e evolução temporal de 72 horas para PNMM.

Os resultados referentes a TD mostram que o modelo apresenta valores de RMSE e viés(negativo) extremamente altos no início da integração (assim como foi observado nos experimentos H e NH) associado ao período de ajuste do modelo (fig. 4.13(a) e 4.13(b)). Após as 12 horas de integração, observam-se erros e viés ligeiramente inferiores na versão de KF. Este resultado sugere que o campo de umidade é melhor representado no esquema de KF. A versão com BMJ apresenta uma tendência em subestimar a temperatura para todos os horários de integração. A evolução temporal para 72 horas mostra que o modelo consegue representar bem a variação da temperatura do ponto de orvalho ao longo do mês, juntamente com a redução de TD associada à passagem de um sistema frontal (ocorrido no dia 24 de janeiro), em ambas as versões (fig. 4.13(c)). Nessa evolução nota-se também uma representação melhor de TD com os resultados de KF.

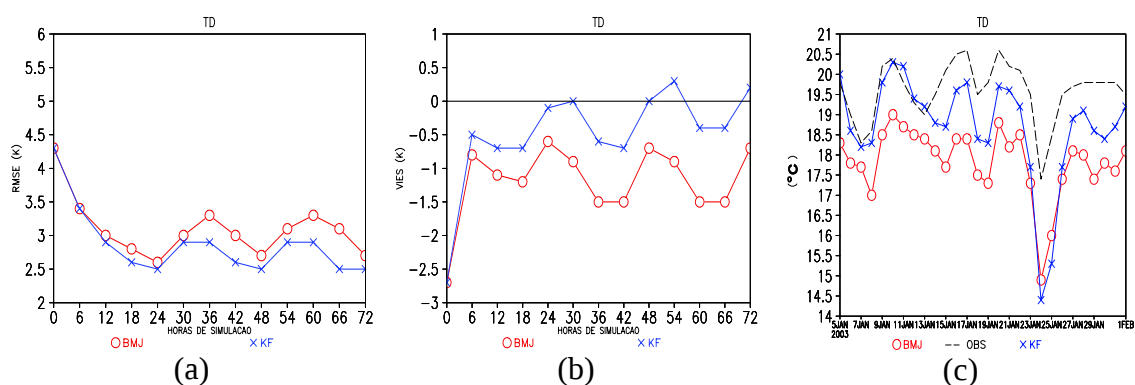


Figura 4.13 - RMSE médio (a), viés médio (b) e evolução temporal de 72 horas para TD em 2 metros.

A figura 4.14 mostra a evolução temporal das observações e das simulações de 72 horas do modelo para T, u e v. Podemos observar que o modelo consegue simular razoavelmente bem o comportamento destas variáveis durante o decorrer do tempo, principalmente para T em 2 metros. Para u e v em 10 metros percebe-se uma tendência em superestimar a intensidade do vento. Esta característica é observada em quase todos os dias avaliados e em ambas as versões. O RMSE e viés destas variáveis não apresentaram diferenças significativas entre as versões. O mecanismo físico para a intensificação do vento de norte está associado ao fortalecimento da Baixa do Chaco.

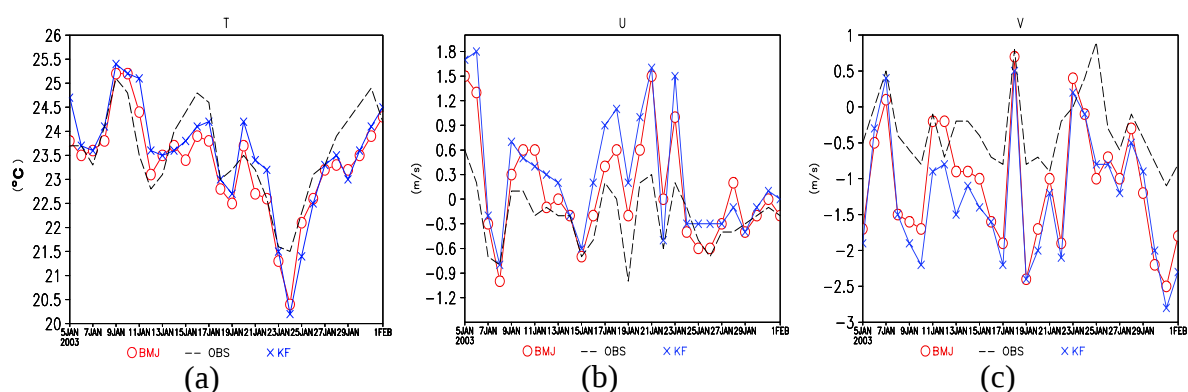


Figura 4.14 - Evolução temporal das simulações de 72 horas e observações para T(a) em 2 metros, u(b) e v(c) em 10 metros.

A evolução temporal da precipitação média sobre a área 35°S-20°S e 67.5°W-55°W observada (preto), e simulações de 72 horas das versões BMJ (vermelho) e KF (azul), são apresentadas na figura 4.15. Podemos observar que as versões conseguem captar bem o comportamento do regime de precipitação durante o mês, exceto nos dias 12 e 13 de janeiro, onde o modelo indica chuvas de intensidade considerável não verificado nas observações. Ambas as versões apresentam tendências em superestimar a precipitação, sendo que em KF as superestimativas são mais pronunciadas. Os picos de chuvas ocorridos nos dias 18 e 23 de janeiro foram bem simulados nas duas versões.

As chuvas dos dias 18 e 23 foram ocasionadas devido à formação de SCMs sobre o norte da Argentina, associado ao JBN (Vera et al. 2006; Rozante e Cavalcanti 2006). O aumento dos ventos de norte, horas antes da formação dos SCMs, também foi bem simulado no restante do domínio, entretanto com magnitudes superiores aos observados, em ambas as versões.

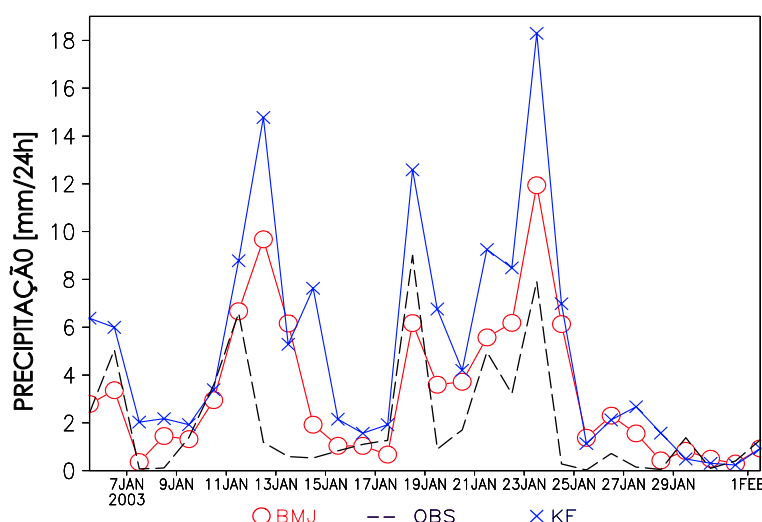


Figura 4.15 - Evolução temporal da média espacial (35°S-20°S e 67.5°W-55°W) da precipitação observada (preto), e simulações de 72 horas da versão com BMJ (vermelho) e KF (azul).

Os resultados apresentados na figura 4.15 não são representativos em termos de quantificação da precipitação ocorrida devido aos SCMs dos dias 18 e 23 de janeiro, uma vez que a área onde foi calculada a média é consideravelmente maior do que aquela onde ocorreu os SCMs, ocasionando uma suavização no campo. Os resultados referentes à média realizada em uma área onde os sistemas se desenvolveram (fig. 4.16) mostram que os valores de precipitação referentes à versão com KF são bastante próximos aos observados, enquanto que BMJ ainda tende a subestimá-los. A análise do campo espacial (não apresentado) indica que KF além de quantificar melhor a precipitação, também posiciona melhor que BMJ a ocorrência dos dois casos de SCMs.

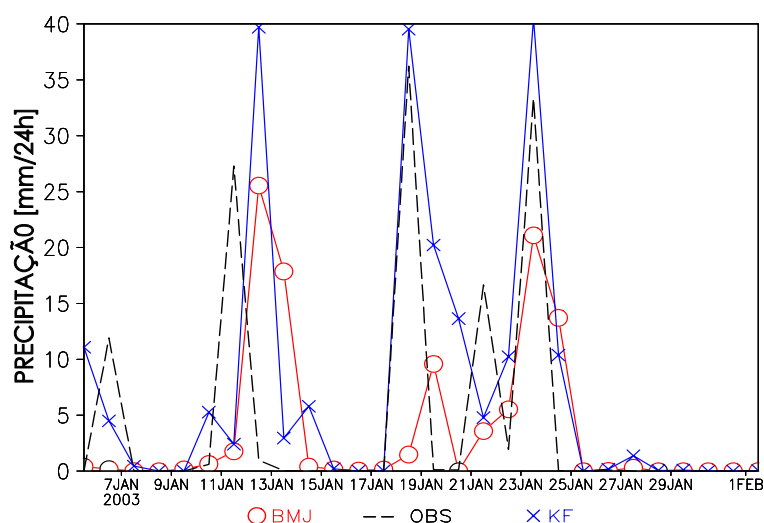


Figura 4.16 - Evolução temporal da média espacial sobre a área de atuação dos SCMs (27°S - 25°S e 61°W - 57°W) da precipitação observada (preto), e simulações de 72 horas da versão com BMJ (vermelho) e KF (azul).

Os resultados do ETS, BIAS, POD e RAF para as simulações de 72 horas são mostrados na figura 4.17. Através do ETS (fig.

4.17a) observamos comportamento semelhante em ambas as versões para chuvas fracas (0.254, 6.53 e 12.7 mm), enquanto que para chuvas moderadas a forte o esquema de KF apresenta resultados mais satisfatórios. O BIAS (fig. 4.17b) referente à KF indica superestimativas em todos os limiares de precipitação, principalmente para chuvas intensas. O esquema de BMJ indica uma ligeira superestimativa em todos os limiares, exceto em 25.4 e 38.1 m. O POD (fig. 4.17c) mostra que a versão KF apresenta a maior probabilidade de detectar a precipitação em todos os limiares. Nos limiares de chuvas moderadas a forte, o RAF (fig.4.17d) referente ao esquema de BMJ apresenta uma tendência maior em simular casos de chuvas intensas que não ocorreram.

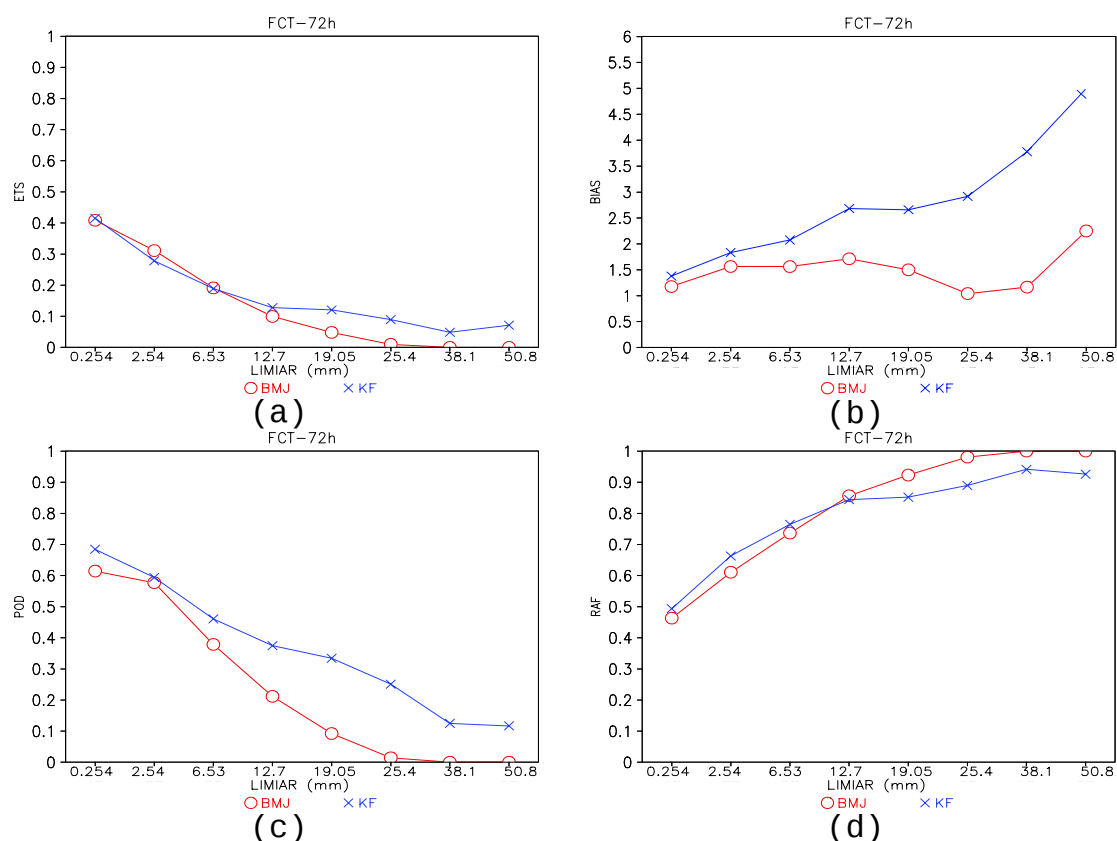


Figura 4.17 - ETS (a), BIAS (b), POD(c) e RAF(d) referente as simulações de 72 horas para as versões BMJ (vermelho) e KF (azul).

4.2.4 Conclusões do experimento

De forma geral, os resultados não são muito conclusivos no que diz respeito a qual esquema de convecção seria mais adequado para ser utilizado nos estudos do desenvolvimento de SCMs no norte da Argentina modelados pelo modelo regional. As análises considerando o domínio inteiro da integração mostraram que em alguns aspectos, tais como umidade e escoamento em baixos níveis, avaliação categórica, a versão KF consegue simular melhor, enquanto que para outros aspectos (perfil vertical, correlação de anomalia) BMJ se mostra ligeiramente melhor.

Deve ser levado em conta também que durante o período do experimento houve apenas 2 casos de SCMs sobre o norte da Argentina, e que nestas situações KF se mostrou mais eficaz na simulação da precipitação. Quando se compara a figura 4.15 com a 4.16 fica claro que a área considerada para as análises tem um grande impacto nos resultados. Como a estatística das variáveis foi realizada no domínio todo mostrado na figura 3.4, há necessidade de um estudo mais detalhado de situações de ocorrência de SCMs no intuito de verificar qual esquema consegue representar melhor a dinâmica e a termodinâmica envolvidas durante o ciclo de vida destes sistemas.

Preliminarmente, notou-se que em casos de precipitação intensa e concentrada em uma área, situação típica de ocorrência de SCMs, o esquema de KF apresentou melhores resultados para a precipitação. Assim, no próximo experimento essa versão será utilizada.

4.3 Umidade climatológica vs umidade estimada

Este experimento foi avaliado utilizando as opções KF e H, inicializado com a umidade do solo climatológica (CM) (Wilmott et al. 1985) e com a umidade estimada (EM) pela técnica desenvolvida por Gevaerd e Freitas (2006). Nesta técnica, a umidade do solo é estimada usando um modelo hidrológico baseado em McCumber e Pielke (1981) inicializado com a precipitação derivada do TRMM (capítulo 3).

A figura 4.18 mostra a evolução temporal da média na área preferencial de ocorrência de SCMs(35°S-20°S e 67.5°W-55°W) para EM, CM e a precipitação observada. Nesta figura observamos uma maior disponibilidade de água no solo nas condições iniciais obtidas a partir da EM (cerca de 0,2), além desta variável apresentar variações ao longo do mês bastante coerentes com a evolução temporal de precipitação observada.

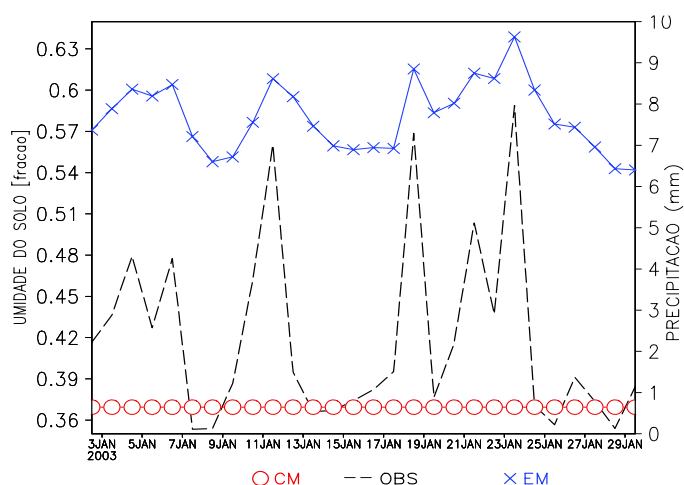


Figura 4.18 - Evolução temporal da média espacial (35S-20S e 67.5W-55W) da EM (azul), CM (vermelha) e precipitação observada (preto).

Observa-se uma resposta coerente da estimativa de umidade do solo baseada na precipitação antecedente, com períodos de recarga e drenagem em fase com a ocorrência dos sistemas convectivos. Obviamente, uma estimativa mensal climatológica não apresenta estas características e, assim, requer um tempo de 'spin-up' muito maior. Também a estimativa de umidade apresenta um conteúdo de água aproximadamente 50% maior, determinando uma razão de Bowen menor. Nesta situação, a superfície fornecerá uma maior quantidade de umidade para a atmosfera, e por consequência favorecerá a formação da convecção sobre a região.

A figura 4.19 mostra a média na área (35°S - 20°S e 67.5°W - 55°W) para cada horário (6 em 6 horas) de integração durante todo o período, do fluxo de calor latente e sensível. Os valores de calor latente (sensível) superiores (inferiores) nas simulações com EM, são consistentes com a disponibilidade de água no solo fornecida pelas condições iniciais. Estes resultados demonstram claramente o impacto na razão de Bowen ($\beta = H/LE$) ocasionado pela iniciação da umidade do solo com valores mais realísticos. A iniciação climatológica impõe β aproximadamente igual a 0,8, enquanto que β referente a estimada é da ordem de 0,4, ambos no horário de máximos valores do fluxo. Esta diferença é capaz de gerar características distintas na evolução da camada limite planetária.

Em situações onde β é menor (simulações com EM) a camada limite pode se tornar mais rasa, úmida e fria, e com isso pode favorecer os processos de convecção pois, neste caso, ocorre a redução do nível de condensação por levantamento (NCL) com o aumento da umidade (MAHRT e EK, 1993).

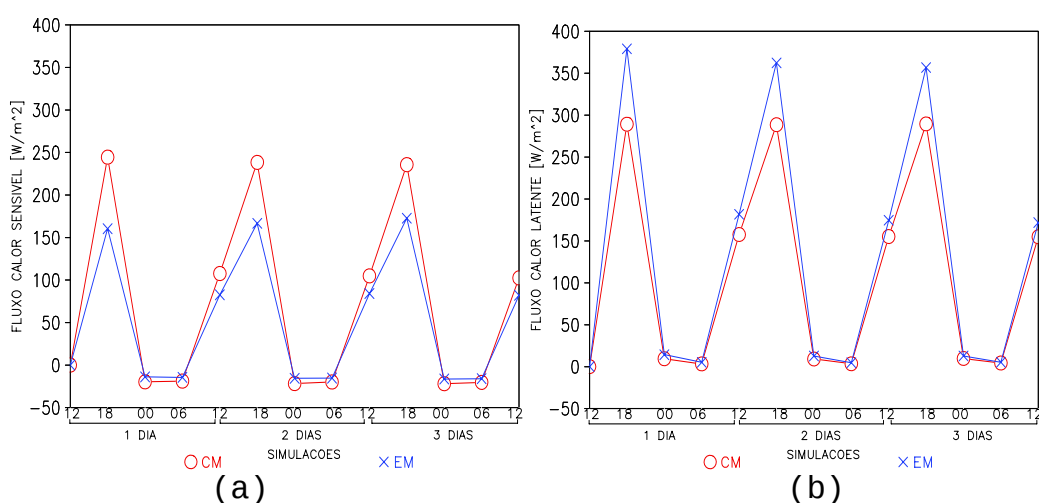


Figura 4.19 - Média na área (35°S-20°S e 67.5°W-55°W) dos fluxos de calor sensível (a) e latente (b) para os experimentos com EM (azul) e CM (vermelho).

4.3.1 Avaliação com análises do NCEP (T254L64)

As figuras 4.20(a) e 4.20(b) 4.20(c) mostram a correlação de anomalia, o RMSE e o viés da temperatura virtual (850 hPa), respectivamente, para os experimentos com CM e EM. Em ambos os experimentos nota-se um alto desempenho (correlação de anomalia acima de 90% em 72 horas), no entanto as integrações realizadas com EM apresentaram um desempenho ligeiramente superior em todos os horários de simulação.

Pode-se observar na figura 4.20(b) que os valores de RMSE apresentam um acentuado aumento nas primeiras 24 horas (cerca de 1.5 grau) em ambos experimentos. No restante da integração observa-se uma menor taxa de crescimento dos erros, principalmente por parte da versão EM. O viés (fig. 4.20(c)) indica ligeira superestimativa, sendo que as integrações com CM apresentam os maiores erros.

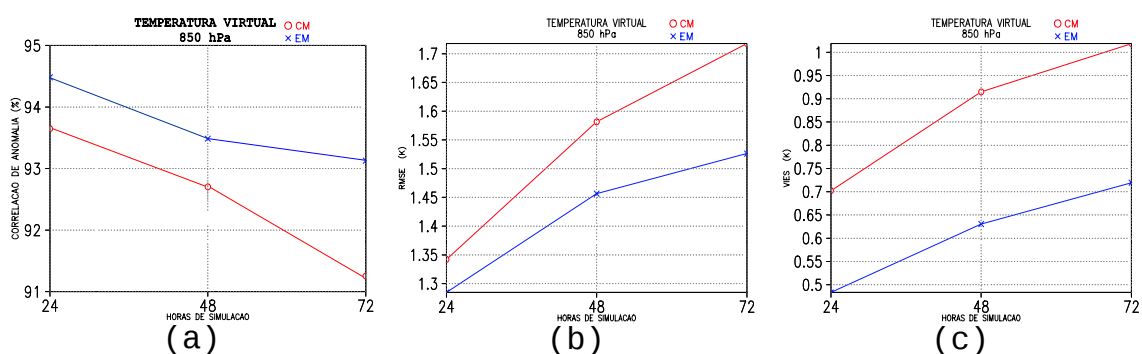


Figura 4.20 - Correlação de anomalia (a), RMSE (b) e viés da temperatura virtual em 850 hPa para todo o período do experimento (32 dias) dos experimentos CM (vermelho) e EM (azul).

Em geral, as variáveis próximas à superfície e em baixos níveis apresentaram desempenho superior e menores valores de RMSE e viés nas simulações com EM, porém em níveis mais elevados da atmosfera observou-se que para algumas variáveis (tais como u e v) o desempenho foi ligeiramente superior na versão com CM.

4.3.2 Avaliação com radiossondagens

A figura 4.21 mostra a simulação de 66 horas do Perfil vertical do viés médio de T , U , e V para as estações de Mariscal, Dourados e Resistência. Os perfis referentes a T mostram padrões semelhantes entre as integrações com CM e EM em todos os níveis para as três estações, no entanto, as integrações realizadas com EM apresentam valores ligeiramente mais próximos aos observados, principalmente em baixos níveis (fig. 4.21(a,b,c)). A média na vertical do RMSE, para todas as estações, mostrou valores menores nos resultados inicializados com a umidade estimada. Observa-se ainda que as simulações com EM contribuíram para a

minimização da tendência de superestimar (subestimar) a T entre os níveis de 800 e 500 hPa (400 e 200 hPa).

Assim como no caso de T , u também apresenta padrões semelhantes entre as integrações nas estações analisadas, porem as integrações com EM apresentam resultados mais satisfatórios ao longo do perfil, apresentando magnitudes menores para o RMSE (fig. 4.21(d,e,f)). Entretanto, em Mariscal, o primeiro nível apresentou erros maiores usando EM, tanto para u quanto para v . No caso de v são nítidas as melhorias em baixos níveis ocasionadas pela utilização de condições de solo mais realística, diminuindo as tendências em superestimar os ventos de norte nesta região(fig. 4.21(g,h,i)), para as três estações.

A figura 4.22 mostra o perfil vertical da média (durante o período estudado) para v , u e T na estação de Resistência. Nesta figura podemos observar a predominância de vento meridional de norte nos baixos níveis, com máximo observado em 850 hPa (fig. 4.22(a)). Este comportamento foi bem simulado pelo modelo, principalmente pelas simulações com EM, que apresentam valores mais próximos aos observados. Isto demonstra que a introdução do campo de umidade mais realístico proporcionou uma redução na magnitude do vento meridional, com relação à superestimativa obtida nos outros experimentos, devido a melhor representação dos fluxos atmosféricos. Este comportamento sugere que o campo de umidade estimada proporcionou uma intensificação da convecção aumentando a turbulência e com isso reduzindo o vento em baixos níveis. Nos níveis médios observamos no perfil de v diferenças em torno de 2 m/s entre as simulações e observações para os dois experimentos, no

entanto, nos altos níveis (250 hPa) ambos os experimentos simulam bem a magnitude da componente meridional do vento.

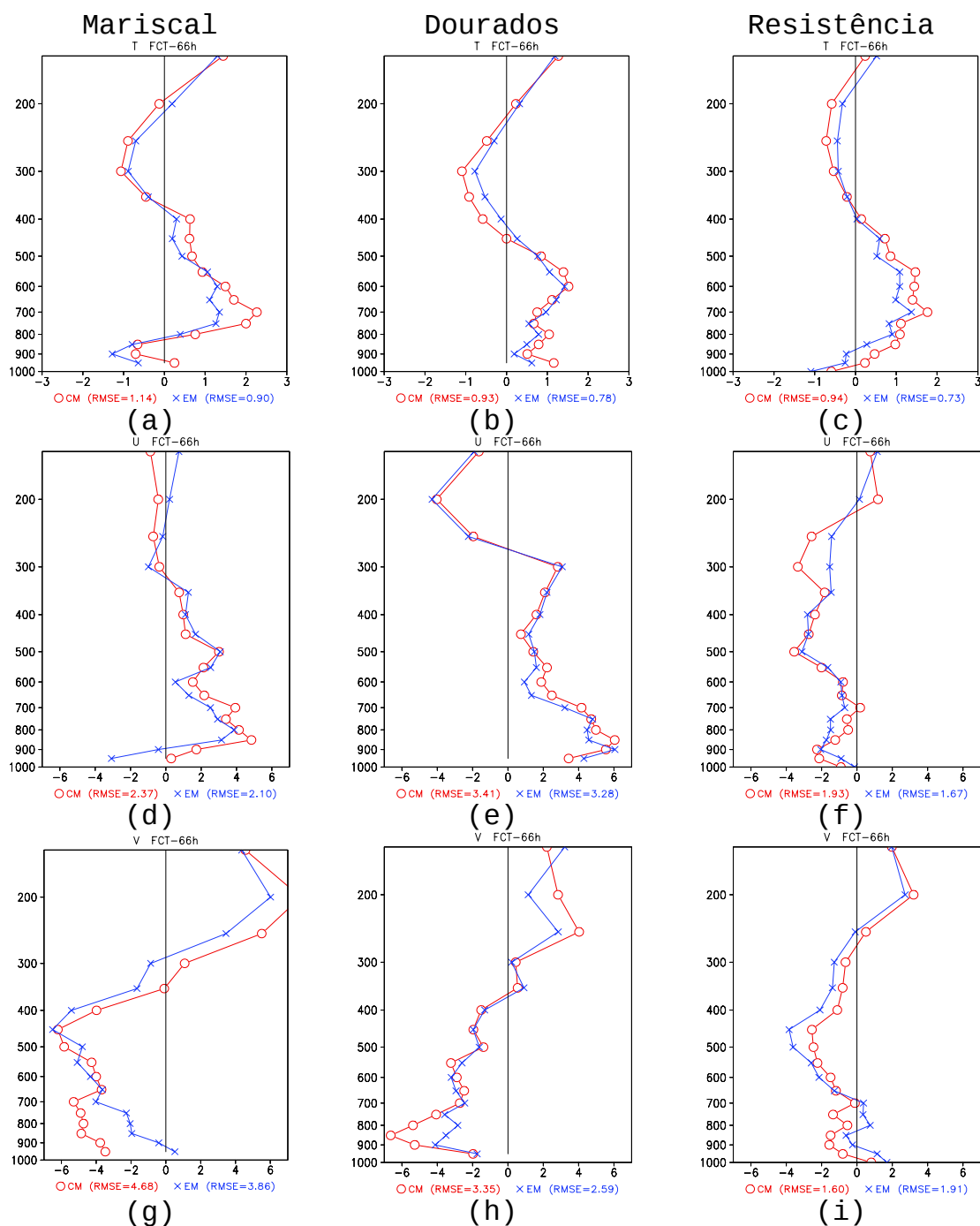


Figura 4.21 - Simulação de 66 horas do Perfil vertical do viés médio de T(°C), u(m/s), e v(m/s) para as estações de Mariscal, Dourados e Resistência. Experimento CM (vermelho) e EM (azul).

As simulações dos perfis verticais da média de u e T mostraram-se bastante consistentes com os valores observados para as duas unidades testadas (fig. 4.22(b,c)).

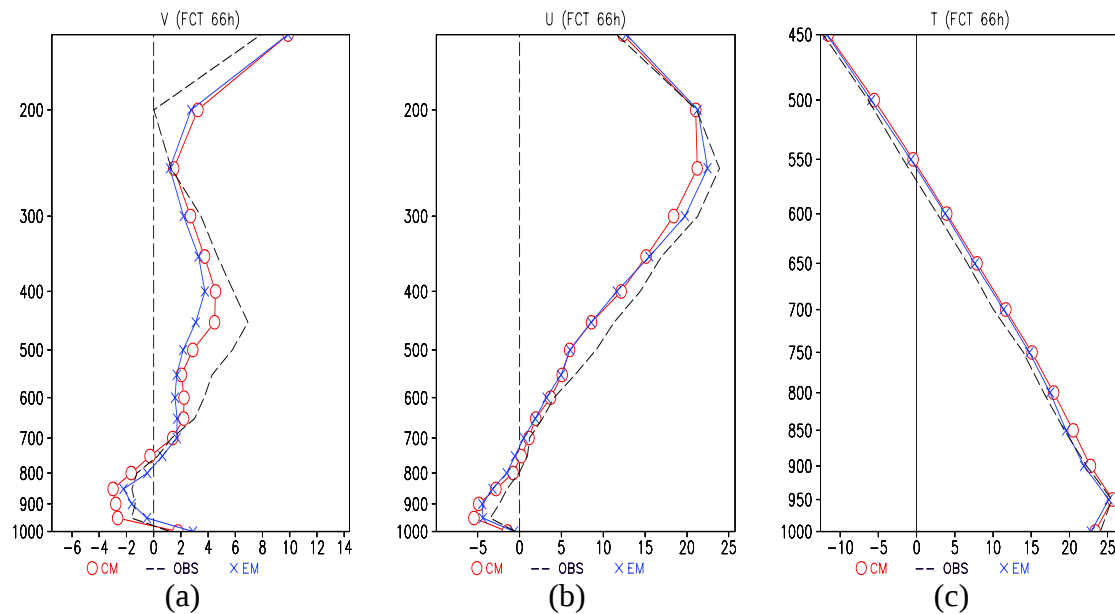


Figura 4.22 - Perfil vertical da média (durante o período estudado) de v (m/s), u (m/s) e T (°C) para a estação de Resistência (Argentina).

4.3.3 Avaliação com estações de superfície

O RMSE da PNMM, T em 2 metros, e v em 10 metros, são apresentados nas figuras 4.23(a,b,c), respectivamente. Podemos observar que em todas as variáveis avaliadas o experimento integrado com a unidade estimada apresentou os menores valores de RMSE para todos os horários de simulação, sendo que as variáveis que apresentaram a maior diminuição do RMSE foram a T em 2 metros e a PNMM.

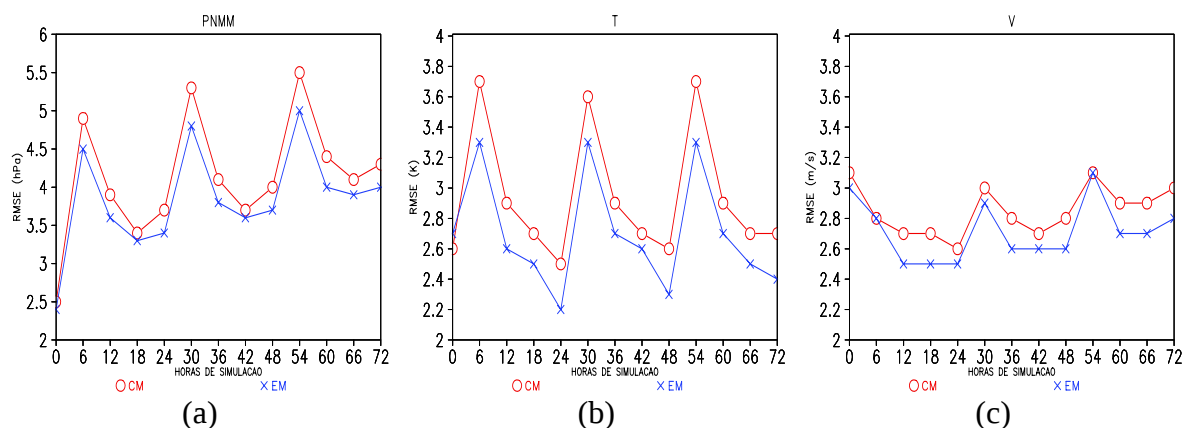


Figura 4.23 - RMSE médio de PNMM (a), T em 2 metros (b) e v em 10 metros(c).

As figuras 4.24(a,b) mostram o viés e a evolução temporal da PNMM. Nota-se nestas figuras uma subestimativa considerável para os valores de pressão, em todos os horários de integração. No entanto, o comportamento ao longo do período foi bem representado pelas simulações. Nota-se também que o experimento com EM apresenta menores valores de viés em todo o período.

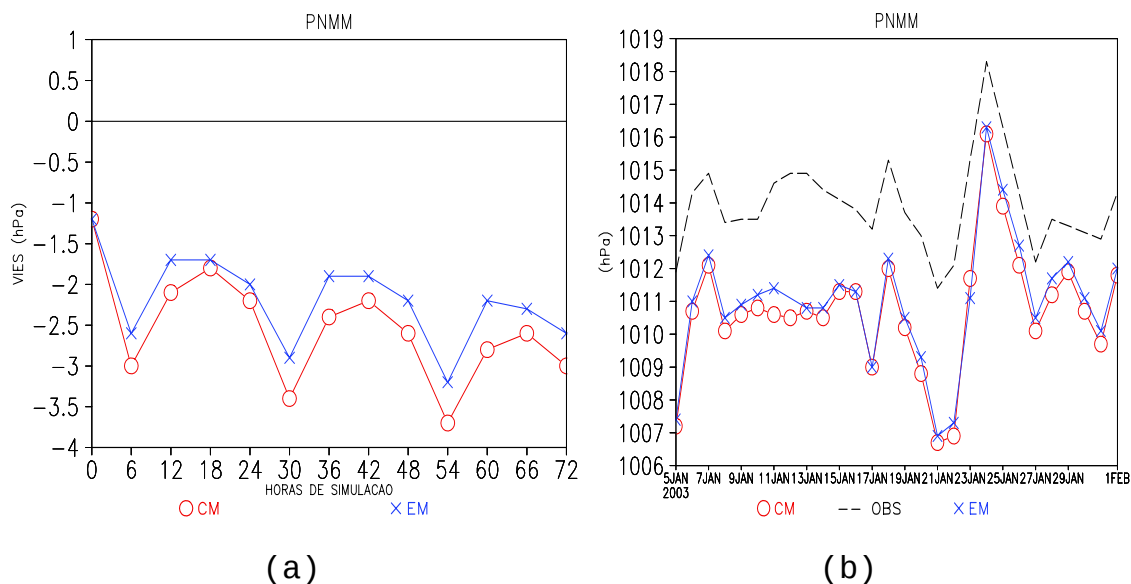


Figura 4.24 - Viés médio(a) e evolução temporal das simulações de 72 horas (b) da PNMM.

O viés médio (fig. 4.25(a)) e a evolução temporal (fig. 4.25(b)) de T em 2 metros mostram que o experimento integrado com EM apresenta uma tendência em subestimar os valores, enquanto que o integrado com CM oscila entre valores positivos e negativos. O comportamento da T ao longo do mês foi bem representado em ambos experimentos, exceto no final do mês, quando o modelo simulou a entrada da massa de ar frio mais intensa do que o observado sobre o domínio de integração.

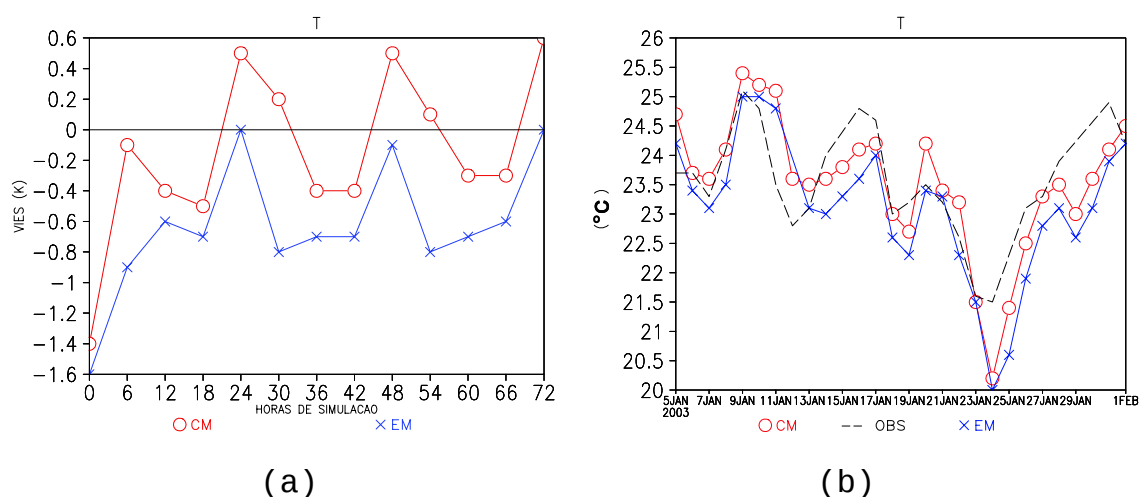


Figura 4.25 - Viés médio(a) e evolução temporal das simulações de 72 horas (b) da temperatura do ar em 2 metros.

As figuras 4.26(a,b) mostram o viés médio de u e v em 10 metros, respectivamente. Podemos observar que para u ambos os experimentos oscilam entre viés positivo e negativo mantendo um comportamento semelhante entre si. Para v notamos que as integrações com CM indicam viés negativo durante todo o período, enquanto que EM apresenta valores de viés mais próximos de zero.

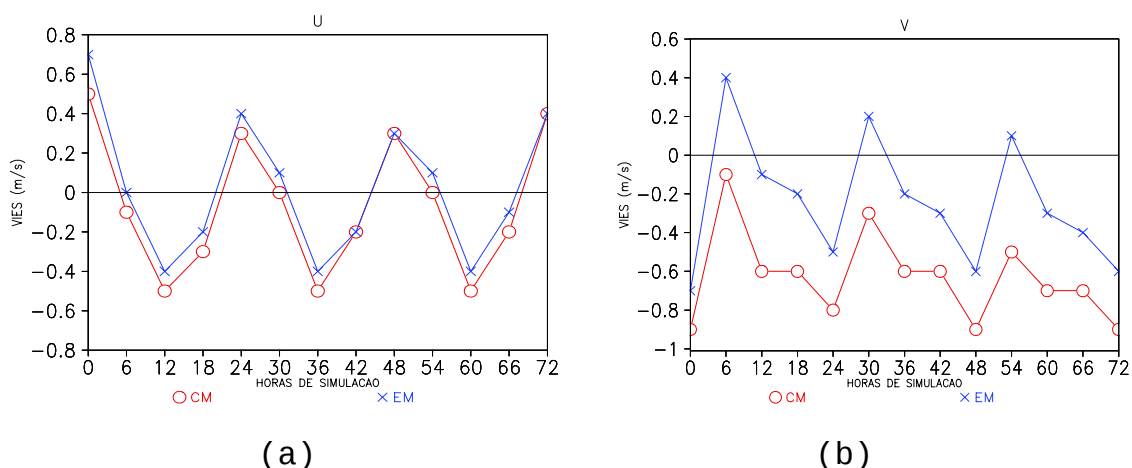


Figura 4.26 - Viés médio de u (a) e v (b) em 10 metros.

Os resultados referentes a 72 horas de simulação para os índices ETS, BIAS, POD e RAF são apresentados na figura 4.27. Através do ETS (fig. 4.27(a)) e RAF (fig. 4.27(d)) podemos observar que, para as classes 0.254 e chuvas moderadas, o desempenho do modelo foi semelhante em ambas as simulações, porém para chuvas mais intensas podemos observar que as integrações com EM apresentam melhorias em relação à que utiliza a CM. Valores de RAF menor em EM indica um número menor de simulações de ocorrência de chuva que na verdade não ocorreu.

Nota-se, através do BIAS (fig. 4.27(b)), que ambas as simulações apresentam uma tendência em superestimar os valores de precipitação, principalmente para limiares de precipitações intensas. A superestimativa é mais pronunciada em EM para chuvas moderadas, no entanto para chuvas intensas esse experimento indica uma redução na superestimativa com a EM.

Os valores de POD (fig. 4.27(c)) em EM são superiores ao verificados em CM, para todos os limiares, indicando que a utilização de um campo mais realístico de umidade no solo

possibilita que o modelo consiga detectar melhor a ocorrência/não ocorrência de chuvas.

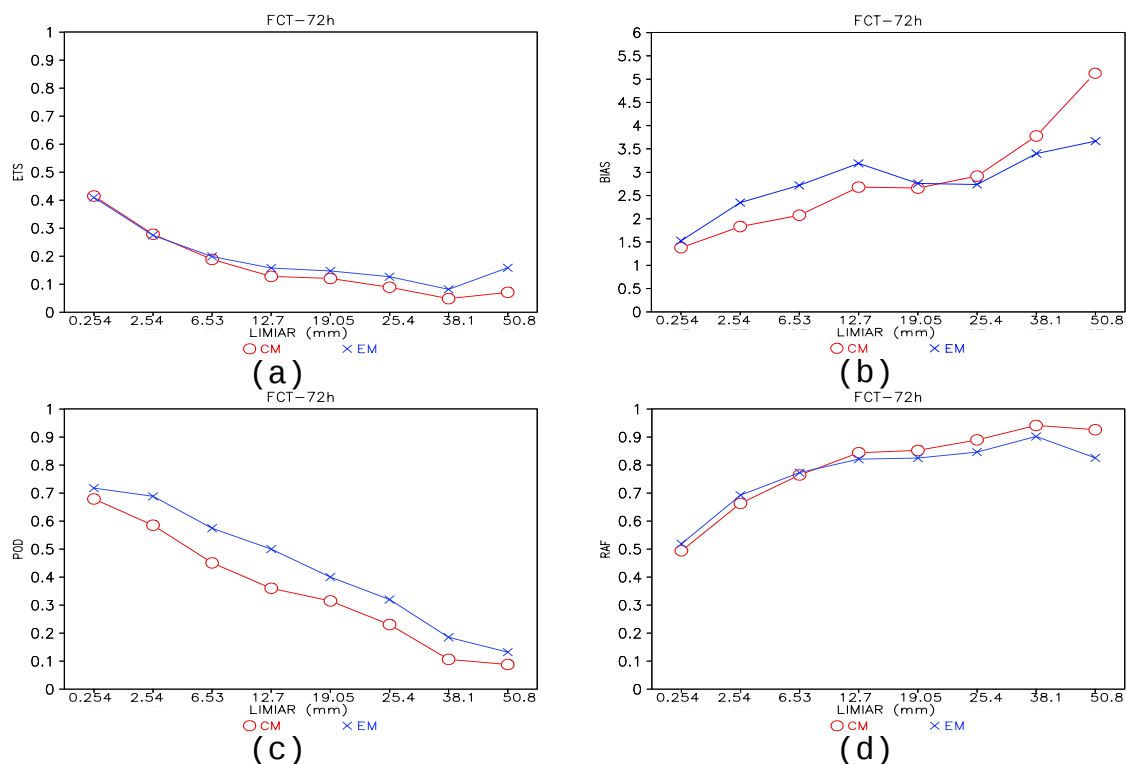


Figura 4.27 - ETS (a), BIAS (b), POD (c), RAF (d) referente as simulações de 72 horas para as versões CM (vermelho) e EM (azul).

4.3.4 Conclusões do experimento

A avaliação de variáveis dinâmicas, termodinâmicas e precipitação para este experimento mostrou melhorias significativas nas simulações do modelo quando integrado com um campo de umidade mais realístico. Portanto, estes resultados nos leva a concluir que as integrações com a umidade estimada poderá contribuir satisfatoriamente para a obtenção de simulações mais realísticas, principalmente nos baixos níveis da atmosfera, região de interesse para o estudo de SCMs. Portanto, os experimentos enfocando

mecanismos de formação de SCMs serão integrados com a umidade do solo obtida a partir da técnica desenvolvida por Gevaerd e Freitas (2003).

5 COMPOSTOS DE CASOS

O período utilizado para os experimentos anteriores foi selecionado devido à maior disponibilidade de observações que ocorreram durante o período do SALLJEX. No entanto, durante este período ocorreram apenas dois casos de SCMs em que a versão KF apresentou melhor desempenho com relação à precipitação. Naquelas análises, a validação dos esquemas de convecção foi de certa forma comprometida, uma vez que um dos objetivos deste estudo é determinar a configuração que melhor represente a estrutura dinâmica e termodinâmica destes sistemas.

Para uma validação mais robusta (consistente), as versões do modelo regional Eta com os esquemas de convecção de BMJ e KF foram integradas para 8 casos de SCMs ocorridos durante as estações da primavera, verão e outono. As altas frequências de SCMs sobre o norte da Argentina ocorrem durante os meses de verão associados com a ocorrência do JBN (Salio et al. 2007), indicando a importância das condições dos baixos níveis em seus desenvolvimentos.

Os casos foram divididos em dois grupos de quatro, sendo agrupados de acordo com o posicionamento dos SCMs e da localização da precipitação observada acima de 20 mm; i) quatro casos desenvolvidos entre as latitudes 20°S-26°S (setor norte), e ii) quatro casos entre as latitudes 26°S-32°S (setor sul).

Neste experimento o modelo foi integrado 72 horas antes do desenvolvimento dos SCMs, usando o modo não hidrostático e umidade estimada, em duas integrações: uma usando o esquema de convecção de BMJ e outra o esquema KF, ambos com 10

quilômetros de resolução horizontal e 38 níveis na vertical. Nestas simulações foram utilizadas como condições iniciais e contornos laterais as análises do NCEP na resolução T382L64 (aproximadamente 38 km).

5.1 Apresentação dos casos

As figuras 5.1 e 5.2 mostram os casos de SCMs selecionados para o estudo nos setores norte e sul, respectivamente. Os estágios maduros destes sistemas ocorreram por volta das 06:00 GMT e podem ser vistos nas imagens do satélite Goes (fig 5.1a e 5.2a). Os sistemas se desenvolveram durante o período noturno, fato bastante verificado em outros estudos tais como, Velasco e Fritsch (1987) e Salio et al. (2007).

A intensidade e posicionamento da precipitação acumulada em 24 horas ocorrida devido à atuação destes complexos, juntamente com os vetores do vento total (análises NCEP em 850 hPa) com valores acima de 5 m/s são mostrados nas figuras 5.1b (norte) e 5.2b (sul). Nos casos do setor norte observam-se núcleos de precipitação localizados na divisa do norte da Argentina e Paraguai concordando com o posicionamento da saída do JBN (altura de 24°S). Nos casos do setor sul a precipitação ficou concentrada em latitudes mais ao sul, também coincidindo com a saída do JBN em 27°S.

As simulações de 72 horas da precipitação acumulada em 24 horas e do vento (850 hPa) dos casos de SCMs para as versões com BMJ (fig. 5.1c e 5.2c) e KF (fig. 5.1d e 5.2d) mostram que o modelo consegue captar relativamente bem esses sistemas em ambos os setores, especialmente nas integrações com o esquema de convecção de KF, onde o posicionamento e a intensidade dos sistemas foram melhor

representados. Nota-se ainda que o modelo também consegue captar bem o posicionamento da região de saída do JBN, que também coincide com os núcleos máximos de precipitação.

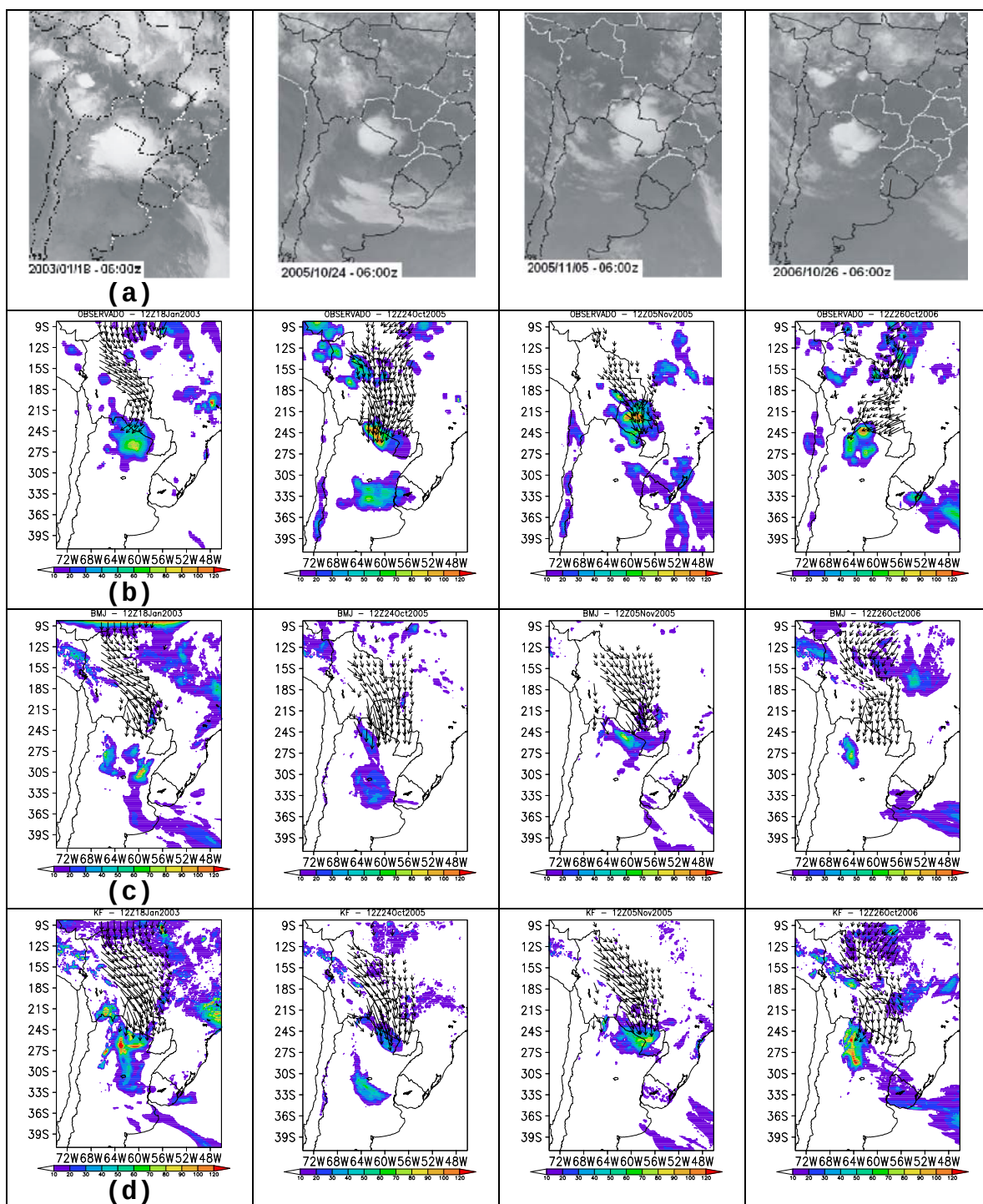


Figura 5.1 - (a) Imagens de satélite Goes (06:00 GMT) dos dias 18/01/2003, 24/10/2005, 05/11/2005, 26/10/2006; (b) precipitação acumulada em 24 horas observada; (c) simulação BMJ, (d) simulação KF (vetores de vento em 850 hPa são traçados quando o vento meridional de norte é superior a 5m/s).

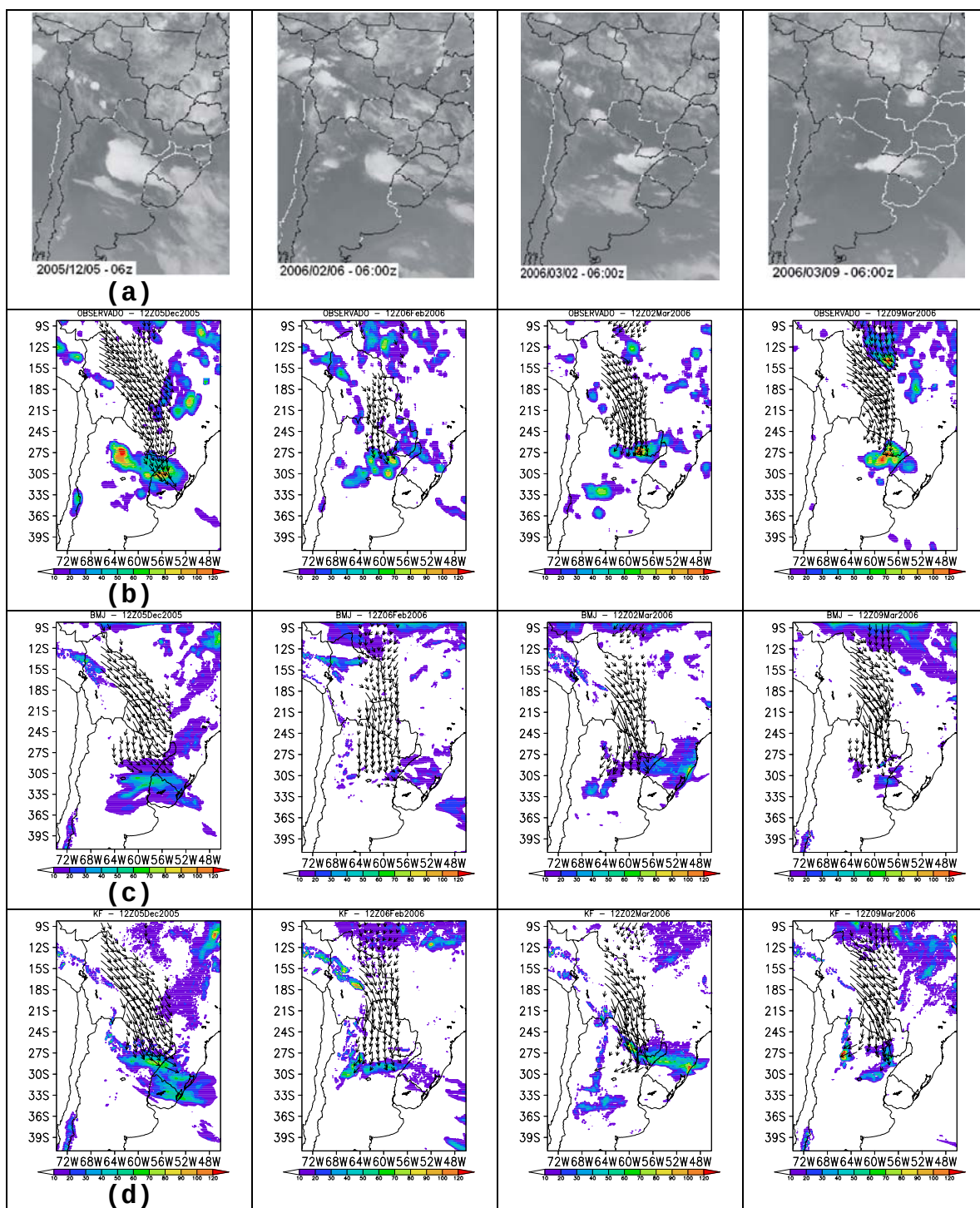


Figura 5.2 - (a) Imagens de satélite Goes (06:00 GMT) dos dias 05/12/2005, 06/02/2006, 02/03/2006, 09/03/2006; (b) precipitação acumulada em 24 horas observada; (c) simulação BMJ, (d) simulação KF (vetores de vento em 850 hPa são traçados quando o vento meridional de norte é superior a 5 m/s).

5.2 Avaliação da precipitação

A verificação da precipitação em cada caso foi realizada calculando a média sobre uma área de 2 graus em torno dos sistemas com base nas observações. A figura 5.3 mostra a média da precipitação acumulada em 24 horas em todos os casos para os setores norte (a) e sul (b). Observa-se nesta figura que tanto no setor norte quanto no sul, em ambas as versões, ocorrem subestimativas, sendo estas bem evidenciadas na versão BMJ. Nota-se ainda chuvas mais intensas nos casos ocorridos no setor norte. Este fato deve-se à maior disponibilidade de umidade verificada ao norte das regiões de formação dos sistemas.

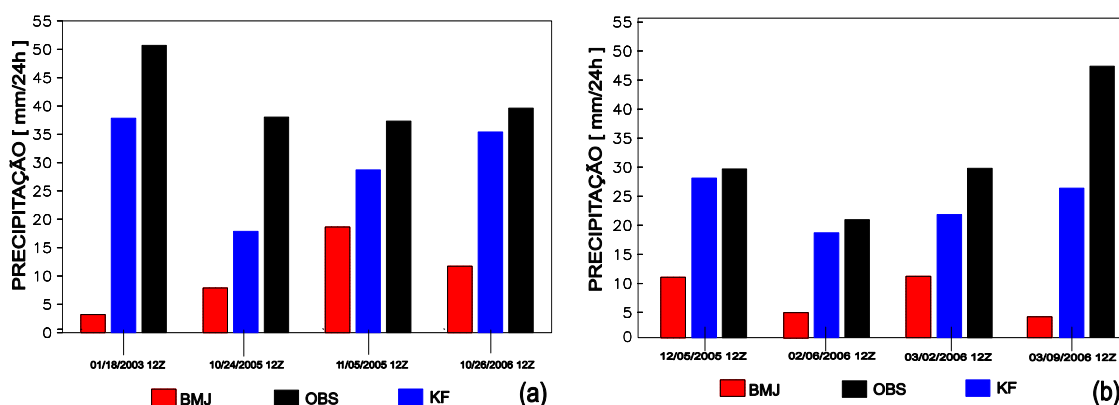


Figura 5.3 - Média da Precipitação (acumulada em 24 horas) sobre a área de 2 graus em torno de cada sistema para as simulações de KF(azul), BMJ(vermelho) e observado(preto) nos setores norte (a) e sul(b).

A precipitação acumulada em 24 horas para o composto dos casos de SCMs nos setores norte e sul é mostrada na figura 5.4. A precipitação associada aos SCMs que ocorreram no setor norte ficou posicionada sobre o norte da Argentina

com núcleo acima 65 milímetros (fig. 5.4a). No setor sul, a precipitação ficou concentrada na altura da latitude de 28°S, também com núcleo acima de 65 milímetros (fig. 5.4d). As simulações com KF conseguem posicionar e quantificar melhor a precipitação tanto no setor norte (fig. 5.4b) , quanto no sul (fig. 5.4e). Os resultados referentes ao esquema de BMJ indicam os sistemas deslocados para sul e menos intensos em ambos os setores (fig. 5.4c e 5.4f).

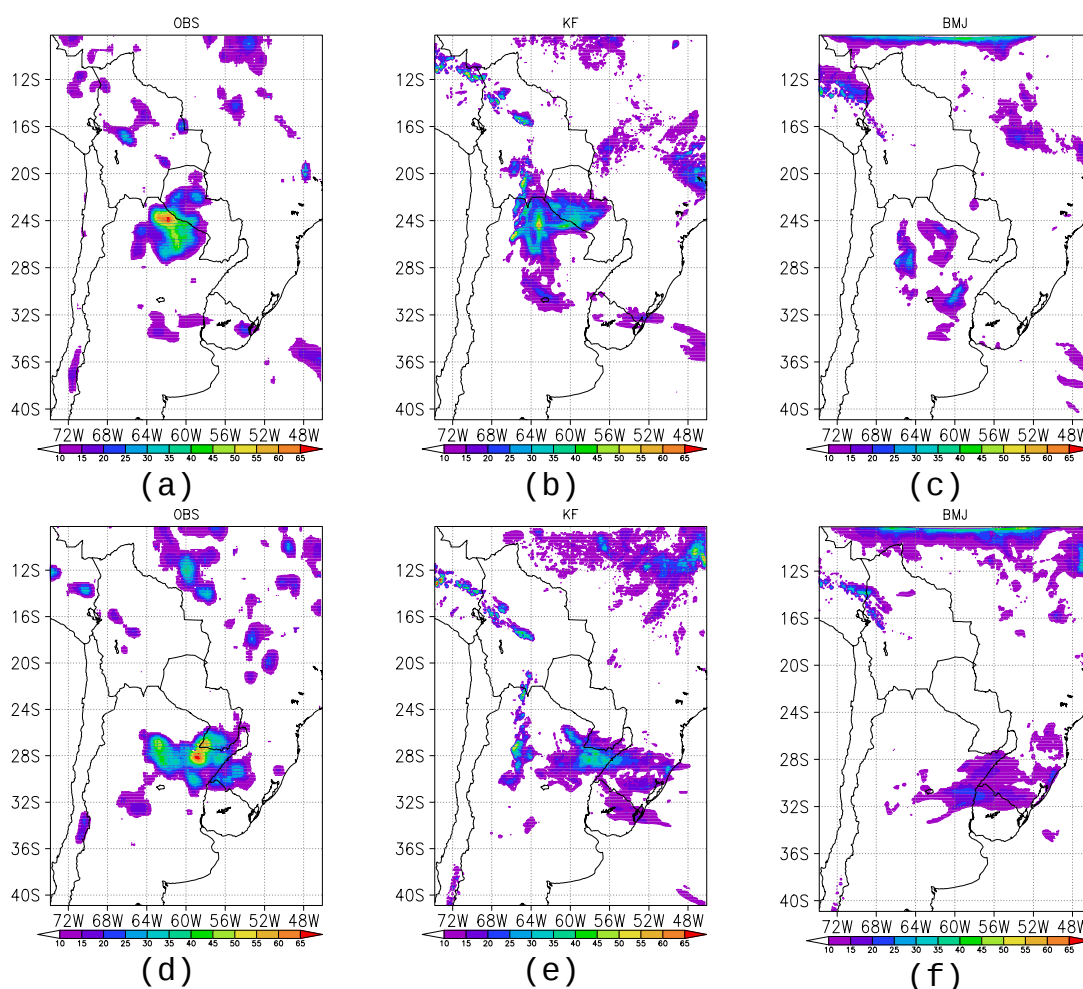


Figura 5.4 - Compostos da precipitação acumulada em 24 horas para os casos de SCMs. Setor norte OBS(a), KF(b), BMJ(c) e setor sul OBS(d), KF(e) e BMJ(f).

A figura 5.5 mostra o ETS, BIAS, POD e RAF referente às simulações de 72 horas para os oito casos (norte e sul) de SCMs, respectivamente. Estes índices foram calculados nas regiões onde ocorreram os sistemas (já definidos anteriormente). Na análise do ETS (fig. 5.5a) podemos observar um melhor desempenho na versão com KF em todos os limiares testados, exceto para a classe 0.254 mm, onde as duas versões são bastante semelhantes. O BIAS (fig. 5.5b) para chuvas fracas (0.254, 2.54 e 6.53 mm) mostra valores em torno de 1, indicando que nestes limiares as duas versões simularam valores de precipitação muito próximo aos valores observados. Para os limiares acima de 6.53 mm notam-se tendências em subestimar os valores de precipitações, principalmente em limiares de chuvas intensas na versão com BMJ. O POD (fig. 5.5c) mostra que a versão com KF consegue captar melhor os padrões de precipitações em todos os limiares. O RAF (fig. 5.5d) indica que os resultados com KF reduzem a quantidade de precipitação em regiões onde realmente não ocorreram chuvas.

As análises destes índices mostram que o esquema de convecção KF para os casos específicos de SCMs apresentou melhorias consideráveis especialmente para chuvas intensas. Nos limiares de chuvas intensas, o entranhamento/desentranhamento de ar nas nuvens convectivas, considerado no esquema KF, é importante na simulação da precipitação. Além disso, os efeitos dos downdrafts e updrafts são representados explicitamente em KF, enquanto que no esquema de BMJ é considerado um ajuste no perfil vertical de temperatura e umidade.

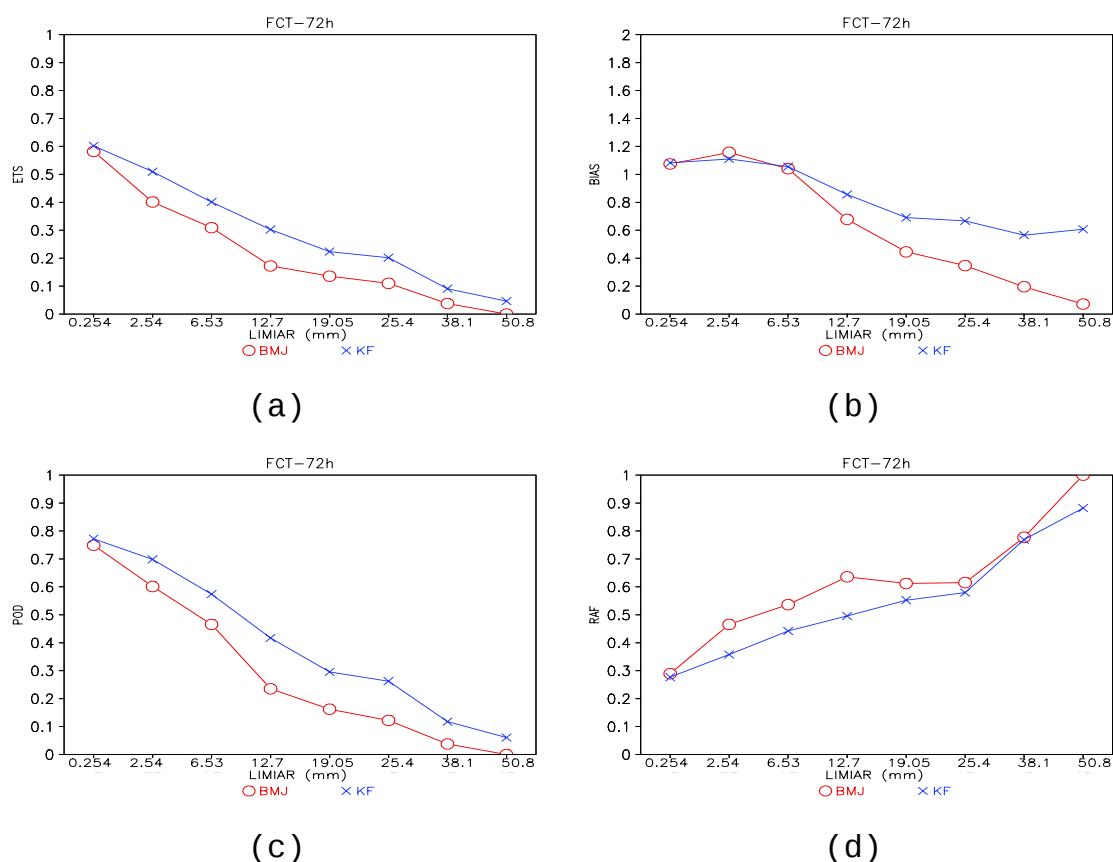


Figura 5.5 - ETS (a), BIAS (b), POD(c) e RAF(d) referente as simulações de 72 horas para as versões BMJ (vermelho) e KF azul). Experimento dos compostos.

5.3 Principais características atmosféricas associadas com a ocorrência de SCMs nos resultados das simulações.

A análise do ciclo diurno da precipitação, que será apresentado no próximo tópico, mostrou claramente uma maior quantidade de chuvas nas últimas 12 horas de integração, com picos mais intensos ocorridos entre 06 e 09 GMT, horários que equivalem a 66 e 69 horas de simulação. Com base nestes resultados, algumas variáveis foram analisadas espacialmente para o horário de 66 horas de integração. A escolha desse horário deve-se ao fato de estar entre os

estágios de formação e maturidade dos SCMs. A análise dos resultados é realizada em função do esquema de convecção e posicionamento dos sistemas (setor norte e sul). Uma análise sinótica de cada caso indicou características similares para os casos do setor norte e para os casos do setor sul separadamente, o que permitiu a separação em dois compostos.

Os padrões da PNMM foram bem simulados tanto no setor norte quanto no setor sul em ambas as versões (fig. 5.6a, 5.6b, 5.6c, 5.6d, 5.6e, 5.6f). Nos setores norte e sul a versão com KF indicou a baixa do Chaco mais intensa que em BMJ. A umidade em baixos níveis indica maior disponibilidade de água em KF nas regiões tropicais e subtropicais ao norte de 28°S, principalmente a leste dos Andes em ambos os setores. Essa configuração mostra-se bastante semelhante às análises do NCEP.

A magnitude do vento meridional em 850 hPa (fig. 5.7) é simulada mais intensa do que o observado em ambas as versões nos dois setores, porém a confiabilidade das análises nesta região é baixa (HERDIES et al., 2004) devido à ausência de observações. O escoamento em baixos níveis em ambas as versões é coerente com os apresentados pelas análises. Em altos níveis, no setor norte, a corrente de jato foi bem simulada tanto em termos de posicionamento quanto em magnitude, nas duas versões, porém no setor sul ambas as versões subestimaram o núcleo da corrente de jato, sendo que em BMJ a intensidade foi bem mais fraca do que em KF e cerca de 8 m/s mais baixa que nas análises. Nos dois setores, os compostos mostram a corrente de jato em uma

posição favorável a movimentos ascendentes no lado equatorial da entrada do jato sobre o norte da Argentina.

A maior intensidade dos fluxos de norte advectando uma maior quantidade de umidade para as latitudes tropicais e subtropicais na versão KF, indicou melhores condições para o desenvolvimento dos SCMs do que na versão BMJ. Observa-se também uma circulação ciclônica bem configurada atuando sobre o norte da Argentina na versão KF, enquanto que em BMJ essa circulação está ligeiramente deslocada para sul. Estas características contribuem também para o posicionamento e a intensidade da precipitação associada com os SCMs, simuladas pelas duas versões.

Os resultados mostram que a versão com o esquema de KF representou melhor o posicionamento e a intensidade dos SCMs. Neste caso, o posicionamento está associado à melhor configuração do escoamento em baixo e em altos níveis. A intensidade deve-se principalmente à maior disponibilidade de umidade produzida pelas simulações de KF.

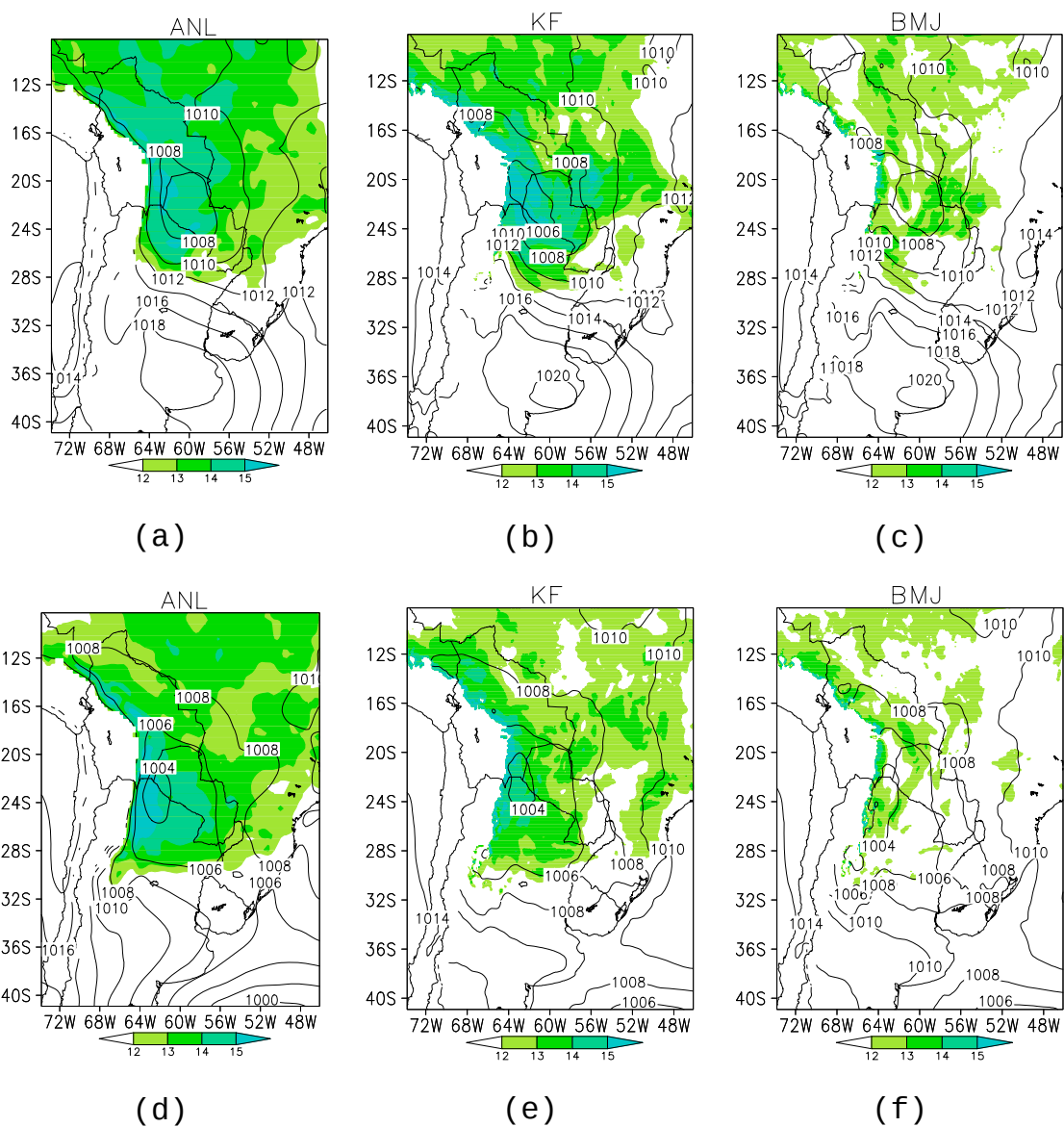


Figura 5.6 - Simulações de 66 horas da PNMM (contorno) e q em 850 hPa (sombreado). Setor norte (a) , (b) e (c). Setor sul (d), (e) e (f).

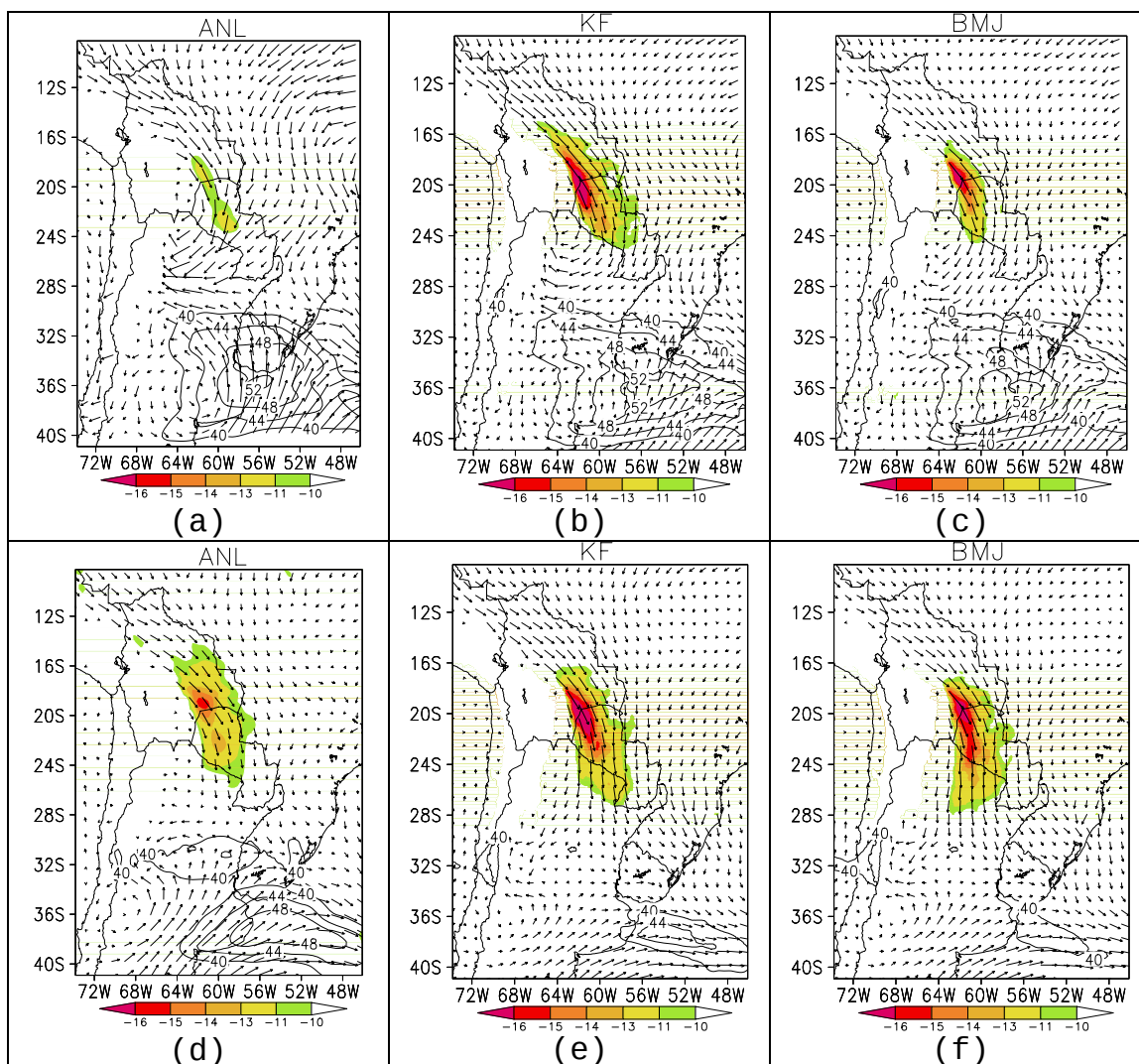


Figura 5.7 - Simulações de 66 horas da magnitude do vento meridional (sombreados), circulação em 850 hPa (vetores) e o Jato de Altos Níveis (contornos). Setor norte (a) , (b) e (c). Setor sul (d), (e) e (f).

O JBN a leste dos Andes foi identificado (aplicando o critério 1 de Bonner,1968) no perfil vertical do vento meridional em 20°S, em ambas as versões e nos dois setores (fig. 5.8). O modelo indicou o máximo do vento meridional em baixos níveis (entre 900 e 850 hPa), concentrado em uma estreita faixa a leste da topografia (entre 62°W-61°W). A

estrutura vertical da umidade específica revela uma atmosfera mais úmida e ventos meridionais de norte mais intensos na versão KF.

As principais características identificadas nos casos que ocorreram nos setores norte e sul, considerando a versão KF, que apresentou a melhor simulação, pode explicar alguns mecanismos associados com o desenvolvimento dos SCMs. A posição da corrente de jato em altos níveis e do JBN, em ambos os setores, foi consistente com os movimentos ascendentes e com o desenvolvimento dos SCMs. No caso do setor norte, o gradiente norte-sul de temperatura em baixos níveis foi mais intenso que no setor sul, implicando em uma corrente de jato mais intensa sobre o continente. Embora a umidade específica tropical e subtropical nos casos do setor norte ter sido maior que nos casos do setor sul, o JBN esteve presente em ambos os casos e estendendo-se mais ao sul nos casos do setor sul, trazendo umidade para o desenvolvimento dos SCMs neste setor.

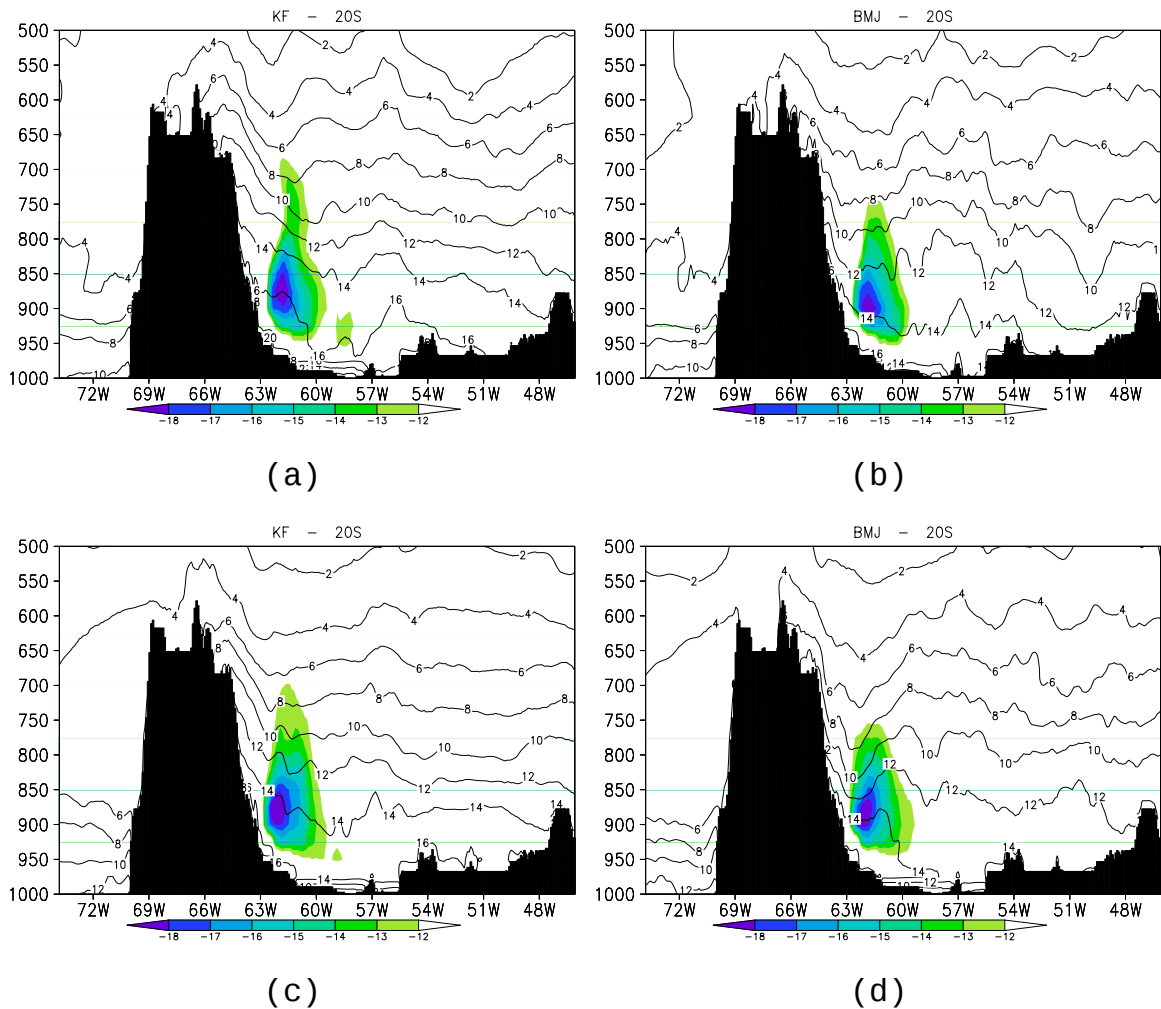


Figura 5.8 - Corte vertical de v (sombreado) e q (contorno) na latitude de 20°S para os casos do setor norte (a)KF, (b)BMJ e setor sul (c)KF e (d)BMJ.

A influência da corrente de jato em altos níveis e o JBN no desenvolvimento dos SCMs para o composto do setor norte com esquema de KF pode ser visto na figura 5.9. A vorticidade anticiclônica em altos níveis no lado equatorial da entrada da corrente de jato força uma circulação secundária com movimentos ascendentes ao norte da corrente de jato, na mesma região da saída do JBN, que também é uma região com movimentos ascendentes.

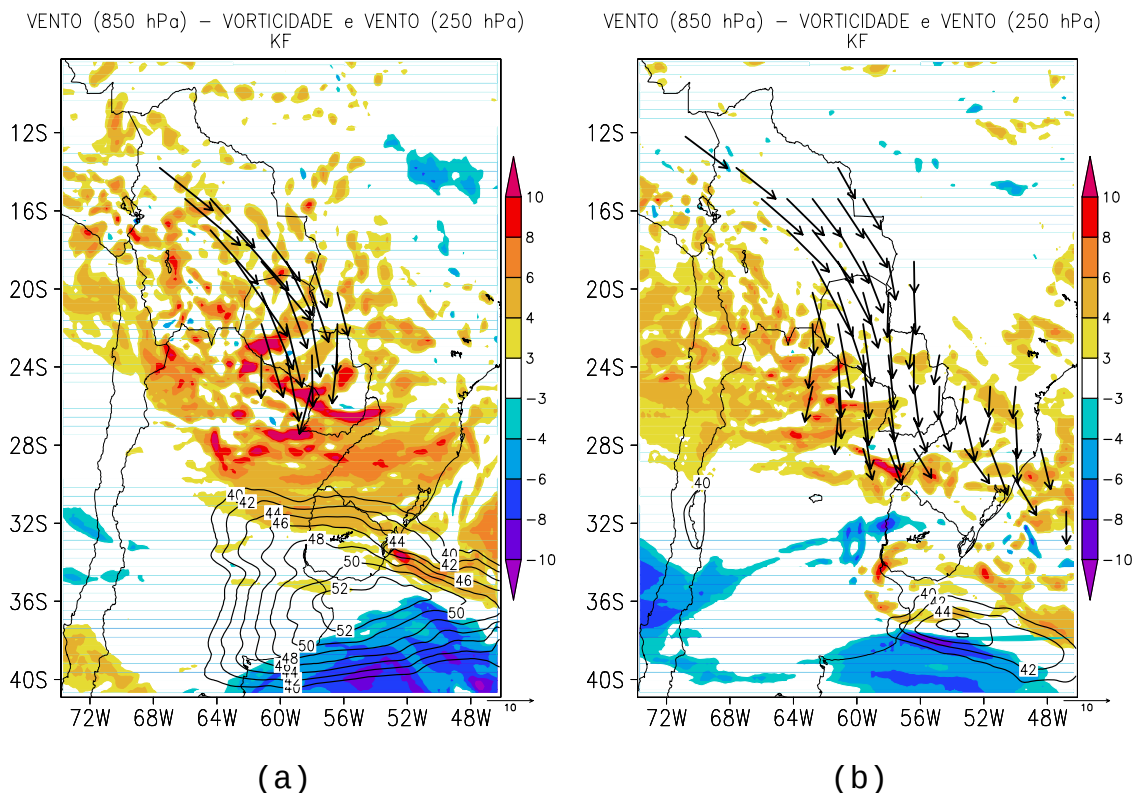


Figura 5.9 - Simulações de 66 horas do vento em 850 hPa (vetores acima de 9 m/s), vortacidade (sombreado) e vento em 250 hPa (contornos) válidas para 6 horas antes do estágio maduro do sistema. Setor norte (a) e setor sul (b).

Normalmente, a borda sul do JBN coincide com a posição dos SCMs (VERNEKAR et al., 2003). O corte vertical na longitude de 60°W mostra movimentos verticais associados com a circulação secundária nos casos do setor norte e sul (figura 5.10). A posição da corrente de jato em altos níveis e a extensão do JBN nos casos dos setores norte e sul, com os mecanismos associados, explicam o desenvolvimento dos SCMs em posições diferentes. O acoplamento entre o JBN, a corrente de jato e a circulação transversal estabelece condições favoráveis ao

desenvolvimento dos SCMs, consistente com Uccellini e Johnson (1979). No setor norte verifica-se o ramo ascendente da circulação secundária atuando nas proximidades de 25°S, enquanto que no setor sul a circulação secundária atua próxima a latitude de 30°S. O posicionamento destes ramos coincide com as latitudes onde atuaram os SCMs.

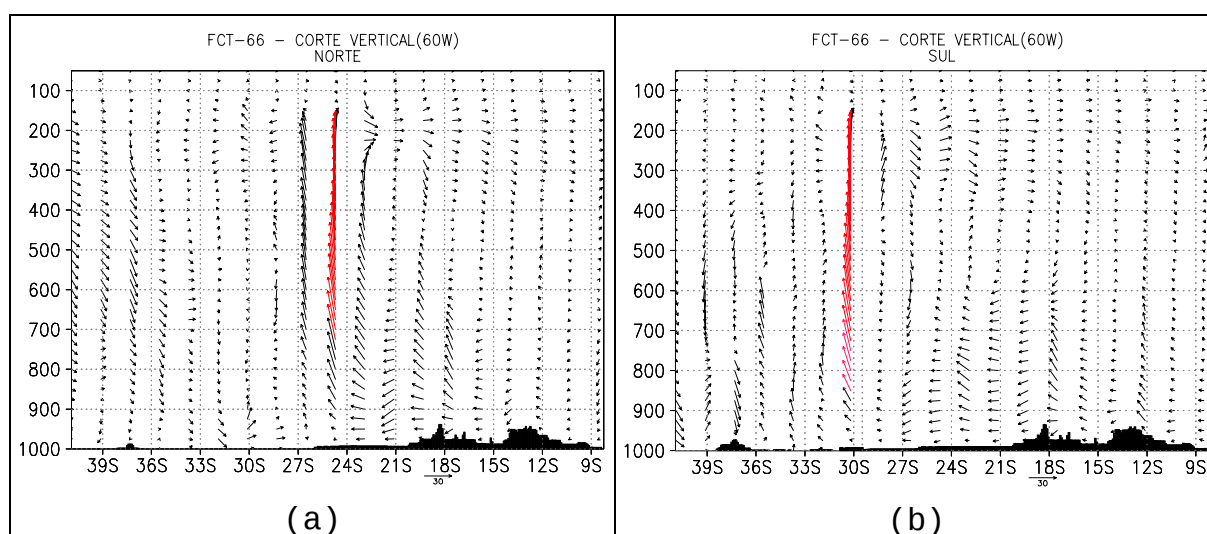


Figura 5.10 - Corte vertical de (v, ω) em 60°W para os casos dos experimentos do setor norte(a) e sul(b). (vetores em vermelho são as regiões com movimentos verticais mais intensos).

Características similares associadas com a corrente de jato em altos níveis e o JBN da América do Sul foram discutidas por Salio et al., (2007), analisando dados do NCEP com 1° de resolução horizontal. No presente estudo, o modelo Eta reproduz essas características e mecanismos com 66 horas de antecedência.

A precipitação que ocorreu associada aos SCMs foi mais intensa nos casos do setor norte que nos casos do setor sul, embora os mecanismos associados aos movimentos

ascendentes e o desenvolvimento dos SCMs estejam presentes em ambos os casos.

A intensidade dos sistemas está associada com a disponibilidade de umidade e a instabilidade da atmosfera. No composto dos casos do setor norte observou-se maior quantidade de umidade disponível em baixos níveis sobre a Amazônia e a leste dos Andes do que no composto dos casos do sul. O gradiente meridional de temperatura também foi mais intenso nos casos do setor norte do que nos casos do setor sul, forçando uma intensa corrente de jato em altos níveis e intensificando a circulação transversal com fortes movimentos ascendentes.

Portanto, as principais características que contribuíram para o desenvolvimento dos SCMs, simulados pelo modelo, foram a posição da corrente de jato em altos níveis, a presença do JBN (em ambos os casos, os SCMs ocorreram do lado equatorial da entrada do jato em altos níveis e na saída do JBN), bem como o elevado conteúdo de umidade nas regiões tropicais e subtropicais do domínio.

5.4 Ciclo diurno

As médias espaciais de PNMM, T e umidade específica (q) para as áreas de desenvolvimento dos SCMs foram calculadas para os dois setores, com intervalos de uma hora durante as 72 horas de integração. Para cada caso, a média espacial foi calculada considerando uma área de $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ centrada no núcleo máximo de precipitação. Desta forma, os compostos dos 4 casos em cada setor representam as condições locais associadas com o desenvolvimento do sistema. As componentes do vento em 850 hPa foram calculadas na área (62°W-60°W;

20°S-18°S) para ambos os casos (norte e sul) para analisar o papel do JBN.

Nos altos níveis a média foi realizada na área do jato subtropical nos setores norte (60°W-49°W; 40°S-35°S) e sul (58°W-47°W; 40°S-35°S). A evolução temporal nas figuras 5.11 e 5.12 mostra o ciclo diurno das variáveis observadas e simuladas usando ambos esquemas de convecção, para os setores norte e sul, respectivamente. A precipitação observada a cada 3 horas foi obtida a partir dos dados do TRMM e outras variáveis foram retiradas das análises do NCEP de alta resolução (T382L64).

A precipitação estimada pelo TRMM indica valores máximos no horário de 06:00 GMT no setor norte (fig. 5.11a) e as 07:00 GMT no setor sul (fig. 5.12a). Estes horários são próximos aos horários de desenvolvimento e maturidade dos SCMs sobre a região. O horário de máxima precipitação associada aos SCMs foi bem simulada na versão KF em ambos os setores, no entanto a magnitude foi subestimada. Os valores de precipitação mais intensos, verificados no TRMM, deve estar associados a um viés positivo que a estimativa do TRMM apresenta na região de ocorrência dos SCMs (ver apêndice B). O esquema de BMJ, além de subestimar ainda mais a precipitação, indica o seu máximo com 4 horas de atraso no setor norte (fig. 5.11a) e 2 horas adiantado no setor sul (fig. 5.12a). As chuvas mais intensas observadas no setor norte provavelmente estão associadas à maior disponibilidade de umidade nos baixos níveis, e temperaturas elevadas neste setor, o que por sua vez tende a aumentar a instabilidade.

Ambas as versões subestimam os valores de precipitação estimados pelo TRMM, porém as melhores simulações foram obtidas com a versão KF, que indica precipitações mais intensas nos horários de desenvolvimento dos SCMs em ambos os setores. Precipitações mais intensas no esquema de KF, quando comparado com BMJ, também foram obtidas por Gallus (1999) em experimentos com o modelo Eta.

O ciclo diurno da PNMM foi detectado pelas duas versões nos dois setores, mas os valores mínimos são simulados com atraso de 3 horas no setor norte (fig 5.11b). No setor sul, os ciclos diurnos das versões do modelo e observações são menores que no setor norte (fig 5.11b, 5.12b). Ambas as versões simularam os valores de PNMM inferiores aos observados, sendo que no setor sul as simulações se mostraram mais próximas aos valores observados. As diferenças maiores entre os esquemas são evidenciadas nas últimas horas de integração, quando é verificada pressão menor nos resultados com o esquema de KF, concordando com maior precipitação.

Na figura da temperatura em 850 hPa (fig. 5.11c e 5.12c) observa-se uma divergência dos resultados entre os dois esquemas de convecção após as primeiras 12 horas de integração (em torno de 00 GMT). No restante das simulações nota-se temperaturas mais altas que o observado na baixa troposfera (ambos os setores) na versão de BMJ quando comparado com KF. A diferença de temperatura é mais evidenciada no setor norte onde os valores de precipitação foram mais elevados. Em geral, embora ambas as versões superestimem a temperatura, as simulações com o esquema de convecção de KF apresentou resultados mais próximos aos

verificados nas análises em quase todos os horários de integração, em ambos os setores.

No setor sul o ciclo diurno de temperatura (fig. 5.12c) é menos acentuado do que no setor norte, o que é detectado pelas duas versões, e em alguns horários o modelo com KF consegue reproduzir os valores de temperatura. O aumento da temperatura durante o período de integração observado no setor sul foi bem simulado pelas duas versões.

Um aumento considerável nos valores da umidade em 850 hPa durante o período de integração foi também observado e simulado em ambos os setores e em ambas as versões (fig. 5.11d 5.12d). Dentre as variáveis analisadas, a umidade foi a que apresentou as maiores diferenças, principalmente no setor norte, sendo a versão com BMJ mais seca e KF mais úmida do que o observado. As diferenças entre os dois esquemas começam a ocorrer após as primeiras 18 horas de integração, sendo essas diferenças mais evidenciadas nas últimas 12 horas de simulação

Na análise do vento meridional (fig. 5.11e e 5.12e) podemos observar o predomínio da componente de norte em todos os horários de integração nos dois setores e em ambas as versões. Observam-se máximos valores negativos em torno de 06:00 GMT no setor norte, associado ao comportamento do JBN durante os três dias de simulação. No setor sul verifica-se uma intensificação dos ventos de norte, principalmente nos últimos horários de simulação, período em que ocorreu o desenvolvimento dos sistemas. Observa-se ainda que o modelo consegue captar relativamente bem o ciclo diurno desta variável, porém superestimando os valores quando comparado com as análises do NCEP, principalmente na versão com BMJ.

Observa-se, nos dois setores um comportamento semelhante entre as versões nas primeiras 24 horas de integração. No entanto, no restante do período verifica-se valores ligeiramente mais intensos de ventos de norte na versão de BMJ. A superestimativa do vento de norte, na versão BMJ, provavelmente tenha contribuído para a simulação dos sistemas deslocados para sul.

O ciclo diurno do vento zonal em 850 hPa também foi bem simulado pelas duas versões nos dois setores (fig. 5.11f , 5.12f). Os picos máximos de ventos de leste (próximo de 00:00 GMT) que ocorreram durante o período da noite foram ligeiramente superestimados em ambas as versões nos dois setores. No setor norte observa-se ventos de leste durante a noite e fracos de oeste durante o dia (fig. 5.11f). Esta inversão do vento pode ser relacionada com a circulação local vale-montanha. A defasagem de seis horas entre o máximo vento de leste e o máximo vento de norte poderia mostrar uma relação entre a circulação zonal vale-montanha e o JBN a leste do Andes, através da oscilação inercial. Esta oscilação foi discutida por Blackadar (1957) em relação ao JBN da América do Norte e pode ter um papel no desenvolvimento do JBN da América do Sul. Essa relação será melhor detalhada na seção 5.5.

Em altos níveis (250 hPa), o vento zonal foi muito bem simulado em ambas as versões do modelo. Observou-se (setor norte) uma intensificação dos valores máximos às 06:00 GMT no dia do desenvolvimento dos SCMs (fig. 5.11g). No setor sul, o vento zonal em altos níveis atinge um máximo no dia anterior ao desenvolvimento, o que é simulado pelas duas versões, e volta a apresentar um máximo no dia de

desenvolvimento dos SCMs, também às 06 GMT, semelhante aos casos do setor norte (fig. 5.12g). Assim, a ocorrência desses máximos no período de desenvolvimento dos SCMs é consistente com a ação do jato no estabelecimento de uma circulação secundária que força movimentos ascendentes no lado equatorial da entrada da corrente de jato, como discutido anteriormente.

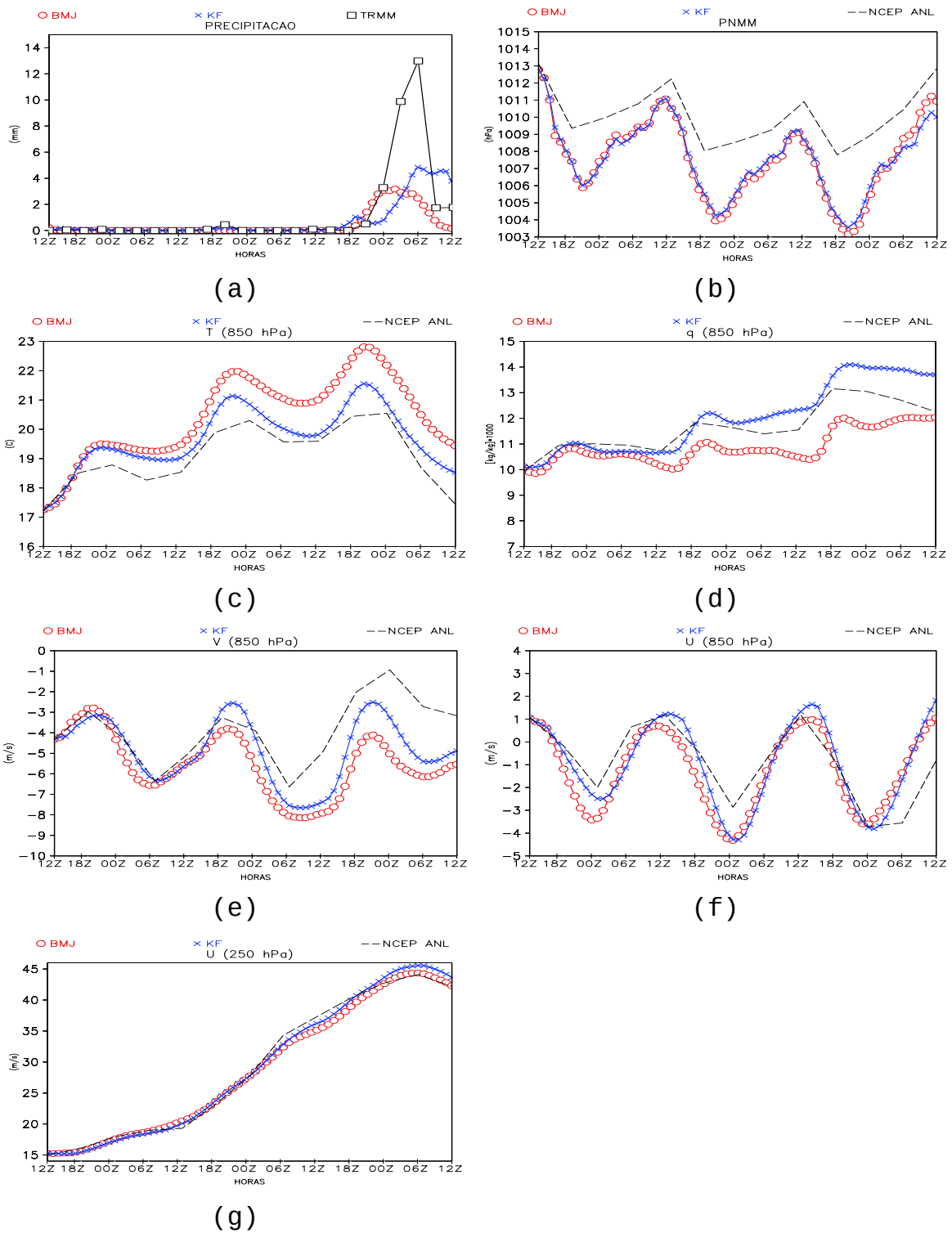


Figura 5.11 - Média espacial da área $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ centrada no núcleo máximo de precipitação para a precipitação (a), PNMM (b), T em 850 hPa (c), q em 850 hPa (d), v (e), u (f) em 850 hPa e u em 250 hPa (g). Para o setor norte.

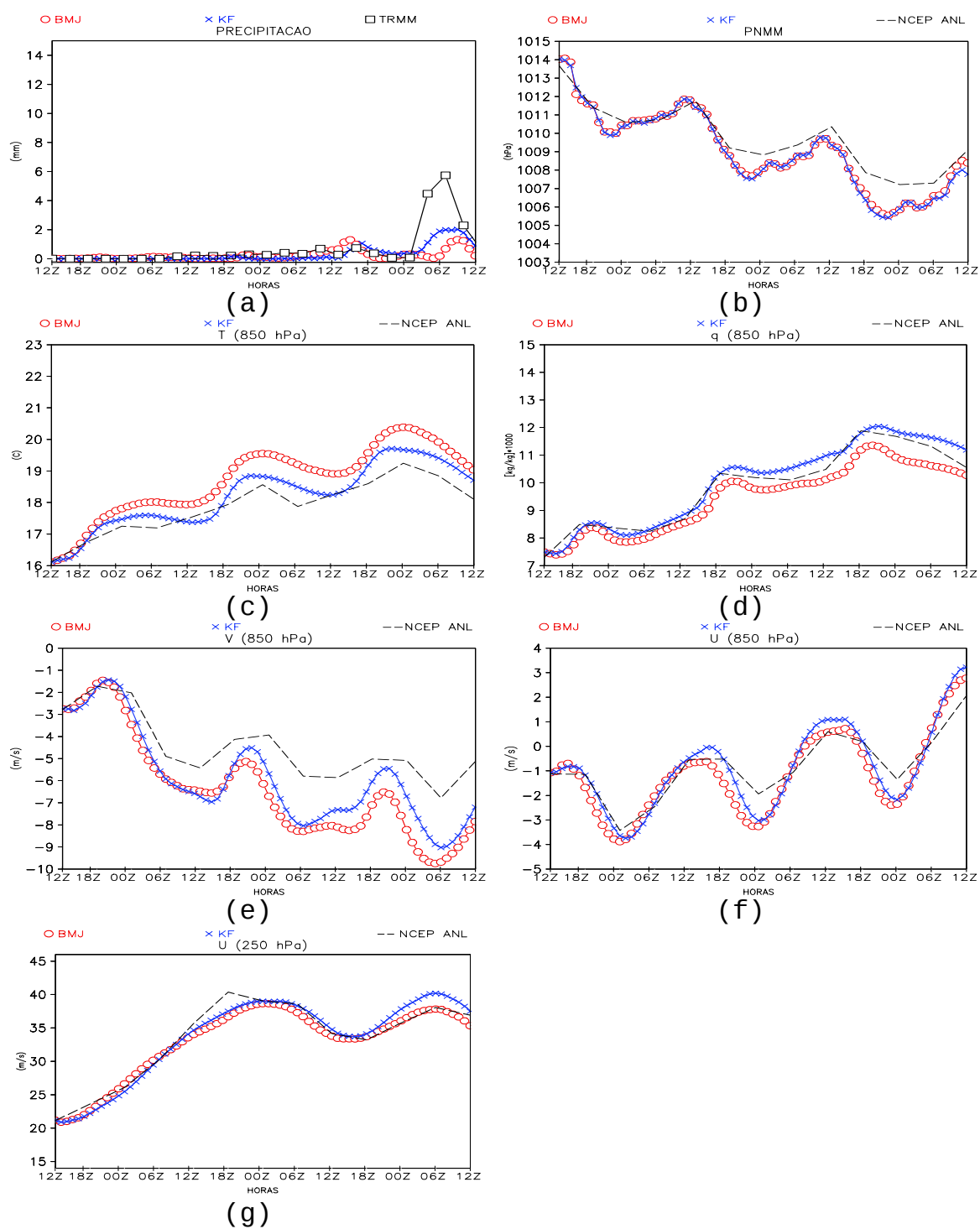


Figura 5.12 - Média espacial da área $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ centrada no núcleo máximo de precipitação para a precipitação (a), PNMM (b), T em 850 hPa (c), q em 850 hPa (d), v (e) e u (f) em 850 hPa e u em 250 hPa (g). Para o setor sul.

5.5 Oscilação inercial e circulação local

Na América do Sul, devido à carência de dados observacionais, influências da circulação local, oscilação inercial e JBNS na formação dos SCMs não são muito discutidas. Neste caso a utilização de modelos numéricos de alta resolução pode ser uma alternativa satisfatória na contribuição para o entendimento dos fenômenos locais e de mesoescala na formação dos SCMs. Nesta seção discutiremos esse assunto utilizando os resultados dos dois últimos dias das simulações dos compostos dos SCMs para o setor Norte o com esquema de convecção KF. Nos resultados apresentados a seguir foram removidas as médias dos dois últimos dias de simulação (segundo a metodologia da seção 3.5) no intuito de realçar as características locais da circulação.

A evolução temporal da média espacial (20°S - 18°S ; 63°W - 60°W) do perfil de u , v e ω para os dois últimos dias de simulações é mostrado na figura 5.13. Esta área representa a região de vale a leste dos Andes. Nesta figura 5.13a podemos observar um padrão bem definido com relação à mudança de direção da componente zonal entre os níveis de 950 e 800 hPa. Esta configuração indica que nas primeiras horas do dia (período de máximo resfriamento) a componente zonal do vento sopra em direção ao vale (de oeste), enquanto que no fim da tarde e começo da noite (período de máximo aquecimento) sopra em direção à cadeia de montanhas (de leste).

A componente meridional do vento (fig. 5.13b) mostra um enfraquecimento mais pronunciado da componente de norte nos horários das 18 GMT, principalmente nas primeiras 12 horas

do segundo dia de integração. O fortalecimento da componente de norte ocorre durante a madrugada (3 a 9 GMT), sendo que atinge seu máximo em torno de 5 GMT do terceiro dia de integração (durante o estágio de desenvolvimento dos SCMs).

Nota-se ainda que o ciclo diurno da componente meridional é fortemente influenciado pelo ciclo diurno da temperatura (fig. 5.14), ou seja, durante o período de aquecimento verifica-se a redução de v devido ao atrito gerado pela turbulência, enquanto que durante o resfriamento ocorre a estabilização da camada próxima a superfície, minimizando o atrito e fortalecendo a componente meridional. A variabilidade na intensidade diária também pode ser explicada pela ação da oscilação inercial como será discutido posteriormente.

Os resultados referentes a ω (fig. 5.13c) mostram movimentos descendentes sobre o interior do vale durante os horários de aquecimento (durante o dia) ocasionando inibição de formação de nuvens, enquanto que na madrugada, os movimentos ascendentes predominam sobre o vale, favorecendo a convecção na região.

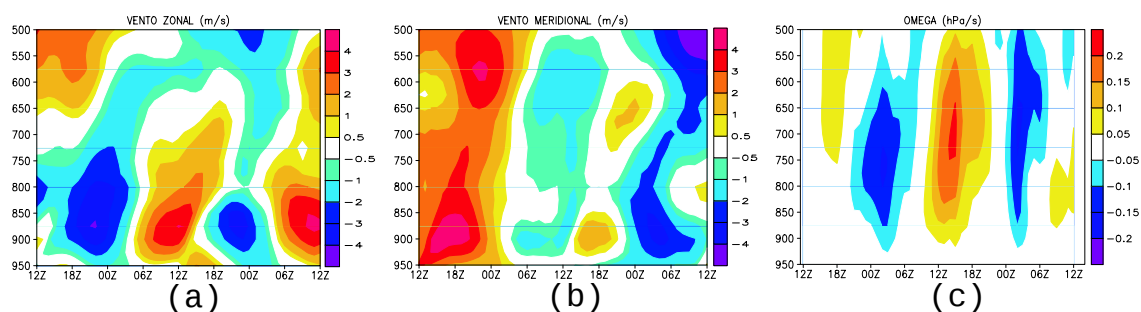


Figura 5.13 – Evolução temporal da média espacial (20°S - 18°S ; 63°W - 60°W) do perfil de u (a), v (b) e ω (c) para os dois últimos dias de simulações.

O ciclo diurno da temperatura média em baixos níveis para a região compreendida entre 20°S - 18°S ; 63°W - 60°W nos dois últimos dias de integração pode ser analisado na figura 5.14. Nesta figura podemos observar que a temperatura média da camada entre 950 a 850 hPa apresenta os máximos e os mínimos de temperatura por volta das 20 e 12 GMT, respectivamente. O período de aquecimento ocorre após às 12 GMT até às 21 GMT para os dois dias de simulação, enquanto que o resfriamento verifica-se entre 22 e 11 GMT.

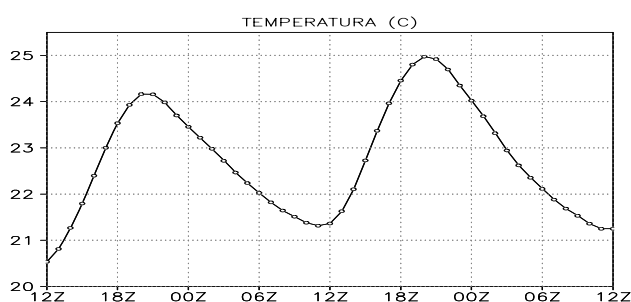


Figura 5.14 – Média entre as camadas de 950 a 850 hPa da temperatura média calculada sobre a área (20°S - 18°S ; 63°W - 60°W) durante os dois últimos dias de integração.

A Figura 5.15 mostra o ciclo diurno da média (entre os níveis de 950 e 800 hPa) do vento sobre a região de ocorrência dos JBNs (20°S - 18°S ; 63°W - 60°W) em intervalos de 3 horas. Os resultados mostram uma forte oscilação no campo de vento, tanto em magnitude, quanto em direção. Observa-se também que o vento sofre uma rotação no sentido anti-horário com o tempo. Isto é uma indicação da atuação da oscilação inercial no escoamento, ou seja, a força de Coriolis agindo no sentido de desviar o movimento para a esquerda (Hemisfério Sul). Resultados semelhantes a estes foram encontrados por Jiang et al. (2006) em estudos enfocando os JBNs que atuam sobre as planícies dos Estados Unidos.

Nota-se ainda (fig. 5.15) que durante o período de aquecimento (dia) o vento apresenta um giro anti-horário mais lento, enquanto que à noite esse giro é mais rápido. Neste caso podemos observar claramente a dependência da força de Coriolis com o escoamento. A maior influência desta força ocorre durante a noite quando a camada limite se torna estável. Nesta situação, o escoamento é intensificado e a atuação de Coriolis torna o vento supergeostrófico. Durante o dia, dentro da CLP, a turbulência age como um freio, reduzindo a velocidade do vento, e em consequência, reduzindo a força de Coriolis tornando o vento subgeostrófico.

Os valores máximos do vento de norte, sobre o domínio analisado, tendem a ocorrer próximo aos horários das 06 GMT, horário em que o JBN encontrava-se mais atuante. Durante o dia a amplitude dos ventos é mais fraca quando comparada com a noite, e a redução dos ventos de norte

tende a enfraquecer os fluxos de calor e umidade para a Bacia do Prata.

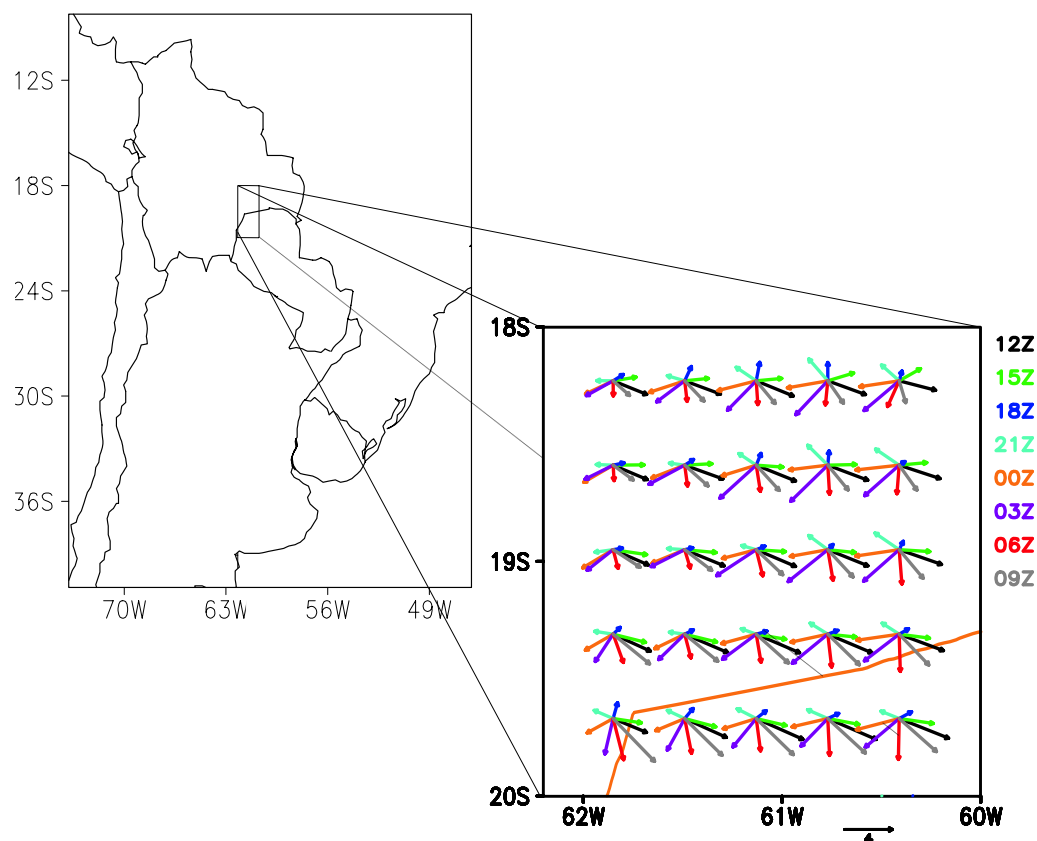


Figura 5.15 – Ciclo diurno da média (entre os níveis de 950 e 800 hPa) do vento sobre a região de ocorrência dos JBSs (20°S-18°S;63°W-60°W) em intervalos de 3 horas.

A figura 5.16 mostra o corte vertical da circulação obtida a partir da média do vento zonal e omega, entre as latitudes de 25°S e 23°S para horários de máximo aquecimento (17 GMT a 19 GMT) que corresponde ao dia e máximo resfriamento (06 GMT a 08 GMT) que corresponde à noite. Durante o dia (fig. 5.16a) observamos, nos baixos níveis, um escoamento preferencial do vale em direção à montanha. Próximo aos Andes, tanto do lado ocidental quanto oriental, verifica-se ar subindo a encosta da montanha

(ventos anabáticos). Sobre o vale verifica-se o predomínio de movimentos verticais descendentes (subsistência). Este padrão quando se estabelece atua no sentido de inibir a formação e desenvolvimento de nuvens sobre o vale. Nota-se ainda que a circulação local gerada do lado leste dos Andes é mais ressaltada devido ao maior aquecimento diferencial entre a montanha e o vale do que entre a montanha e o Oceano Pacífico.

Ao contrário do que foi verificado durante o dia, à noite a montanha se resfria mais rapidamente que o ar sobre o vale. Neste caso o ar frio próximo à montanha desce em direção ao vale (ventos catabáticos) e gera movimentos ascendentes sobre o vale (fig. 5.16b). O levantamento do ar sobre o vale durante a madrugada é tido como um mecanismo muito importante para dar início ao desenvolvimento convectivo sobre esta região, podendo ser um fator que contribui positivamente para o desenvolvimento noturno dos SCMs sobre a bacia do Prata.

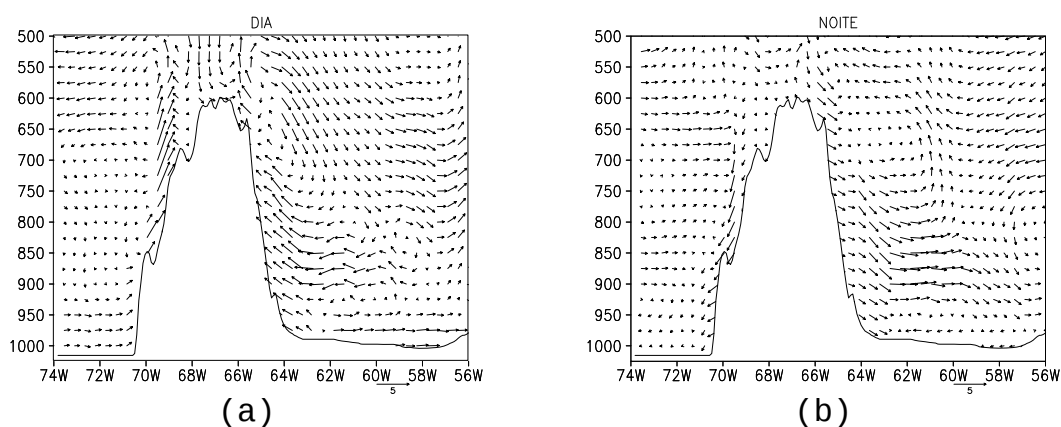


Figura 5.16 - Corte vertical da circulação obtida a partir do vento zonal e omega, mediados entre as latitudes de 25°S e 23°S durante o dia (a) e noite(b).

Os resultados desta seção mostram, assim como ocorre na América do Norte, a influência de dois mecanismos locais na formação e desenvolvimento dos SCMs. Por um lado a oscilação inercial, influenciando indiretamente através das interações com os JBNS, fortalecendo o transporte de calor e umidade para as latitudes preferências para a formação dos SCMs. Por outro lado, a circulação local que também apresenta um papel importante para o surgimento das primeiras células convectivas sobre o vale durante o período noturno. Pode-se constatar também que tanto a física quanto a dinâmica do modelo regional Eta é capaz de representar satisfatoriamente esses dois mecanismos de escala local, podendo ser uma ferramenta de grande valia para estudos futuros enfocando outros fenômenos que necessitam de um certo grau de detalhamento, tais como a brisa marítima e brisa terrestre.

6 EXPERIMENTOS COM AS CONDIÇÕES DE CONTORNO LATERAIS

Os resultados das integrações do modelo Eta utilizando análises como condições de contorno apresentaram resultados bastante satisfatórios. No entanto, o desempenho do modelo em situações operacionais (utilizando previsões como condições de contorno) também deve ser comprovado. No intuito de verificar a previsibilidade do modelo Eta, um caso de SCM foi selecionado para as integrações utilizando previsões resultantes de um modelo global como condições de contorno.

O modelo Eta foi integrado com 72 horas de antecedência, configurado com o esquema de KF, não hidrostático e inicializado com a umidade estimada para dois experimentos. No primeiro experimento foram realizadas simulações utilizando como condição inicial e contornos laterais as análises do NCEP (ICNs). O segundo foi em modo de previsão, com condição inicial do NCEP e contornos laterais provenientes das previsões do modelo de circulação global atmosférico do CPTEC (FCTs). Ambos os experimentos foram realizados com condição inicial e contornos laterais na resolução T254L42.

Os resultados dos experimentos para as variáveis PNMM, umidade, vento e temperatura foram analisadas para 66 horas (horário que coincide com desenvolvimento dos SCMs) e apresentados a seguir. Todas as variáveis, exceto o vento em altos níveis, foram avaliadas com as análises geradas no CPTEC na resolução T126L28. Nessas análises foram assimilados também os dados do experimento SALLJEX, oferecendo maior representatividade do campo na região a

leste dos Andes. Em altos níveis, na região de atuação do JAN, optou-se por utilizar as análises do NCEP na resolução T254L64, pois nestas são incluídos dados proveniente de satélite, que fornece um campo confiável de observação.

6.1 O Caso Estudado

O Caso de SCM selecionado para o experimento ocorreu no dia 18 de janeiro de 2003 (fig. 5.1a). A escolha do episódio deve-se principalmente ao fato de ter sido um sistema que não foi previsto por nenhum dos modelos operacionais utilizados no CPTEC, durante o período do SALLJEX. As integrações tiveram início no dia 15 janeiro de 2003 as 12 GMT.

Nesta data havia um sistema frontal atuando na borda sul do domínio, na altura de 65°W, um sistema de alta pressão no Atlântico em 42°W e outro no Pacífico em 78°W (também atuando na borda oeste) (fig. 6.1a). Com o decorrer das integrações a baixa associada ao sistema frontal e o sistema de alta pressão do Atlântico deslocam-se para leste, enquanto que o sistema de alta pressão sobre o Pacífico começa a atuar sobre as condições de fronteira, o qual ao atravessar os Andes, dá origem à alta na retaguarda do sistema frontal. Os campos referentes às previsões do modelo global mostram padrões semelhantes aos descritos nas análises, porém com a alta pressão do Atlântico mais intensa e o sistema de baixa pressão associado ao sistema frontal mais fraco (fig. 6.1b).

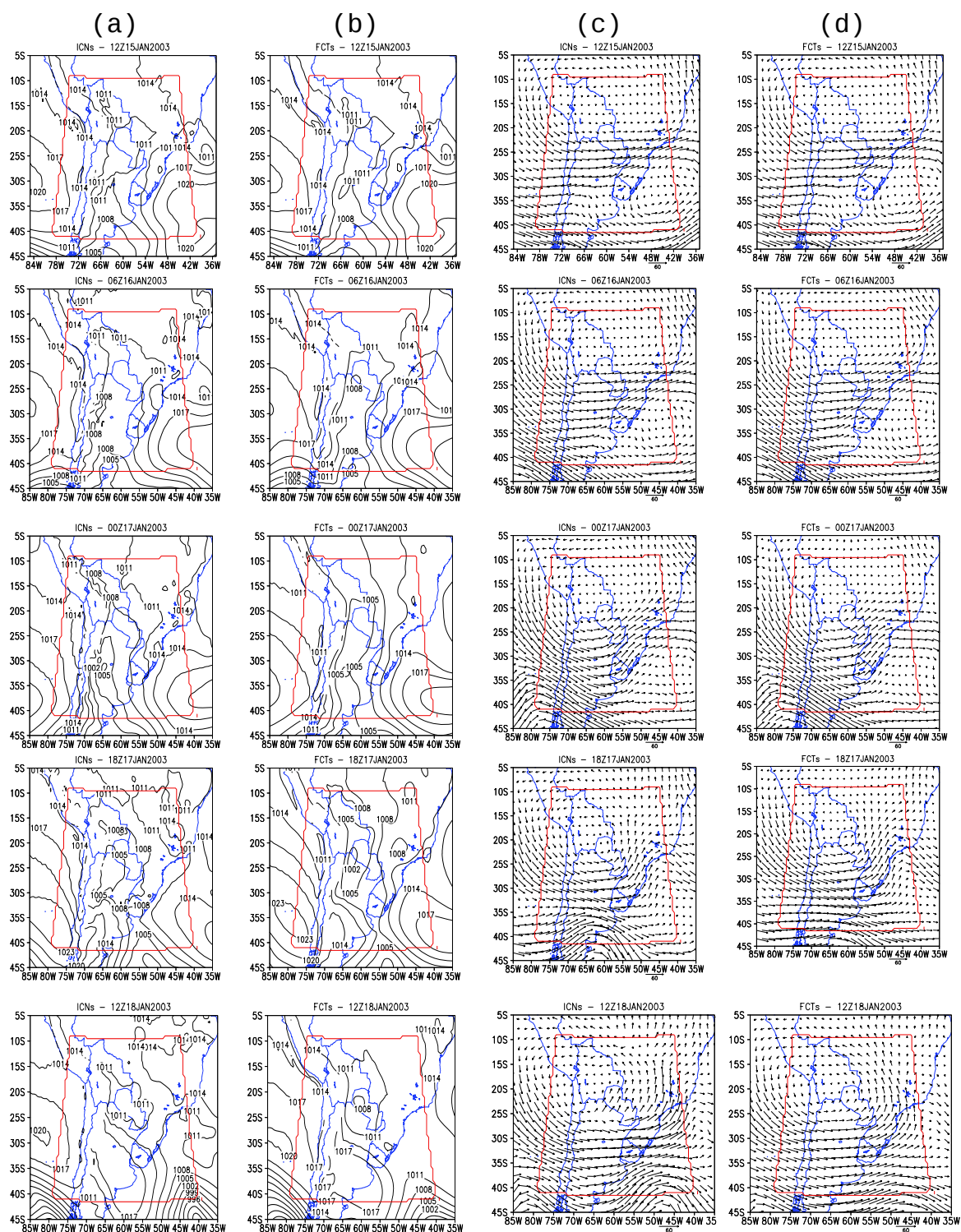


Figura 6.1 - Campos de PNMM (a,b) e vento em 250 hPa (c,d) das análises (ICNs) e previsões do modelo global (FCTs), respectivamente para alguns horários durante a integração. Domínio de integração do modelo Eta destacado em vermelho.

O escoamento em altos níveis na ICNs (fig. 6.1c) mostra uma circulação anti-ciclônica na porção sudeste do domínio. No restante do domínio observa-se o predomínio de ventos de oeste, com ventos mais intensos entre as latitudes de 30°S e 24°S. Durante o período estudado verifica-se a entrada de um cavado bem pronunciado que se desloca para leste sobre a borda sul do domínio. Nas FCTs (fig. 6.1d) verificam-se ventos mais fracos que os observados nas ICNs e o cavado configurado com uma leve curvatura deslocado para leste.

6.2 Diferenças entre as simulações e previsões

A comparação entre as simulações e previsões de 66 horas, e a análise das 06 GMT do dia 18/01/2003 é apresentada na figura 6.2. Nota-se que tanto as simulações quanto as previsões conseguem captar bem os padrões e a intensidade da pressão ao nível médio do mar (fig. 6.2a-c). O posicionamento do sistema frontal e a intensidade da baixa do Chaco são bastante similares aos verificados na análise. O JBN, que atua a leste dos Andes, encontra-se melhor configurado nas simulações, sendo que nas previsões a sua magnitude é ligeiramente inferior.

Na região da formação do SCM observa-se que as previsões indicam uma menor quantidade de umidade quando comparado com as simulações e a análise (fig. 6.2d-f). As características da massa de ar foram bem representadas pelo modelo, porém em seus resultados verifica-se um gradiente de temperatura mais acentuado no sul do Uruguai, quando comparada com a análise (fig. 6.2d-f). Tanto as previsões quanto as simulações indicaram a região de movimentos ascendentes na saída do

JBN e do lato equatorial da entrada do JAN, porém na previsão nota-se que os movimentos ascendentes ficaram concentrados mais próximos aos Andes. O JBN foi previsto menos intenso e configurado mais ao norte, enquanto que o JAN também foi previsto menos intenso, porém deslocado para sul (fig. 6.2g-i). As previsões e as simulações conseguiram posicionar muito bem o centro da circulação da Alta da Bolívia que atuava sobre o sul da Bolívia, enquanto que o escoamento em altos níveis nas latitudes mais ao sul foi previsto menos intenso e com características zonais (fig. 6.2g-i). O cavado que estava atuando na porção sudeste do domínio, verificado na análise, foi bem representado na simulação, mas com menor intensidade na previsão.

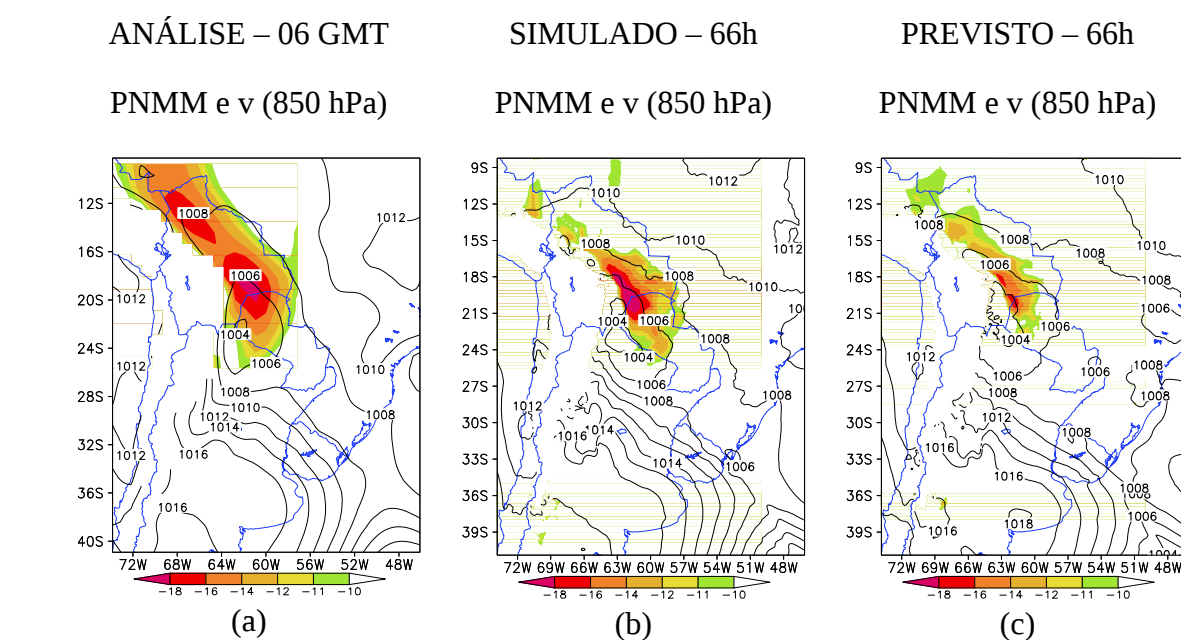


Figura 6.2 - Análise(a,d,g,j) e integração de 66 horas simulada (b,e,h,l) e prevista (c,f,i,m) válido para 2003/01/18 06 GMT.
(continua)

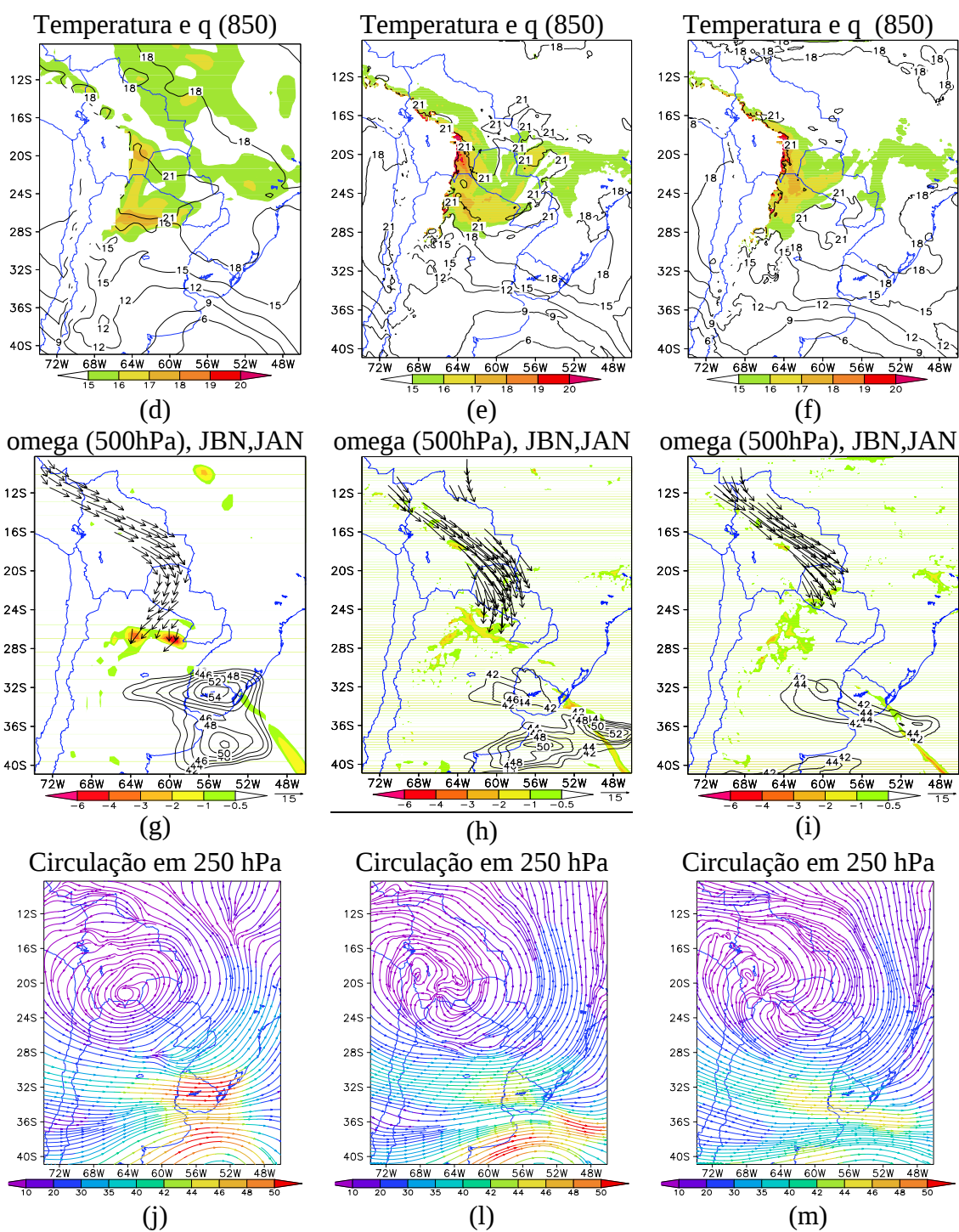


Figura 6.2 - Conclusão.

Os campos de precipitação observada, simulada e previstas são mostrados nas figuras 6.3a-d, respectivamente. A precipitação associada ao SCM ficou concentrada na divisa da Argentina com o Paraguai com núcleo máximo em torno de 100 milímetros (fig. 6.3a). Podemos notar que a simulação deste sistema conseguiu indicar o posicionamento e a intensidade da precipitação associada ao SCM (fig. 6.3b), e no caso da previsão (versão 10 km), o modelo consegue captar o sistema e sua intensidade, porém o posicionamento do sistema ficou ligeiramente deslocado para oeste (fig. 6.3c). A previsão realizada pelo modelo operacional Eta (40 km) não indicava a presença do sistema sobre o norte da Argentina (fig. 6.3d).

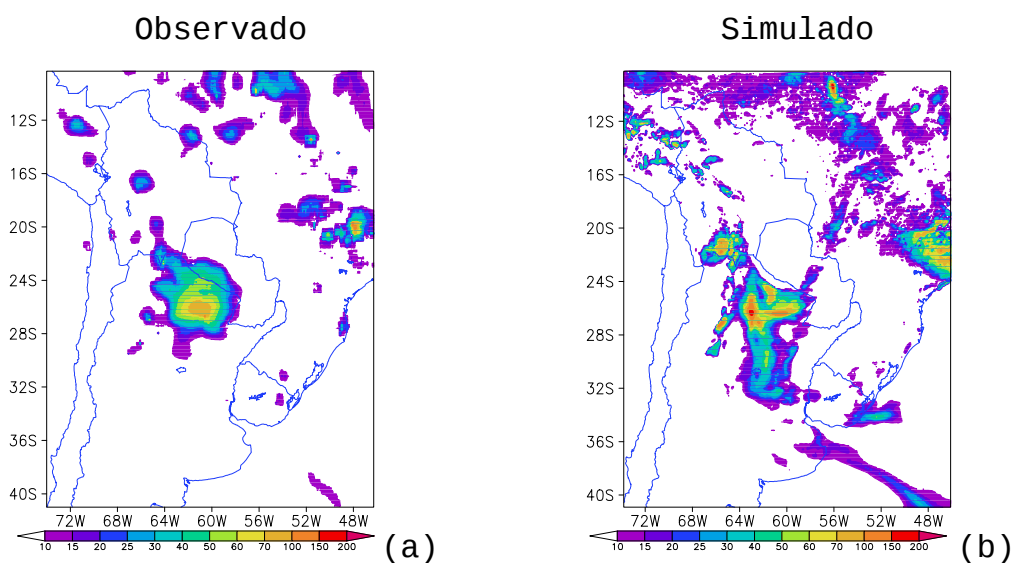


Figura 6.3 - Precipitação acumulada em 24 horas válida pra 18/01/2003 GMT. (a) observado, (b) simulação e previsões com 72 horas de antecedência da versão Eta 10km (c) e Eta operacional de 40 km (d).

(continua)

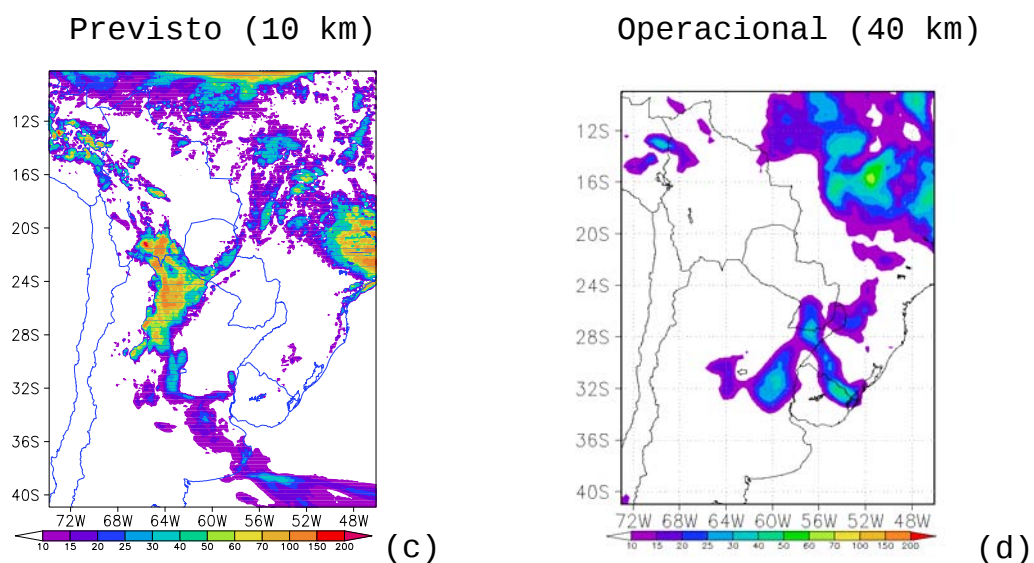


Figura 6.3 - Conclusão.

6.3 Análise das Condições de contorno laterais

Embora o sistema tenha sido previsto ligeiramente deslocado para oeste, deve se lembrar que nenhum dos modelos operacionais do CPTEC conseguiu prever este sistema na época do SALLJEX. Para tentar identificar as principais causas que levaram o modelo Eta a prever o sistema deslocado, um estudo minucioso nas condições laterais que foram utilizadas no experimento foi realizado. Primeiramente foram extraídas as variáveis meteorológicas que servem como condições de contorno das análises (ICN) e previsões (FCT) somente sobre a borda do domínio de integração do modelo Eta (indicado na figura 6.4). As análises dos resultados foram realizadas nas bordas norte, sul, leste e oeste do domínio de integração.

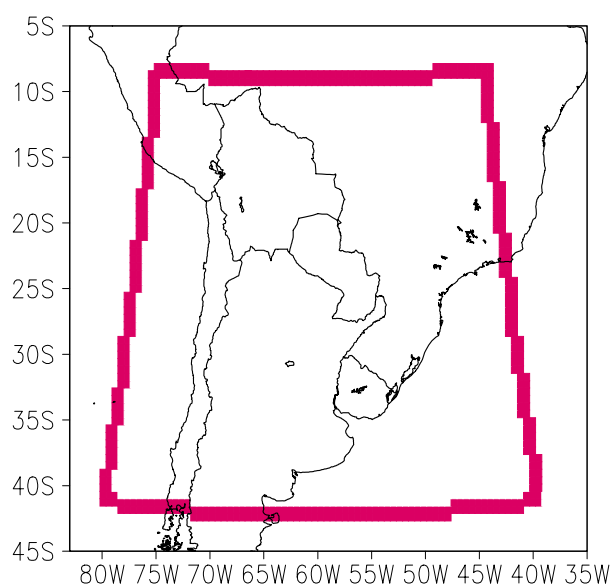


Figura 6.4 - Localização geográfica das bordas utilizadas nos experimentos.

Análises realizadas sobre a borda sul indicam que, de forma geral, as CIs e FCTs apresentam resultados bastante semelhantes em termos de padrões espaciais. No entanto, em termos de magnitude foram verificadas algumas diferenças consideráveis. No caso da pressão ao nível médio do mar (fig. 6.5a) podemos notar que após as primeiras 12 horas, as FCTs apresentaram um enfraquecimento da baixa pressão e da alta pós frontal, que começou na borda sul no dia 17. O campo de previsão apresentou um fortalecimento da Alta do Atlântico, quando comparado com a análise. Nota-se um escoamento menos intenso por parte das previsões durante todo o período de integração (fig. 6.5b). As diferenças maiores no escoamento em altos níveis entre as condições de contorno da previsão e da análise ocorreram após as 36 horas, quando são observados ventos mais intensos nas ICNs, principalmente nas longitudes onde atuava o JAN.

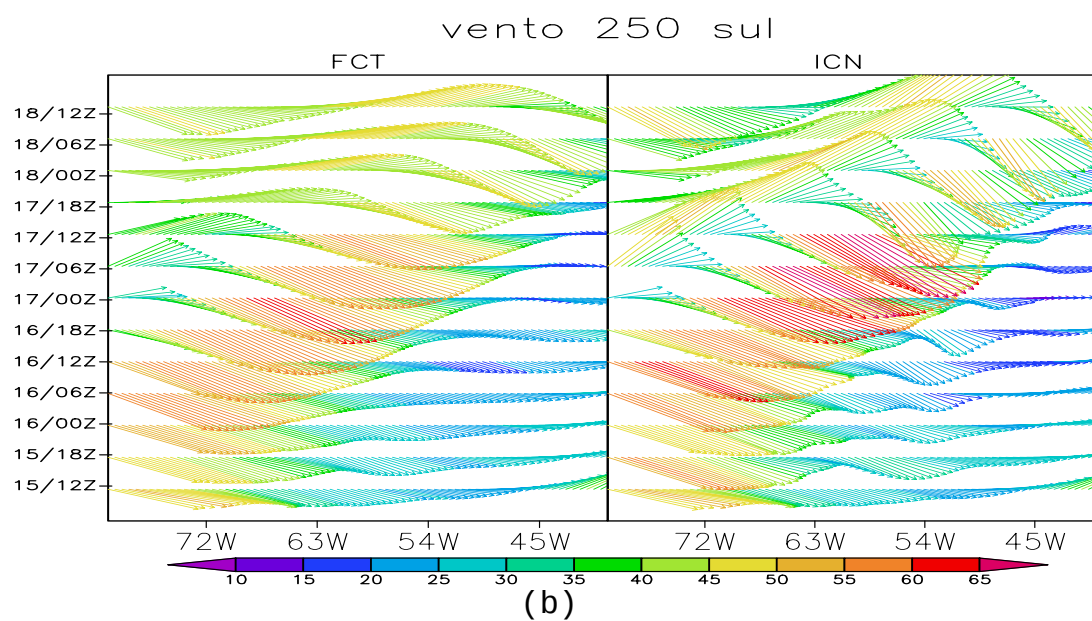
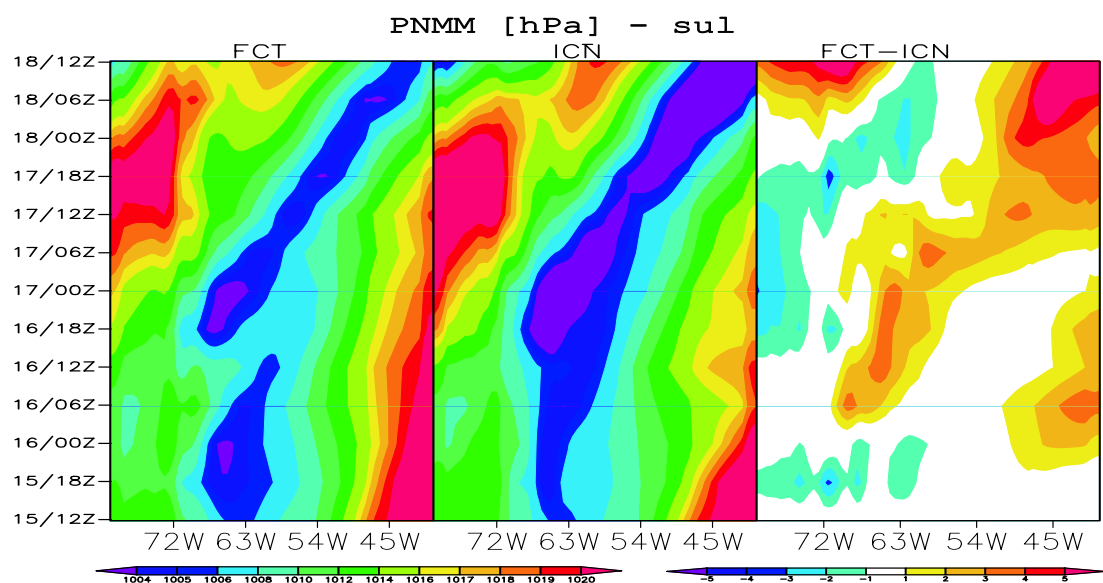


Figura 6.5 - Evolução temporal das condições de contorno na borda sul (previsões (FCT) e simulações (ICN)) para a (a) pressão, (b) vento em 250 hPa.

Na borda norte, as maiores contribuições para o interior do domínio ocorreram principalmente em baixos níveis. Neste caso a umidade (fig. 6.6a) e o vento (fig. 6.6b) foram as variáveis que mais influenciaram os resultados. Podemos observar que os valores de umidade diferem consideravelmente entre as ICNs e FCTs. Nota-se uma maior quantidade de umidade nas ICNs entre as longitudes de 64°W e 62°W, coincidindo com a região de máxima umidade indicada nos experimentos. Nota-se também que a maior quantidade de umidade se concentrou do lado leste da borda norte no campo de previsão.

No campo de vento, as ICNs indicam um escoamento mais intenso de norte quando comparado com as FCTs, principalmente nas últimas 24 horas. Embora em algumas faixas de longitude as FCTs indiquem maiores valores de umidade, o transporte dessa umidade para o interior do domínio é comprometido pelo fraco escoamento meridional de norte. Por este motivo é que maior conteúdo de umidade e o JBN mais intenso foram verificados nas simulações.

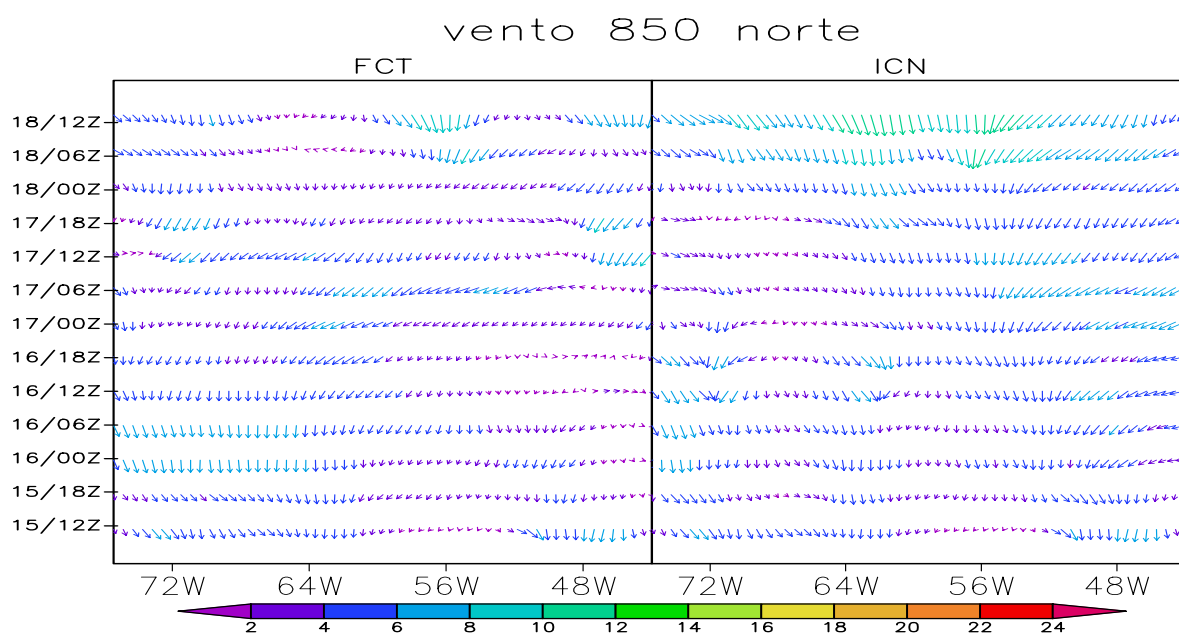
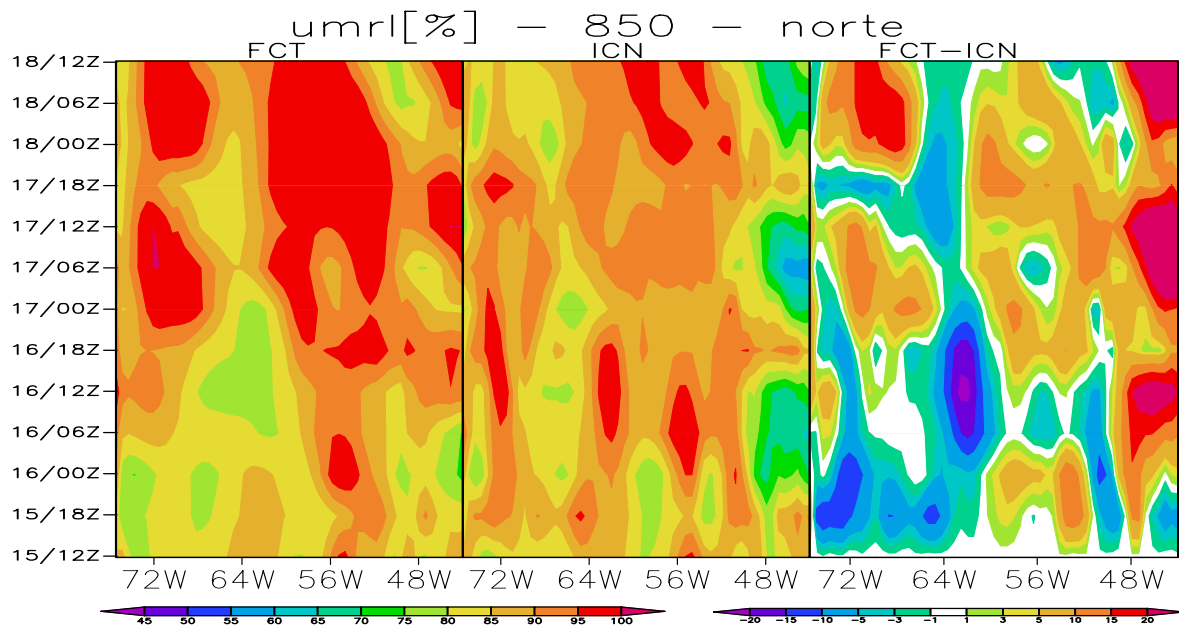


Figura 6.6 - Evolução temporal das condições de contorno na borda norte (previsões (FCT) e simulações (ICN)) para a (a) umidade relativa e (b) vento em 850 hPa.

Na borda oeste, diferenças entre as FCTs e ICNs foram observadas, no entanto, as diferenças que realmente afetaram diretamente os resultados foram detectadas no vento em altos níveis (fig. 6.7). Neste campo podemos notar ventos mais intensos nas ICNs principalmente na porção sul da borda nos dois últimos dias de integração. A configuração da circulação em altos níveis da porção sul da borda oeste e a borda sul (já descrita) está diretamente associada ao posicionamento e à intensidade do JAN nas simulações. No caso das previsões, a configuração dos ventos menos intenso nas bordas oeste (porção sul) e sul, contribuíram para que o JAN fosse configurado mais fraco e deslocado na previsão.

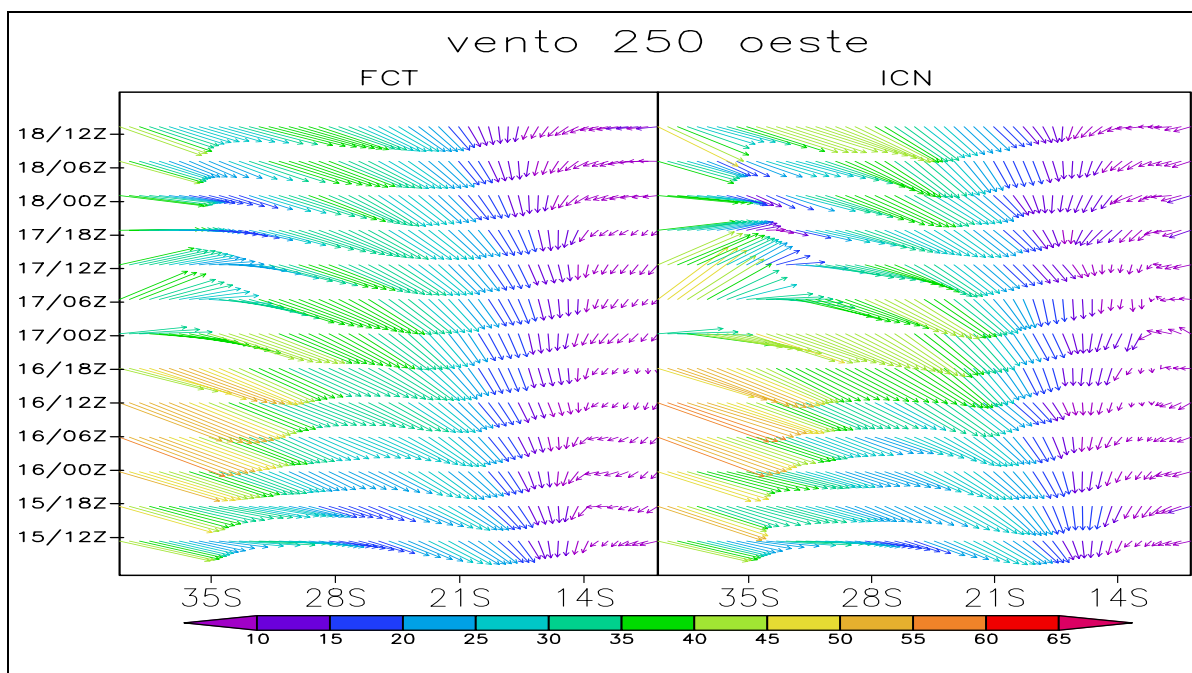


Figura 6.7 - Evolução temporal das condições de contorno na borda oeste (previsões (FCT) e simulações (ICN)) para o vento em 250 hPa.

Na borda leste, assim como na borda oeste, diferenças entre ICNs e FCTs foram verificadas, porém as influências para o interior do domínio são relativamente inferiores.

Com os resultados dos experimentos pode-se constatar que a principal causa do desenvolvimento do sistema a oeste do observado e do simulado, verificado nas previsões do Eta, foi devido às condições dinâmicas fornecidas pelas previsões do modelo global do CPTEC.

As influências das bordas sul e oeste, em altos níveis, resultaram no enfraquecimento e deslocamento do JAN na previsão. O deslocamento para norte e o enfraquecimento do JBN deve-se as condições de contorno utilizada na borda norte, onde as previsões do modelo Global do CPTEC indicavam ventos de norte menos intenso que os observados nas análises.

O menor conteúdo de umidade no interior do domínio nos resultados da previsão do modelo Eta está associado à borda norte. Neste caso, tanto o vento quanto a umidade eram relativamente menores nas condições de contorno previstas pelo modelo global que nas análises, acarretando menor transporte de umidade para o interior do domínio.

7 CONCLUSÕES

A qualidade das simulações do modelo Eta (10km) em diferentes configurações foi avaliada para a região preferencial de ocorrência de SCMs durante o período do experimento SALLJEX e para 8 casos de SCMs. De forma geral o modelo consegue simular razoavelmente bem as principais características atmosféricas (jato em baixos níveis, jato em altos níveis, circulação local) envolvidas durante o desenvolvimento destes sistemas. O comportamento das variáveis avaliadas ao longo do período também foi bem representado pelo modelo. Alguns erros sistemáticos, tais como a subestimativa da PNMM e superestimativas na componente meridional do vento, foram verificados.

Embora as integrações realizadas em modo não hidrostático necessitem de mais recursos computacionais e gastem maior tempo de processamento (mais que o dobro no sistema computacional do CPTEC/INPE, ver em apêndice B), os resultados mostraram ligeiras melhorias, principalmente em baixos níveis e nos dias em que as situações atmosféricas estavam favoráveis ao desenvolvimento dos SCMs. Neste sentido, em integrações do modelo Eta para resoluções maiores que 10 quilômetros, recomenda-se a utilização do modo não hidrostático.

A avaliação de variáveis dinâmicas, termodinâmicas e precipitação para o experimento da umidade do solo mostrou melhorias significativas nas simulações do modelo quando integrado com um campo de umidade mais realístico (estimado). Neste campo, ficou constatado uma maior disponibilidade de água sobre a região de formação de SCMs

durante todo o período quando comparado com os campos de umidade climatológica.

A influência da umidade do solo nos fluxos de superfície também pode ser constatada, sendo que nas simulações com a umidade estimada, a camada limite planetária contribui positivamente no processo de formação da convecção, uma vez que ocorre a redução do nível de condensação por levantamento (NCL) por meio do aumento da umidade. Estes resultados nos levam a concluir que a inclusão da umidade estimada substituindo a umidade climatológica poderá contribuir satisfatoriamente para a obtenção de simulações mais realísticas, principalmente nos baixos níveis da atmosfera, região importante para análise do desenvolvimento de sistemas convectivos.

Os resultados do experimento de convecção, durante o período do SALLJEX, mostraram que na maioria dos índices analisados o esquema de Betts-Miller-Janjic apresentou melhor destreza, principalmente nos perfis verticais de temperatura. No entanto, para os dois casos de SCMs ocorridos durante este período o desempenho melhor foi observado nas simulações com Kain-Fritsch. Em situações onde a escala sinótica era predominante, o esquema de Betts-Miller-Janjic apresentou resultados mais satisfatórios, no entanto em casos onde os fenômenos atuantes eram de mesoescala o esquema de Kain-Fritsch simula melhor os SCMs e as variáveis associadas aos seus desenvolvimentos.

Nas avaliações referentes aos esquemas de convecção ficou constatado que o esquema de KF (nos experimentos durante o SALLJEX) apresenta uma tendência em superestimar a

quantidade de precipitação, indicando que estudos ainda devem ser realizados no intuito de ajustar o esquema para que minimize as superestimativas.

Para o experimento dos compostos, em termos de precipitação, o modelo conseguiu simular os oito casos de SCMs tanto na versão com BMJ quanto na KF, porém a distribuição espacial e a quantificação foram melhor simuladas pelo esquema de KF. Foi mostrado que em situações com precipitações de intensidade moderada a forte o esquema de KF consegue simular melhor os SCMs, concordando com os resultados de Pielke (2002). No caso do ciclo diurno o modelo consegue identificar muito bem o horário de máxima precipitação, principalmente na versão de KF.

A avaliação categórica da precipitação para os compostos mostrou que a versão KF apresentou resultados mais satisfatórios para todos os índices e em todas as categorias, exceto para a classe de 0.254 milímetros, onde as duas versões foram bastante semelhantes. A superestimativa mostrada no experimento de convecção durante o SALLJEX, neste caso não fica evidenciada, sendo que para os compostos o esquema KF apresenta uma tendência em subestimar a precipitação para chuvas mais intensas. Essa característica é mais pronunciada na versão BMJ. Nos compostos a subestimativa da precipitação em relação ao TRMM pode estar associada ao fato da estimativa de precipitação por satélite nesta região indicar mais chuvas do que o ocorrido (ver detalhes no apêndice A).

O padrão do ciclo diurno das variáveis dinâmicas e termodinâmicas para as regiões próximas ao desenvolvimento

dos sistemas foi muito bem simulado pelo modelo. Notou-se ainda que a maior divergência entre os dois esquemas testados ocorreu para as variáveis de precipitação, temperatura, umidade e vento meridional. Embora KF tenha apresentado temperaturas inferiores ao BMJ, em baixos níveis, a presença de maior quantidade de umidade em KF foi primordial para que ocorresse mais convecção neste esquema, e por consequência maior quantidade de precipitação.

Em função dos resultados obtidos nos experimentos de modos hidrostáticos e não hidrostáticos, esquemas de convecção e inicialização da umidade do solo, concluímos que a configuração que melhor representou as principais características da região de formação dos SCMs com até 72 horas de antecedência foi à versão integrada em modo não hidrostático, com esquema de convecção de KF e inicializado com a umidade estimada.

A análise dos campos espaciais das simulações de 66 horas mostrou uma forte dependência entre o posicionamento e a intensidade do sistema convectivo com a circulação e com a quantidade de umidade disponível na atmosfera. Nos casos de SCMs desenvolvidos no setor norte, onde a taxa de precipitação foi mais elevada, observou-se uma maior disponibilidade de umidade em baixos níveis. O posicionamento do JAN também contribuiu para que os sistemas se formassem mais ao norte, uma vez que a região do lado equatorial da entrada da corrente de jato onde há divergência em altos níveis, ficou configurada próxima à região de formação dos SCMs. Essa situação favoreceu o transporte do ar úmido e quente para níveis mais elevados

estabelecendo uma circulação termicamente direta e contribuindo para o início do processo de convecção.

Para os sistemas que ocorreram no setor sul, embora houvesse uma circulação em baixos níveis preferencialmente de norte, a quantidade de umidade disponível na região amazônica era inferior à simulada no setor norte, acarretando uma menor taxa de precipitação, e posicionando os sistemas em latitudes mais ao sul. Neste caso, a corrente de jato em altos níveis, simulada menos intensa (quando comparada com o setor norte) e posicionada sobre o Oceano Atlântico favoreceu condições de convergência em baixos níveis na divisa entre a Argentina e a Região Sul do Brasil.

As análises dos resultados referentes às integrações com a versão NH, KF e inicializada com a umidade estimada mostraram que o modelo Eta consegue captar com detalhes os mecanismos de escalas locais que contribuem para o desenvolvimento dos SCMs subtropicais da América do Sul. Pode-se constatar também, assim como mostrado em muitos estudos para a América do Norte, que a oscilação inercial exerce um papel importante na formação e manutenção dos JBNs, influenciando indiretamente no desenvolvimento dos SCMs.

Ainda nestes resultados pode ser verificado a influência da circulação local no desenvolvimento dos SCMs. Durante o período de aquecimento, a circulação gerada nas proximidades dos Andes atua no sentido de inibir a formação da nebulosidade sobre o vale e favorecendo a convecção nas encostas da montanha. No período de resfriamento, os ventos catabáticos que sopram da montanha e convergem sobre o vale

atuam no sentido de desencadear as primeiras células convectivas, exercendo um papel muito importante na gênese dos SCMs, principalmente no que diz respeito ao hábito noturno.

Através do experimento de previsibilidade pode-se constatar que a principal causa do deslocamento do sistema para oeste, verificado nas previsões do Eta, foi devido às condições dinâmicas fornecidas pelas previsões do modelo global do CPTEC. As contribuições das bordas sul e oeste, em altos níveis, foram imprescindíveis para o enfraquecimento e o deslocamento do JAN. O deslocamento para norte e o enfraquecimento do JBN deve-se às condições de contorno utilizadas na borda norte, onde as previsões do modelo Global do CPTEC indicavam ventos de norte menos intensos que os observados nas análises. A borda leste do domínio não apresentou influências significativas nos resultados das previsões. Com esses resultados nota-se que se forem fornecidas condições de contorno apropriadas ao modelo regional Eta, este é capaz de fazer uma boa previsão da ocorrência de complexos convectivos de mesoescala sobre o norte da Argentina/Paraguai.

Tendo em vista o grande volume de informações adquirido e também à imensa quantidade de dados gerados durante a realização deste estudo, propõe-se para trabalhos futuros:

- a) Estudar o impacto de uma topografia de maior resolução na caracterização da circulação local gerada a leste dos Andes;

- b) Verificar o desempenho do modelo regional Eta em casos de SCMs quando integrado utilizando mapas de solo e vegetação mais detalhados;
- c) Estudar a energética envolvida no processo de acoplamento entre os JBNS e JANS através da circulação termicamente direta (circulação secundária);

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ARAKAWA, A.;SCHUBERT, W. H. Interaction of a cumulus cloud ensemble with the largescale environment. Part I. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p.674-701, 1974.

—; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **Methods in Computational Physics**, v. 17, p. 173-265, 1977.

AUGUSTINE, J. A.; F. CARACENA. Lower-tropospheric precursors to nocturnal MCS development over the central United States. **Wea. Forecasting**, v. 9, p. 116-135, 1994.

BEEBE, R. G.; BATES, F. C. A mechanism for assisting in the release of convective isntability. **Mon. Wea. Rev.**, v. 83, p. 1-10, 1955.

BERBERY, E.H.; E.A. COLLINI. Springtime Precipitation and Water Vapor Flux over Southeastern South America, **Mon. Wea. Rev.**, v. 128, p. 1328-1346, 2000.

BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basis. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 112, p. 677-691, 1986.

—; M. J. MILLER. A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Arctic air-mass data sets. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 112, p. 693-709, 1986.

BLACK, T. L. The new NMC Mesoscale Eta model: Description and forecast examples. **Wea. Forecasting**, v. 9, p. 265-278, 1994.

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

BONNER, W. D. Climatology of the low level jet. **Mon. Wea. Rev.**, v. 96, n. 12, p. 833-850, 1968.

CÂNDIDO, L. A. **Impacto da condição inicial de água no solo na previsão de verão da América do Sul**. 2002. 224 p. (INPE-10477-TDI/931) Dissertação (Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2003.

CÁRDENAS, L. D. **Um estudo dos jatos noturnos de baixos níveis na região central do Estado de São Paulo**. 1990. 182 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1990.

CAVALCANTI, I. F. A. **Um estudo sobre interações entre circulações locais e circulações de grande escala**. 1982. 113 p. (INPE-2494-TDL/097) Dissertação (Mestrado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1982.

CHIAO, SEN, LIN, Y.-L. Numerical modeling of an orographically enhanced precipitation event associated with tropical storm Rachal over Taiwan. **Wea. Forecasting**, v. 18, p. 325-344, 2003.

CONFORTE, J. C. **Um estudo de complexos convectivos de mesoescala sobre a América do Sul**. 140 p. Tese (Doutorado em Meteorologia)-Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 1997.

COTTON, W.R.; M.S., LIN; McANELLY; C.J., TREMBACK. A composite model of mesoscale convective complexes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 117, n. 4, p. 765-783, 1989.

CUSTÓDIO, M.A.M.; HERDIES, D.L. O jato de baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes - um estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., 1994, Belo Horizonte-MG. **Anais ...**, Belo Horizonte:SBMET, 1994, p. 617-619.

DOUGLAS, M.W.; NICOLINI, M.; SAULO, C. Observational evidences of a low-level jet east of the Andes during January-March 1998, **Meteorologica**, v. 3, p. 63-72, 1998.

DUDHIA, J.; GILL, D.; GUO, Y.; MANNING, K.; WANG, W.; CHISZAR, J. **Mesoscale modeling system tutorial class notes and user's guide**: MM5 modeling system version 3. Boulder, CO, USA, PSU/NCAR, 2000.

EK, M. B.; A. A. M. HOLTSLAG. Influence of soil moisture on boundary-layer cloud development. **J. Hydrometeor.**, v. 5, p. 86-99, 2004.

FELS, S. B.; SCHWARZKOPF, M. D. The simplified exchange approximation. A new method for radiative transfer calculations. **J. Atmos. Sci.**, v. 32, p. 1475-1488, 1975.

FERREIRA R. N. ; RICKENBACH T.M.; HERDIES D.L.; CARVALHO L.M.V. Variability of South American convective cloud systems and tropospheric circulation during January-March 1998 and 1999. **Mon. Wea. Ver.** v. 131, n. 5, p. 961-973, 2003.

FIGUEIREDO, J.C; J. SCOLAR: Estudo da trajetória dos sistemas convectivos de mesoescala na América do Sul. In: CONGRESO ARGENTINO DE METEOROLOGIA E CONGRESO LATINOAMERICANO E IBÉRICO DE METEOROLOGIA, 7., 1996, Buenos Aires, Argentina. **Anais ...**, Buenos Aires: congrement, 1996, p. 165-166.

FIGUEROA, S. N.; SATYAMURTY, P.; P. L. SILVA DIAS. Simulations of the summer circulation over the South American region with an Eta coordinate model. **J. Atmos. Sci.**, v. 52, p. 1573-1584, 1995.

FRITSCH, J. M; CHAPPELL, C. F. Numerical prediction of convectively driven mesoscale pressure systems. Part I: Convective parameterization. **J. Atmos. Sci.**, v. 37, p. 1722-1733, 1980.

FUJITA, T.; K. SAITO; Y. YAMADA; J. ISHIDA; M. NARITA; S. GOTO; C. MUROI; T. KATO; H. EITO. Development of a nonhydrostatic model for very short-range forecasting at JMA. In: CONF. ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 15. , 2002, San Antonio, TX. **Proceedings ...** San Antonio: American Meteorological Society, 2002, p. 355-356.

GADD, A. J. A split explicit integration scheme for numerical weather prediction. Quart. **J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 104, p. 569-582, 1978.

GALLUS, W.A. Eta simulations of three extreme precipitation events: Impact of resolution and choice of convective parameterization. **Wea. Forecasting**, v. 14, p. 405-426, 1999.

GEVAERD, R.; FREITAS, S. R.; LONGO, M.; SILVA DIAS, M. A. F. Impact of soil moisture on tropical dryline storm formation and development. In: LBA-ECO SCIENCE TEAM BUSINESS MEETING, 17., 2003, Fortaleza. **Anais ...**, Fortaleza:INPA-LBA, 2003, p. 135-147.

GOCHIS, D. J.; SHUTTLEWORTH, W.; YANG, Z. Sensitivity of the modeled North American Monsoon Regional climate to Convective Parametrizations. **Mon. Wea. Rev.**, v. 130, p. 1282-1298, 2002.

GRELL, G. A. Prognostic evaluation of assumptions used by cumulus parameterization. **Mon. Wea. Rev.**, v.121, p. 764-787, 1993.

GUEDES, R.L. **Condições de grande escala associadas a sistemas convectivos de mesoescala sobre a região central da América do Sul**. Tese (Mestrado em Meteorologia) IAG/USP, 89 p. , Universidade de São Paulo, São Paulo, 1985.

HERDIES, D. L.; P. L. SILVA DIAS; G. C. MEIRA; M. MENDOÇA. Assimilação de dados durante o experimento SALLJEX utilizando o modelo global do CPTEC/INPE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais ...**, Fortaleza:SBMET, 2004, p. 25-39.

HOLTON, J. R.: The diurnal wind oscillation above sloping terrain. **Tellus**, v. 19, p. 199-205, 1967.

HOUZE, R. A.: Structure and dynamics of a tropical squall-line system. **Mon. Wea. Rev.**, v. 105, p. 1540-1567, 1977.

JANJIC, Z.I. The Step-Mountain Eta Coordinate Model: Further Developments of the Convection, Viscous Sublayer,

and Turbulence Closure Schemes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 122, p. 927-945, 1994.

— A Nonhydrostatic Model Based on a New Approach. **Meteor. Atmos. Phys.**, v. 82, p. 271-285, 2003.

—; T. L. BLACK; E. ROGERS; H. CHUANG; G. DIMEGO: The NCEP Nonhydrostatic Meso Model (NMM) and First Experiences with Its Applications. In: EGS/EGU/AGU JOINT ASSEMBLY, 5., 2003, Nice, France. **Proceedings...**, Nice:EGU/AGU, 2003. p. 75-82.

JIANG, X.; N.C. LAU; I.M. HELD; J.J. PLOSHAY. Mechanisms of the Great Plains Low-Level Jet as Simulated in an AGCM. **J. Atmos. Sci.**, v. 64, p. 532-547, 2007.

KAIN, J.S.; FRITSCH J.M. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. **J. Atmos. Sci.**, v. 47, p. 2784-2802, 1990.

KARAN, H. A. **Simulação numérica tridimensional da Camada Limite Planetária em Iperó, São Paulo**. 1995, 112 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 1995.

—, H. A. **Estudo do jato de baixos níveis de Iperó e das implicações no transporte de poluentes no Estado de São Paulo**. 2002, 213p. Tese (Doutorado em Meteorologia) Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2002.

KATO, T.; K. SAITO. Hydrostatic and non-hydrostatic simulation of moist convection: The applicability of

hydrostatic approximation to a high-resolution model. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 73, p. 59-77, 1995.

KLAUSMANN, A. M.; F. ROBE; M. PHADNIS; J. SCIRE.
Sensitivity of Explicitly Simulated Convection to Mother Domain Cumulus Parameterization Schemes. In: PSU/NCAR MESOSCALE MODEL USERS'WORKSHOP, 12., 2002, Boulder, California, USA, 2002.p. 125-134.

KLEEMAN, R. A modeling study of the effect of the Andes on the summer time circulation of tropical South America. **J. Atmos. Sci.**, v. 46, p. 3344-3362, 1989.

KOCH S. E.; M. DESJARDINS; P. J. KOCIN. An interactive Barnes objective map analysis scheme for use with satellite and conventional data. **J. Clim. Appl. Meteorol.** v. 22, p. 1487-1503, 1983.

KOUSKY, V. E. Diurnal influences on northeast Brazil. **Mon. Wea. Rev.**, v.108, p. 448-498, 1980.

KUO, H.-L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large-scale flow. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 1232-1240, 1974.

LACIS, A. A.; HANSEN, J. E. A parameterization of the absorption of solar radiation in earth's atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 118-133, 1974.

LAING, A.G. AND M. FRITSCH. Mesoscale convective complexes in Africa. **Mon. Wea. Rev.**, v. 121, p. 2254-2263, 1993.

LOBATO, R.; HERNÁNDEZ, N.; CARIO, C.; MORALES, R.E. MM5 model validation under different cumulus parameterizations. In: PSU/NCAR MESOSCALE MODEL USERS'WORKSHOP, 12., 2002,

Boulder, California, USA. **Proceedings...**, Boulder:
PSU/NCAR, 2002 p. 24-25.

LONGO, M. **Balanço de vorticidade horizontal associado a um sistema convectivo de meso-escala na Amazônia**. 2003. 133 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) Departamento de Ciências Atmosférica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

LYNN, B.H.; A.P. KHAIN; J. DUDHIA; D. ROSENFELD; A. POKROVSKY; A. SEIFERT. Spectral (Bin) Microphysics Coupled with a Mesoscale Model (MM5). Part I: Model Description and First Results. **Mon. Wea. Rev.**, v. 133, p. 44-58, 2005.

MADDIX, R. A. An objective technique for separating macroscale and mesoscale features in Meteorological data. **Mon. Wea. Rev.**, v. 108, p. 1108-1121, 1980.

— Large-scale meteorological conditions associated with midlatitude, Mesoscale Convective Complexes. **Mon. Wea. Rev.**, v. 111, p. 1475-1493, 1983.

MAHFOUF, J-F. Analysis of soil moisture from near-surface parameters: a feasibility study. **J. Appl. Meteor.**, v. 30, p. 1534-1547, 1991.

MAHRT, L.; M. EK. Spatial variability of turbulent fluxes and roughness lengths in HAPEX-MOBILHY. **Bound.-Layer Meteor.**, v.65, p.381-400, 1993.

MANABE, S.; SMAGORINSKY, J.; STRICKLER, R.F.: Simulatedclimatology of a general circulation model with a hydrologicalcycle. **Mon. Wea. Rev.**, v. 93, p. 769-798, 1965.

MARENGO, J. A.; SOARES, W.; SAULO, C.; NICOLINI, M.
Climatology of the low-level jet east of the andes as
derived from the ncep/ncar reanalysis: characteristics and
temporal variability. **J. Clim.**, v. 17, n. 12, p. 2261-2280,
Jun. 2004.

MCCUMBER, M. C.; PIELKE, R. A. Simulation of the effects of
surface fluxes on heat and moisture in a mesoscale
numerical model. Part I: Soil Layer., **J. Geophys. Res.**, v.
86, p. 9929-9938, 1981.

MEANS L. L. On thunderstorm forecasting in the central
United States. **Mon. Wea. Rev.**, v. 80, p. 165-189, 1952.

MELLOR, G. L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure
models for planetary boundary layes. **J. Atmos. Sci.**, v.
31, p. 1791-1806, 1974.

— Development of a turbulence closure models for
geophysical fluid problems. **Rev. Geophys. Space Phys.**, v.
20, p. 851-875, 1982.

MESINGER, F.; K. BRILL. Bias normalized precipitation
scores. Preprints, 17th Conf. on Probability and
Statistics, Seattle, WA, **Amer. Meteor. Soc.**, CD-ROM, J12.6,
2004.

—; Z.I. JANJIC; S. NICKOVIC; D. GAVRILOV; D.G. DEAVEN: The
Step-Mountain Coordinate: Model Description and Performance
for Cases of Alpine Lee Cyclogenesis and for a Case of an
Appalachian Redevelopment. **Mon. Wea. Rev.**, v. 116, p. 1493-
1518, 1988.

— A blocking for representation of mountains in atmospheric models. **Rivista di Meteorologia Aeronautica**, v. 44, p. 195-202, 1984.

MIAO, L.J.M. KROOM; J. VILA-GUERAU DE ARELLANO; A. A.M. HOLTSLAG. Impacts of topography and land degradation on the sea breeze over eastern Spain, **Meteorol. Atmos. Phys.** v. 84, p. 157-270, 2003.

MILLER, D.; FRITSCH, J. M.: Mesoscale convective complexes in the Western Pacific region. **Mon. Wea. Rev.**, v. 119, p. 2978-2992, 1991.

MOORE, G. W. K.: The organization of convection in narrow cold-frontal rainbands. **J. Atmos. Sci.**, v. 42, p. 1777-1791, 1985.

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

NIETO FERREIRA, R. AND T. M. RICKENBACH AND D. L. HERDIES AND L. M.V. CARVALHO. Variability of South American Convective Cloud Systems and Tropospheric Circulation during January-March 1998 and 1999. **Mon. Wea. Rev.**, v. 131 p. 961-973, 2003.

NIEMELÄ S.; FORTELIUS C. Representation of convection under hydrostatic and non-hydrostatic HIRLAM: a case study of the convective event. In: INTERNATIONAL SRNWP-WORKSHOP ON NON-HYDROSTATIC MODELLING, 5., 2003, Bad Orb, Germany. **Proceedings...**, Bad Orb: SRNWP, 2003. p. 27-29.

NIEUWOLT S. **Tropical Climatology**. John Wiley and Sons.
1977, 207 p.

NOBRE C.A.; SELLERS P.J.; SHUKLA J. Amazonian deforestation
and regional climate change. **Journal of Climate**, v.4,
p.957-988, 1991.

ORLANSKI I. A rational subdivision of scales for
atmospheric processes. **Bulletin of the American
Meteorological Society**, v. 56 , p. 527-530, 1975.

— The quasi-hydrostatic approximation. **J. Atmos. Sci.**, v.
38, p. 572-582, 1981.

PEAGLE J. A comparative review of South American low level
jets. **Meteorologica**, v. 3, p. 73-82, 1998.

PHILLIPS N. A. A coordinate system having some special
advantages for numerical forecasting. **J. Meteor.**, v.14, p.
184-185, 1957.

PIELKE R. A. **Mesoscale Meteorological Modeling**. Academic
Press, 2002.

—;LISTON G.E.; EASTMAN J.L.; LU L.; COUGHENOUR M. Seasonal
weather prediction as an initial value problem. **J. Geophys.
Res.**, v. 104, p. 19463-19479, 1999.

PITCHFORD, K. L.; LONDON J. The low-level jet as related to
nocturnal thunderstorms over Midwest United States. **Journal
of Applied Meteorology**. v. 1962, p. 43-47, 1962.

RAMPANELLI, G.; ZARDI, D.; ROTUNNO, R. Mechanisms of Up-
Valley Winds. **J. Atmos. Sci.**, v. 61, p. 3097-3111, 2004.

REITER, E. R.; M. TANG. Plateau effects on diurnal circulation patterns. **Mon. Wea. Rev.**, v. 112, p. 638-651, 1984.

RIEHL, H.; BADNER, J.; HOYDE, J.E. Forecasting in the middle latitudes. Meteorological Monographs. **American Meteorological Society**, v.1, n.5, 80p, 1952.

— Tropopause circulations and jet stream. World survey climatology. **Climate of Free Atmosphere**, v.4, p. 85-204, 1969.

ROGERS, E.; T. BLACK; B. FERRIER; Y. LIN; D. PARRISH; G. DIMEGO. Changes to the NCEP Meso Eta Analysis and Forecast System: Increase in resolution, new cloud microphysics, modified precipitation assimilation, modified 3DVAR analysis. **NWS Technical Procedures Bulletin**. v. 479, p. 201-224, 2001.

ROZANTE, J. R. **O impacto do aninhamento no modelo Eta nas previsões de tempo..** 2001. 130 p. (INPE-11432-TDI/953). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2001.

ROZANTE, J. R.; CAVALCANTI, I. F. A. **Eta model experiments during the SALLJEX period.** São José dos Campos: INPE, 2006. (INPE ePrint sid.inpe.br/iris@1915/2005/12.22.13.19). Disponível em: <http://urlib.net/sid.inpe.br/iris@1915/2005/12.22.13.19>.

SAITO, K.; T. FUJITA; Y. YAMADA; J.I. ISHIDA; Y. KUMAGAI; K. ARANAMI; S. OHMORI; R. NAGASAWA; S. KUMAGAI; C. MUROI; T. KATO; H. EITO; Y. YAMAZAKI: The Operational JMA

Nonhydrostatic Mesoscale Model. **Mon. Wea. Rev.**, v. 134, p. 1266-1298, 2006.

SALIO, P.; M.NICOLINI; E.J.ZIPSER. Mesoscale convective systems over Southeastern South America and their relationship with the South American Low Level Jet. **Mon. Wea. Rev.** v. 135, p. 1290-1309, 2007.

—;C. Saulo. Chaco Low-Level Jet Events characterization During the Austral Warm Season by ERA Reanalysis. **J. Geophys. Res.**, v. 107, Doi: 10.1029/2001JD001315, 2002.

SAULO, C. A.; LORENA, J. F.; MEJIA, J.; SELUCHI, M. E. A description of the Termal Low characteristics usinh SALLJEX special observations. In: INTERNATIONAL CLIVAR SCIENCE CONFERENCE, 9., 2004, Baltimore, USA. **Proccedings...**, Baltimore: VAMOS/CLIVAR, 2004. p. 9-10

—; SELUCHI, M. E.; NICOLINI, M. Low level circulation associated with a Northwestern Argentina Low event. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., , Foz de Iguacu. **Anais...** 2002. p. 3692-3694. CD-ROM. (INPE-11062-PRE/6518). Disponível em:
<<http://urlib.net/cptec.inpe.br/walmeida/2004/06.24.13.42>>.

—; BERBERY, E. H.; GARREAUD, R.; HERDIES, D. L.; MENENDEZ, C.; NICOLINI, M.; PAEGLE, J.; SELUCHI, M. E.; SILVA DIAS, P. L. Model intercomparison during SALLJEX. In: INTERNATIONAL CLIVAR SCIENCE CONFERENCE, 1, 2004, Baltimore, USA. **Proccedings...** Baltimore: VAMOS/CLIVAR, 2004. p. 18-20.

SELLERS, P.J.; SHUTTLEWORTH, W.J.; DORMAN, J.L.; DALCHER, A.; ROBERTS, J.M.: Calibrating the simple biosphere model

(SiB) for Amazonia tropical forest using field and remote sensing data. part I: average calibration with field data. **J. Appl. Meteor.**, v. 28, p. 727-759, 1989.

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

STEWART, J. Q.; C. D. WHITEMAN; W. J. STEENBURGH; X. BIAN. A climatological study of thermally driven wind systems of the U.S. intermountain west. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 83, p. 699-708, 2002.

STIVARI, S.M.S.; A.P. DE OLIVEIRA; H.A. KARAM; J. SOARES. Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze. **J. Appl. Meteor.**, v. 42, p. 37-50, 2003.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Ed. Kluwer Academic Publishers, 1988. p. 666.

SUGAHARA, S.; R.P. ROCHA; M. L. RODRIGUES. Condições atmosféricas de grande escala associadas a jato de baixos níveis na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., 1994, Belo Horizonte-MG. **Anais...**, Belo Horizonte:SBMET, 1994. p. 573-577.

TOLLERUD, E. I.; ESBENSEN, S. K. A composite life cycle of nonsquall mesoscale convective systems over the tropical ocean. Part I: Kinematic fields. **J. Atmos. Sci.**, v. 42, p. 823-837, 1985.

TORRES, J. C.; M. NICOLINI. A composite of mesoscale convective systems over southern South America and its relationship to low level jet events. In: VAMOS/CLIVAR/WCRP

CONFERENCE ON SOUTH AMERICAN LOW-LEVEL JET, 1, 2002, Santa Cruz de la Sierra, Bolivia. **Proceedings ...**, Santa Cruz de la Sierra:VAMOS/CLIVAR, 2002. p. 38-40.

UCCELLINI, L. W.; D. R. JOHNSON. The coupling of upper and lower tropospheric jet streaks and implications for the development of severe convective storms. **Mon. Wea. Rev.**, v. 107, p. 682-703, 1979.

VELASCO, I.; J.M. FRITSCH: Mesoscale convective complexes in the Americas. **J. Geophys. Res.**, v. 92, p. 9591-9613, 1987.

VERA, C.; BAEZ, J.; DOUGLAS, M.; EMANUEL, C.B; MARENGO, J.; MITIN, J.; NICOLINI, M.; NOGUES-PAEGLE; J., PAEGLE; J., PENALBA; O., SALIO, P., SAULO, C., SILVA DIAS; M.A.F., SILVA DIAS; P.; ZIPSER E. The South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX). **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 86, p. 63-77, 2006.

VERNEKAR, A.; KIRTMAN, B.; FENNESSY, J. M. Low-level jets and their effects on the South American summer climate as simulated by the NCEP Eta Model. **Journal of Climate**, v. 16, p. 297-311, 2003.

WALLACE, J. M. Diurnal variations in precipitation and thunderstorm frequency over the conterminous United States. **Mon. Wea. Rev.**, v. 103, p. 406-419, 1975.

WANG, W.; SEAMAN, N. L. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 252-278, 1997.

WEISMAN, M. L.; W. C. SKAMAROCK; J. B. KLEMP. The resolution dependence of explicitly modeled convective systems. **Mon. Wea. Rev.**, v. 125, p. 527-548, 1997.

WHITEMAN, C. D.; BIAN, X.; ZHONG, S. Low-Level Jet Climatology from Enhanced Rawinsonde Observations at a Site in the Southern Great Plains. **J. Appl. Meteorol.**, v. 36, p. 1363-1376, 1997.

WILLMOTT, C.J.; ROWE, C.M.; MINTZ, Y. Climatology of the terrestrial seasonal water cycle. **J. Climatol.**, v. 5, p. 589-606, 1985.

YANG, M.-J.; F.-C. CHIEN; M.-D. CHENG. Precipitation parameterizations in a simulated Mei-Yu front. **Terr. Atmos. and Oceanic Sci.**, v. 11, p. 393-422, 2000.

ZHAO, Q.; T.L. BLACK; M.E. BALDWIN. Implementation of the Cloud Prediction Scheme in the Eta Model at NCEP. **Wea. Forecasting**, v. 12, p. 697-712, 1997.

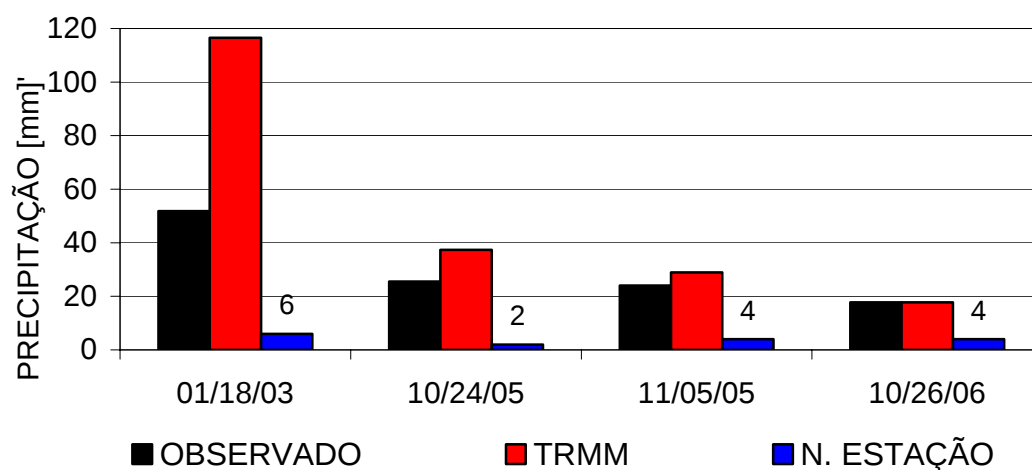
A APÊNDICE A – COMPOSIÇÃO DE CAMPOS DE PRECIPITAÇÃO EM GRADE REGULAR A PARTIR DE REDES PONTUAIS PLUVIOMÉTRICAS E ESTIMATIVAS DO TRMM

Observações de superfície são essenciais na validação de modelos numéricos. No entanto, modelos numéricos e estações de superfície operam em distintas escalas espaciais, impedindo a comparação direta de campos previstos e dados observados. Alternativamente, métodos de interpolação são empregados para mapear dados observacionais em grades regulares. A precipitação por ser uma variável discreta oferece uma grande incerteza nos resultados interpolados, principalmente em regiões onde a densidade de observações é baixa. No intuito de minimizar os erros que ocorrem na interpolação da precipitação, optou-se pela utilização dos dados de estimativa de precipitação do TRMM, juntamente com as observações para se obter o produto final, ou seja, a precipitação observada mais a estimativa do TRMM interpolada em uma grade regular.

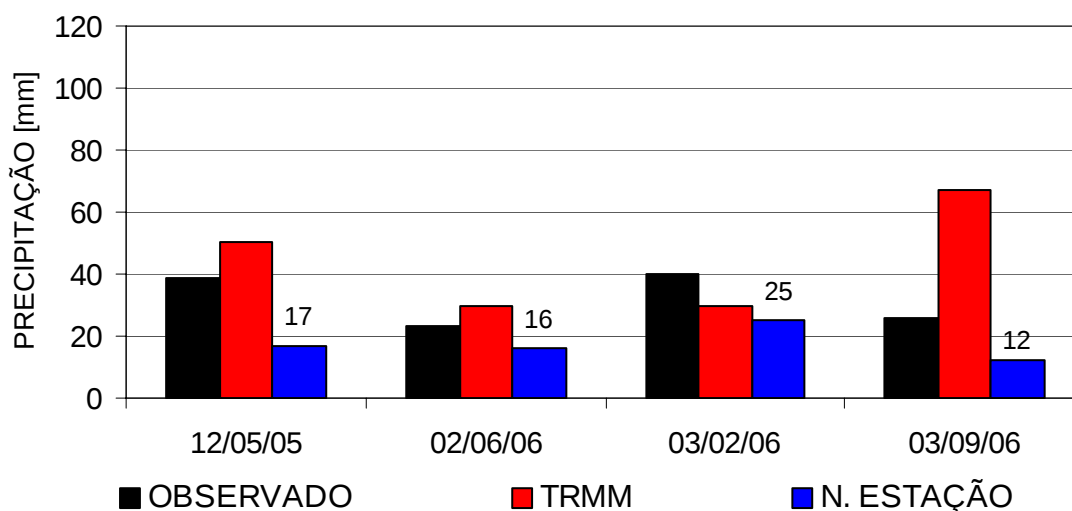
O procedimento adotado para a construção da precipitação em grade regular consiste basicamente em utilizar os dados do TRMM em pontos onde não existem dados observados. Em pontos onde existem observações, todos os dados do TRMM em um raio de influência em torno da estação são desconsiderados. O novo conjunto de dados contendo as informações das estações do TRMM é interpolado utilizando o método da análise objetiva de Barnes (KOCH et. Al, 1983).

O produto de estimativa de precipitação do TRMM, para a região de formação dos SCMs, foi comparado com as observações. Para a realização desta comparação foi

calculada a média entre todas as estações (com precipitação acima de 10 mm) localizadas na área de atuação de cada SCM (2 graus em torno de cada sistema), e comparada com a média entre os pontos de grade do TRMM mais próximos às estações.



(1)



(2)

Figura A.1 - Comparação entre a precipitação observada (24h) e a estimada pelo TRMM para os casos de SCMs do setor norte (1) e sul (2). Os números sobre as barras (N. ESTAÇÃO) indica a quantidade de estações utilizada para o cálculo da média.

Os resultados mostraram que na maioria dos casos a estimativa de precipitação obtida através do TRMM tende a superestimar os valores de precipitação para a região preferencial de ocorrência dos SCMs (figuras A1 e A2). Esta superestimativa pode estar associada ao fato das nuvens formadas em situações de SCMs apresentarem topos extremamente frios.

B APÊNDICE B – DESEMPENHO COMPUTACIONAL DAS VERSÕES HIDROSTÁTICA E NÃO HIDROSTÁTICA

Várias integrações do modelo Eta workstation foram realizadas no intuito de verificar o tempo de integração gasto utilizando os modos hidrostático e não hidrostático. Esses experimentos foram realizados utilizando 5 processadores dos 96 existentes no supercomputador da NEC (sx6). Podemos notar (figura B) que o modelo integrado em modo não hidrostático gasta mais que o dobro do tempo que em modo hidrostático. Essa diferença aumenta com o aumento do prazo de integração do modelo.

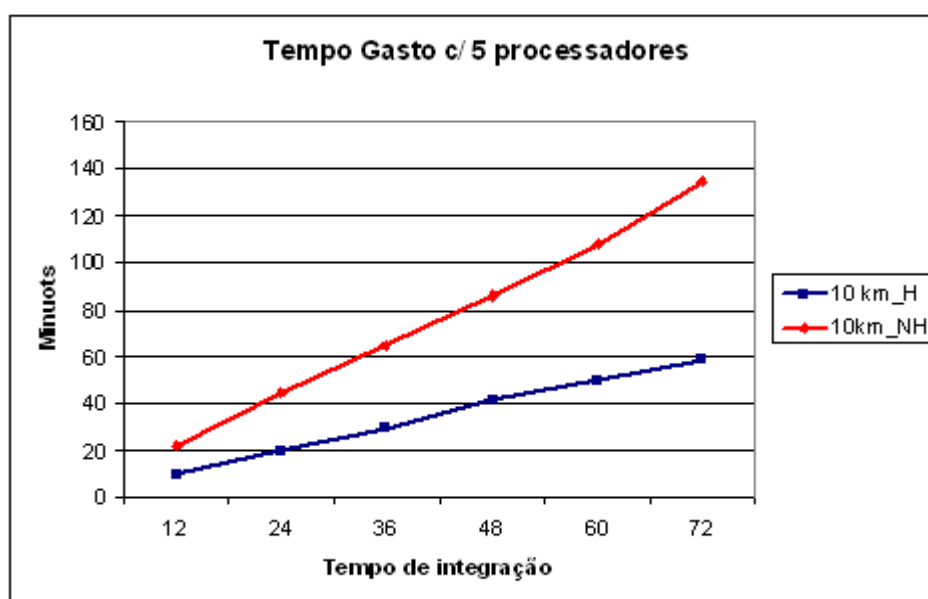


Figura B.1-Desempenho computacional do modelo Eta workstation (10 km e 38 níveis) para os modos hidrostático (azul) e não hidrostático (vermelho) integrados com os recursos do CPTEC/INPE (supercomputador NEC SX6 12M96*).

* 12M96 = 12 nós e 96 processadores

**ANEXO A – ARTIGO ACEITO NO JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH
INTITULADO :**

**EVALUATION EXPERIMENTS DURING THE SALLJEX AND MCS
DEVELOPMENT CASES USING THE REGIONAL ETA MODEL**

José Roberto Rozante
and
Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti

Center of Weather Forecast and Climate Studies (CPTEC),
National Institute for Space Research (INPE), São Paulo,
Brazil

Corresponding author address: José Roberto Rozante, Center of Weather Forecast and Climate Studies CPTEC/INPE, Rodovia Presidente Dutra KM 40, Cachoeira Paulista, S.P., CEP 12 630-000 Brazil.

E-mail: rozante@cptec.inpe.br

Regional Eta model experiments: SALLJEX and MCS development

José Roberto Rozante¹ and Iracema Fonseca de Albuquerque Cavalcanti¹

Received 2 November 2007; revised 23 April 2008; accepted 20 May 2008; published 3 September 2008.

[1] The rainfall regime over La Plata Basin is strongly influenced by Mesoscale Convective Systems (MCS) that develop during night time, associated with the Low-Level Jet (LLJ) to the east of the Andes. Since they are mesoscale systems, their predictability depends on the model resolution and its ability to represent the main features associated with their development. This study aimed at finding the best configuration of the regional Eta model applied to the region of frequent MCS development to the east of the Andes and to analyze the performance of the model at high resolution, simulating specific MCS cases using two convection schemes. Three experiments were performed for the South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX) period. Performance of the nonhydrostatic version was better than the hydrostatic version in cases of MCS development. The use of estimated instead of climatological soil moisture in the model, improved the results for several synoptic variables. Evaluation of the convection parameterization scheme indicated a better simulation using the Kain-Fritsch (KF) rather than the Betts-Miller-Janjic scheme in the cases of MCS development. Therefore the best configuration of the Eta model for the simulation of the MCS occurrences over northern Argentina is the nonhydrostatic version using KF convection scheme and estimated soil moisture. With this configuration, the model was able to simulate the precipitation and the main atmospheric characteristics associated with MCS development, such as the upper level jet, the LLJ, humidity, and associated mechanisms for ascending motion, 72 hours in advance.

Citation: Rozante, J. R., and I. F. A. Cavalcanti (2008), Regional Eta model experiments: SALLJEX and MCS development, *J. Geophys. Res.*, 113, D17106, doi:10.1029/2007JD009566.

1. Introduction

[2] Mesoscale Convective Systems (MCS) that occur over Northern Argentina are associated with the Low-Level Jet (LLJ) and produce intense rainfall over La Plata basin [Vera *et al.*, 2006; Salio *et al.*, 2007]. They originate in small areas of convective activity, mainly at night time and cause heavy precipitation over northern Argentina as they develop into large convective complexes. During their propagation eastward, the MCS affect other regions of La Plata basin, such as Paraguay, Uruguay, and southern Brazil. Thus precipitation forecasts over these regions depend on the model's skill in representing these mesoscale systems and their formation and development.

[3] MCS cases associated with the LLJ to the east of Andes were observed over Northern Argentina during the South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX) [Vera *et al.*, 2006]. During the experiment, monitoring of atmospheric conditions and numerical model forecasts provided useful information to flight mission campaigns that measured different thermodynamics variables at different atmospheric levels. Although models at that time could not

forecast some of the MCS that occurred over the region, the forecasting of the LLJ was a guide for such development. Descriptions of SALLJEX are found in Vera *et al.* [2006] and Zipser *et al.* [2004]. In other experiments, the regional Eta model performed well in the identification of LLJ characteristics and associated diurnal precipitation variability [Vernekar *et al.*, 2003]. Typical features of the LLJ were also obtained in experiments using the Eta model, including the moisture flux and moisture budget in La Plata basin associated with the flow at low levels [Saulo *et al.*, 2000].

[4] To better reproduce mesoscale system conditions, high-resolution models are required. At resolution of a few kilometers the hydrostatic approximation is not valid any more, because the vertical motion associated with the small-scale convection is poorly represented by this approximation. The nonhydrostatic version has been suggested in model integrations at resolution smaller than 8 km [e.g., Kato and Saito, 1995]. Some meteorological centers, such as JMA (Japan Meteorological Agency) and NCEP (National Centers for Environmental Prediction) have used the operational regional models at 10 and at 8 km resolution with the nonhydrostatic version, and have obtained better results than with the hydrostatic version [e.g., Saito *et al.*, 2006].

[5] Satellite images clearly show that MCS over Northern Argentina usually present strong convective activity. The representation of these systems in the forecast models relies

¹Center for Weather Forecast and Climate Studies (CPTEC), National Institute for Space Research (INPE), São Paulo, Brazil.

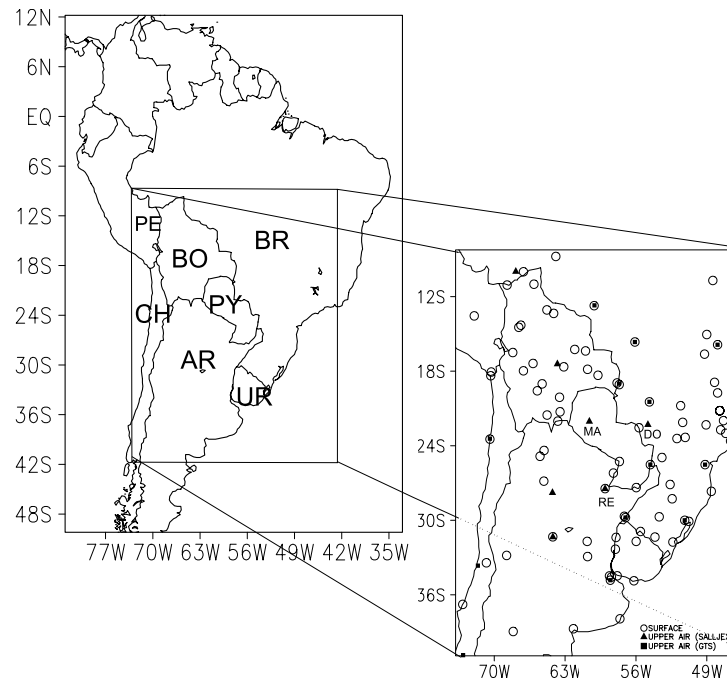


Figure 1. Integration domain and stations distribution in Brazil (BR), Argentina (AR), Paraguay (PY), Peru (PE), Bolívia (BO), and Chile (CH).

strongly on the convection scheme. Different schemes have been developed to parameterize convection in models, two of them have been used in the regional Eta model: *Betts and Miller* [1986] and *Kain and Fritsch* [1992]. *Gochis et al.* [2002] and *Klausmann et al.* [2002] tested different precipitation schemes' skill in a mesoscale model and found that the Kain and Fritsch (KF) scheme provided the best results, in agreement with *Wang and Seaman* [1997]. Other studies related to convection parameterization found that the performance of each scheme depends on the synoptic condition [Yang and Tung, 2003], specific spatial resolution [Dudhia et al., 2000] and specific region [Pielke, 2002]. Studies over South America using the regional Eta model with the BMJ convection parameterization were developed by *Saulo et al.* [2000] and *Seluchi and Chou* [2001]. The KF scheme has not been used in studies over the region. Therefore an evaluation of its behavior, mainly in the region of MCS occurrence, is relevant in forecasting studies.

[6] Soil moisture impact on model precipitation has been discussed in several studies, such as *Viterbo and Beljaars* [1995]; *de Gonçalves et al.* [2006]. Soil moisture content is one of the most important elements in the latent and sensible heat transfer [Sellers et al., 1989]. It affects the surface albedo and consequently the solar radiation input [McCumber and Pielke, 1981]. Additionally, soil moisture is important to the boundary layer structure and potential for establishment of convection [McCumber and Pielke, 1981; Segal et al., 1995]. Climatological values of soil moisture [Willmott et al., 1985] have been applied, in the beginning of the integration in most of global and regional models. Even with calculations of soil moisture during the integration by a surface scheme, this approach may be inadequate in anomalous cases such as very wet or very dry conditions. Therefore the use of estimated soil moisture to initialize the

surface conditions in atmospheric models seems to be more appropriate.

[7] This study aims to find the best configuration of the Eta regional model [Mesinger et al., 1988] to simulate MCS occurrence over Northern Argentina. In order to achieve this goal, several experiments were performed to analyze the model skill in a region of frequent MCS development, using different configurations: hydrostatic and nonhydrostatic versions, two convection parameterization schemes and estimated soil moisture initialization. These kinds of experiments have not been applied to this region before and it is useful to document the ability of different model versions in simulating features associated with MCS development in the region. These systems can produce heavy precipitation in a short time and, as observed in satellite images, sometimes they displace eastward affecting also other populated regions. Therefore a good prediction of these systems is desirable to provide information for civil defense activities. In addition, it is important to know if the model is able to represent the main atmospheric mechanisms associated with the MCS development. This paper is divided into five sections. Model description, experimental design, data sets and method are presented in section 2. In section 3, results of the experiments are analyzed through statistical

Table 1. Experimental Design Showing the Type (Hydrostatic (H) and Nonhydrostatic (NH)), Convection Parameterization Scheme (Betts-Miller-Janjic (BMJ) and Kain-Fritsch (KF)), and Soil Moisture Initialization (Climatological (CM) and Estimated (EM))

	TYPE	CONVECTION	SOIL MOISTURE
EXP.1	H and NH	BMJ	CM
EXP.2	H	BMJ and KF	CM
EXP.3	H	KF	EM and CM
EXP.4	NH	KF	EM

Table 2. RMSE Error Calculated as the Mean of Errors at Each Vertical Level, During the SALLJEX Period, at 66 Hours Integration for Temperature, and Zonal and Meridional Winds at Mariscal (*), Dourados (**), and Resistencia (***)

	EXP1		EXP2		EXP3	
	H	NH	BMJ	KF	CM	EM
T(*)	0.66	0.65	3.17	4.68	1.14	0.90
U(*)	1.91	1.77	1.91	2.37	2.37	2.10
V(*)	3.17	2.95	0.66	1.14	4.68	3.86
T(**)	0.60	0.60	0.60	0.93	3.35	2.59
U(**)	3.15	2.95	3.15	3.41	3.41	3.28
V(**)	2.52	2.35	2.52	3.35	3.35	2.59
T(***)	0.61	0.58	0.61	0.94	0.94	0.73
U(***)	1.55	1.48	1.55	1.93	1.93	1.67
V(***)	1.66	1.57	1.66	1.60	1.60	1.91

indices. Model results of several MCS case simulations are discussed in section 4. Concluding remarks and final discussion are presented in section 5.

2. Methodology

2.1. Experimental Design

[8] The experiments were performed using the regional Eta model (version “worketa”) obtained from http://strc.comet.ucar.edu/model/wseta_installation.htm. This code is similar to the NCEP operational version but with a more friendly interface for performing experiments. This version is different from that available at the CPTEC site, especially concerning Betts-Miller convection parameters. This model has an E grid from Arakawa [Arakawa and Lamb, 1977] and vertical coordinate η [Mesinger, 1984]. The split-explicit technique is utilized during the integration [Gadd, 1978] and the turbulent processes are treated through the Mellor-Yamada scheme [Mellor and Yamada, 1982]. Parameterization of radiation was developed by Geophysical Fluid Dynamics Laboratory and follows Fells and Schwarzkopf [1975] for outgoing longwave radiation, and Lacis and Hansen [1974] for shortwave radiation. The

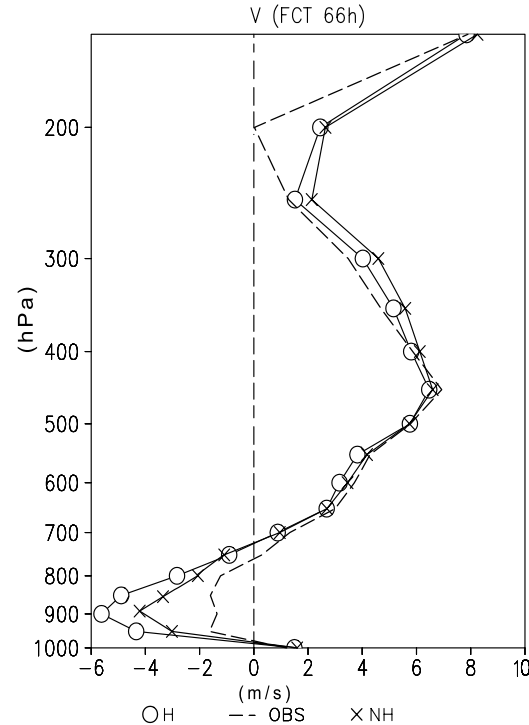


Figure 3. Vertical time mean profile, during SALLJEX, of meridional wind (m/s) at Resistência from OBS (observations) and H versus NH. This profile was obtained taking the nearest model grid point to the station at 66-h integration and averaging over the whole period.

surface processes are represented by the Noah scheme [Ek et al., 2003].

[9] The model was integrated with 10 km horizontal resolution and 38 vertical levels, using the domain in Figure 1, from second January to second February 2003, selected due to the large amount of observed data during the SALLJEX, which were used for model validation. Location

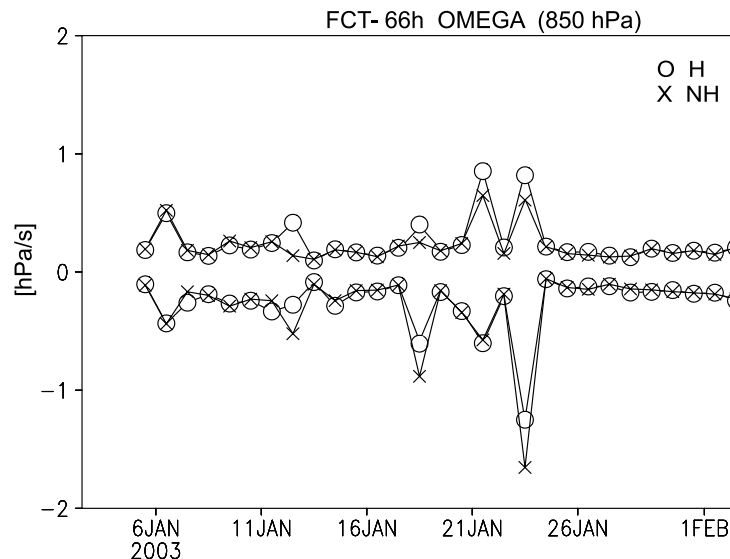


Figure 2. Positive and negative omega (hPa/s) at 66-h integration averaged in the area of MCS occurrence during the period 2 January to 2 February 2003.

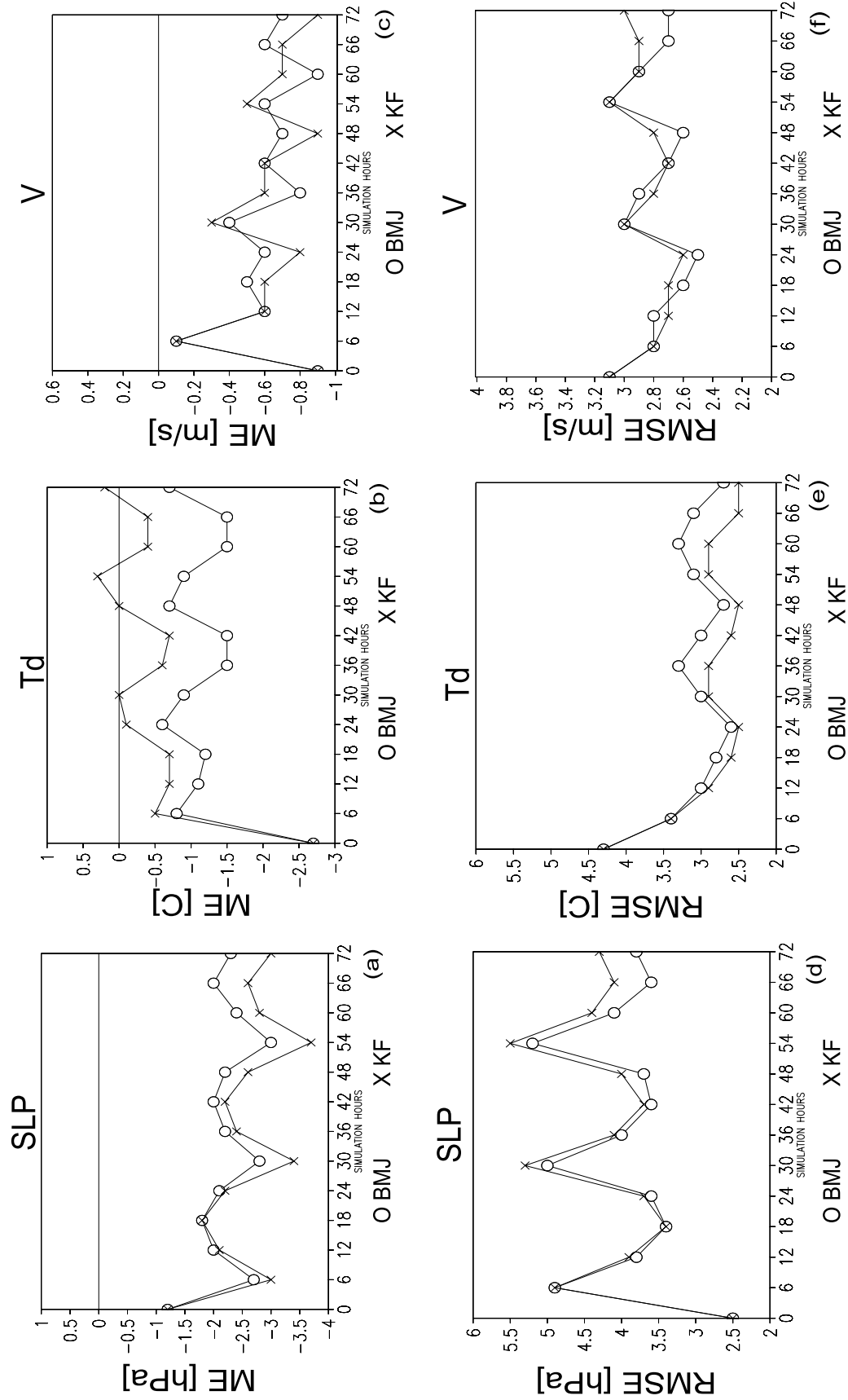


Figure 4. (a, b, c) ME and (d, e, f) RMSE from BMJ and KF experiments at each 6 hours of integration up to 72 hours, for the SALLJEX period of sea-level pressure (SLP), dew point temperature at 2 m (Td), and meridional wind at 10 m (v).

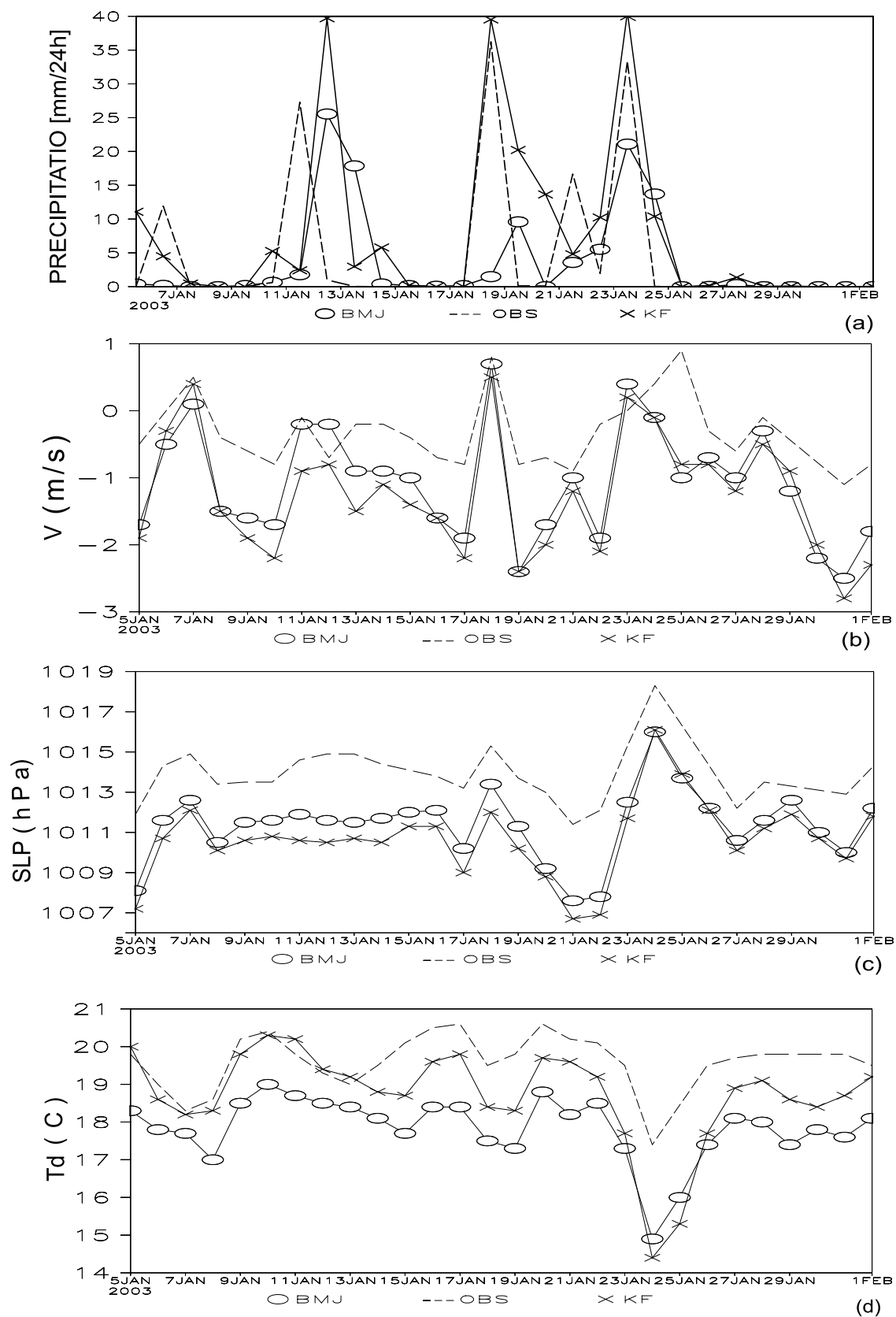


Figure 5. Daily evolution after 72 hours of integration of (a) accumulated (48–72 h) precipitation over the frequent MCS development area (35°S–20°S and 67.5°W–55°W), (b) meridional wind at 10 m(v), (c) sea-level pressure (SLP), and (d) dew point temperature at 2 m (Td) during the SALLJEX period.

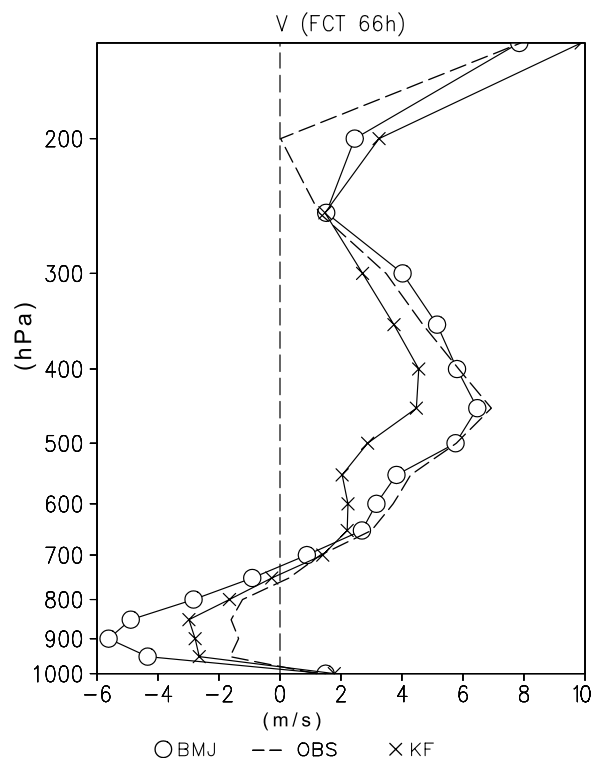


Figure 6. Vertical time mean profile, during SALLJEX, of meridional wind at Resistência, from observations and BMJ versus KF. This profile was obtained taking the nearest model grid point to the station at 66-h integration and averaging over the whole period.

of soundings and surface data from that experiment are shown in Figure 1 and discussed in *Cavalcanti and Herdies* [2004]. The initial and lateral boundary conditions were obtained from analyses of the NCEP operational Global Data Assimilation System [Caplan *et al.*, 1997] with spectral coefficients at T254 horizontal resolution and 64 vertical layers, every 6 hours. The model was initialized at 12:00 GMT—a time when the available observed data set is larger than at other hours, especially over South America—and integrated daily out to 72 hours, during 32 days. In the first 24 hours of integration there is an adjustment of the initial fields. Continuous operational evaluation in daily operational forecasts using this model at the Center for Weather Forecasts and Climate Studies/National Institute of Space Research (CPTEC/INPE) has shown similar performance for the 72 h and 48 h forecasts. Therefore forecasts obtained 3 days ahead are useful in detecting intense precipitation and in providing useful information to forecast users.

[10] Three kinds of experiments were performed using different configurations: the hydrostatic (H) and nonhydrostatic (NH) versions, the Betts-Miller-Janjic (BMJ) [Betts and Miller, 1986; Janjic, 1994] and Kain-Fritsch (KF) [Kain and Fritsch, 1992] convection schemes, and the estimated (EM) versus climatological (CM) soil moisture (Table 1). A summary of the BMJ and KF schemes is given in *Gochis *et al.** [2002]. The two convection schemes (BMJ and KF) were chosen due to their availability in the Eta model version used in this study. The evaluation of the

experiments was carried out using 32 days of observed data from different sources: satellite, radiosondes, conventional and automatic stations. Satellite-estimated precipitation was obtained from the Tropical Rainfall Measurement Mission (TRMM), [Huffman *et al.*, 1995] and 92 surface stations (SYNOP+METAR). Vertical profiles of temperature (T), meridional wind (v) and zonal wind (u) were obtained from radiosondes of 21 locations (Figure 1). Additionally, SALLJEX rain gauge data were included in the abovementioned data set. Satellite-estimated precipitation was combined with observations due to the small number of spatial precipitation data in the preferred region of MCS formation. The model performance was evaluated through statistical analyses of Mean Error (ME) and Root Mean Square Error (RMSE), [Fox, 1981], applied to sea level pressure (SLP), dew point temperature at 2 m (Td) and meridional wind at 10 m (v) at each 6 hours of integration up to 72 hours during the 32 days. These variables were chosen due to the availability of observed data at the surface stations and its relevance to MCS development. In addition, Equitable Threat Score (ETS), BIAS, Probability of Detection (POD) and False Alarm Ratio (FAR), [Baldwin and Kain, 2006] were calculated for precipitation over the northern Argentina area (35°S–20°S; 67.5°W–55°W). In order to remove the influence of bias on ETS analysis, a method proposed by *Mesinger and Brill* [2004] was used. The analyses were performed using the 48–72 hours accumulated precipitation for all days during the whole period. Simulated precipitation at 72 hours is defined as accumulated precipitation between 48–72 hours.

[11] Temperature, zonal and meridional wind vertical profiles were also analyzed in three locations as shown in Figure 1: Mariscal (22.02°S; 60.60°W) in Paraguay; Dourados (22.28°S; 54.82°W) in Brazil, and Resistência (27.44°S; 59.05°W) in Argentina, denoted in Figure 1 by MA, DO, RE, respectively. ME and RMSE were calculated for the vertical structure of these variables. Time series of SLP, Td and v (average of all stations in Figure 1) and precipitation over northern Argentina, during the SALLJEX period, indicated the daily simulated variability compared to the observations. Vertical motion (omega) was also analyzed in the H-NH experiment. In order to discuss the conditions prior to the MCS development, some analyses were performed 6 hours earlier (at 66 h integration).

2.2. MCS Case Simulations

[12] An additional experiment to analyze the model results in specific MCS cases was included in Table 1. The two convection schemes (BMJ and KF) were tested in eight selected cases during spring, summer and autumn periods in this experiment. These cases were divided into two groups according to the MCS position and the location of the observed precipitation above 20 mm: (1) four cases that developed between latitudes 20°S–26°S (northern sector), and (2) four cases that occurred between latitudes 26°S–32°S (southern sector). The model was integrated 72 hours prior to each MCS development using the nonhydrostatic version and estimated soil moisture initialization in two experiments: one using BMJ and the other one using KF convection scheme (10 km horizontal resolution and 38 vertical levels). In these simulations, the NCEP analysis was used as initial and lateral boundary conditions. MCS

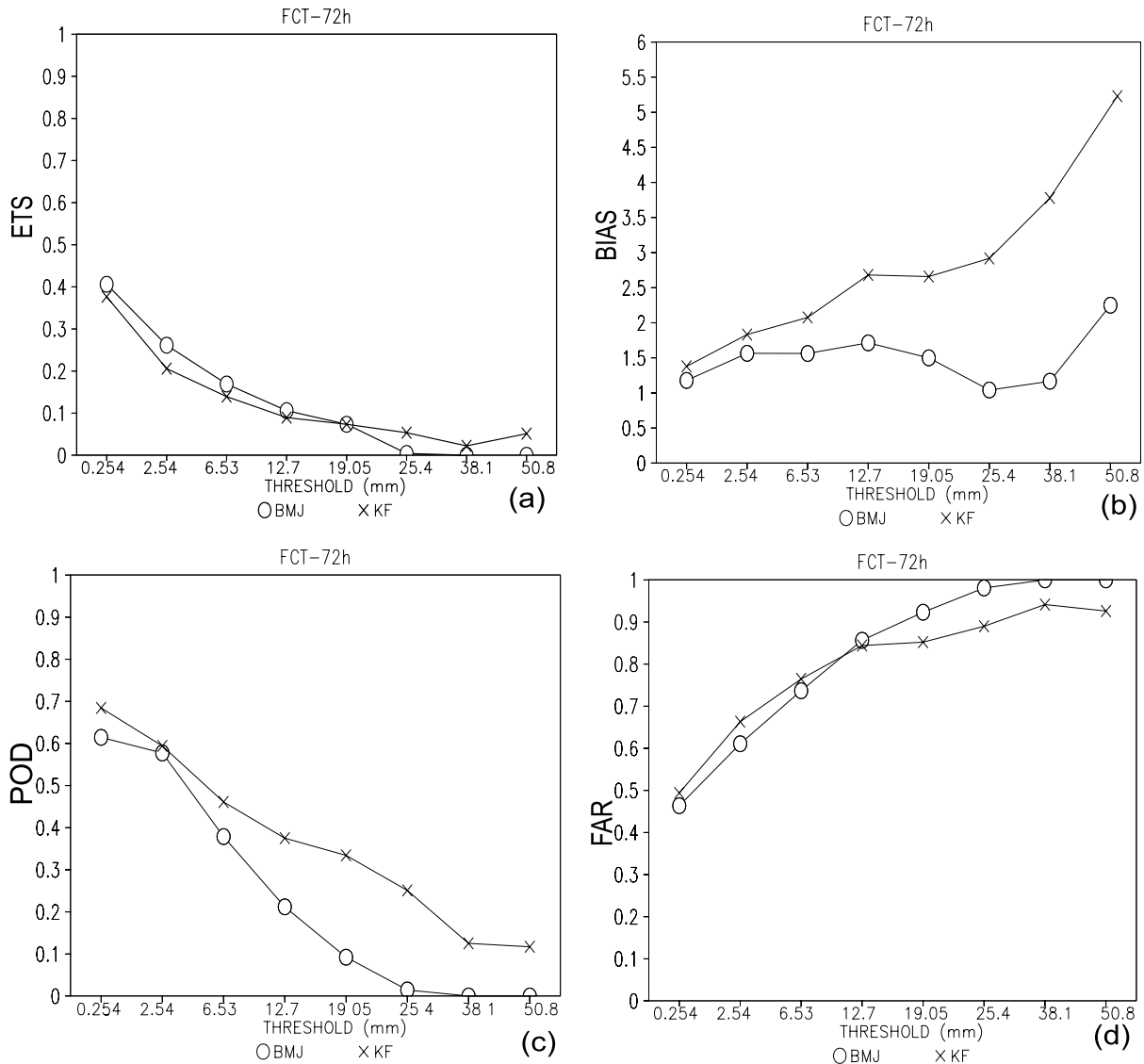


Figure 7. (a) ETS (without the bias influence), (b) BIAS, (c) POD, and (d) FAR for accumulated 48–72 hours precipitation simulations, calculated using station data.

cases that occurred during 2005–2006 were chosen to use the highest available resolution operational NCEP model at that time (T382L64). This differs from the resolution of NCEP initial conditions used during the SALLJEX period, which in 2003 was available at T254L64.

3. Evaluation of Experiments

[13] Three experiments were performed with the regional Eta Model to find the best configuration to apply in integrations of MCS cases that occur over northern Argentina.

3.1. Hydrostatic Versus Nonhydrostatic

[14] In this experiment, the model was integrated with the original convection scheme, BMJ, and climatological soil moisture to evaluate the performance of the hydrostatic (H) and nonhydrostatic (NH) versions. Both versions presented similar ME and RMSE in the spatial average analysis over the whole domain. However, in the vertical profile analysis

of T , u and v at specific locations (Mariscal, Dourados and Resistencia), RMSE were lower in the NH version (Table 2). An average of negative values (ascent) and positive values (subsidence) of ω at 850 hPa, in the area where there was development of two MCS during the SALLJEX, indicated differences between H and NH on specific days, including the days of those occurrences (18th and 23rd January 2003), with the strongest ascent in the NH version (Figure 2). An improvement using the NH version was also noted in the meridional wind at low levels in Resistencia, which is located close to the frequent MCS development area (Figure 3). The intensity of meridional wind is closer to the observations in NH than in H. The reduction of horizontal wind in NH compared to H is related to the increase of vertical motion in that area during the days of MCS occurrence. Therefore the NH version should be used in cases of strong ascent and convection as in MCS episodes.

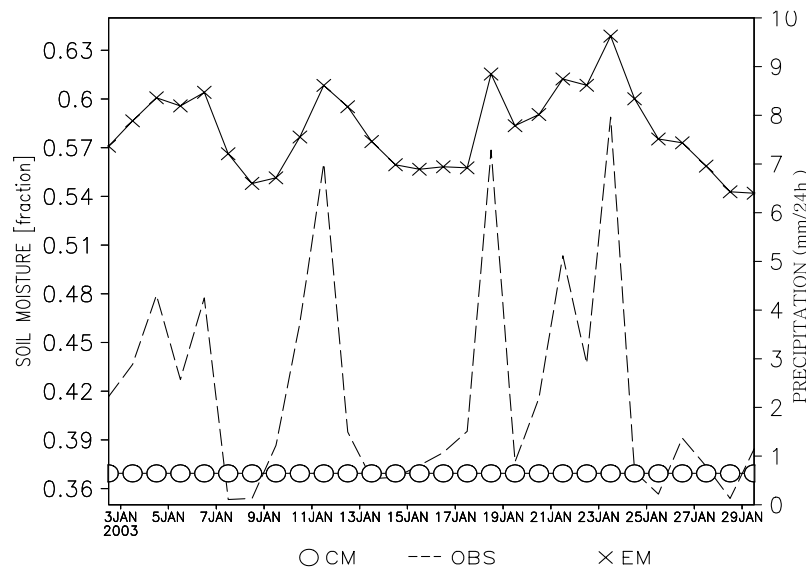


Figure 8. Time evolution of estimated and climatological soil moisture and the observed precipitation, averaged over the preferred MCS development area (35°S – 20°S and 67.5°W – 55°W).

[15] Although the integration using the hydrostatic version on our computer system is twice as fast as the non-hydrostatic version, the reduction of errors and improvements, mainly in the meridional wind and vertical motion in the NH version may improve MCS simulations, due to the relation between the LLJ, convection and MCS development. The other experiments, for testing the convection scheme and the impact of estimated soil moisture during the SALLJEX period, were performed using the H version due to the integration efficiency, but the specific cases of MCS development were analyzed using the NH version (section 4).

3.2. Betts-Miller-Janjic Versus Kain-Fritsch Convection Scheme

[16] The convection parameterization was tested using Betts-Miller-Janjic and Kain-Fritsch schemes in the Eta H version with climatological soil moisture. Both versions presented negative ME of Sea Level Pressure (SLP) and meridional wind (v), indicating that the model tends to intensify the lows and the northern wind component, behavior that was also found in the first experiment. The physical mechanism for the northern wind component intensification is likely related to the pressure lowering in the region. However, the ME and RMSE magnitudes were low, indicating a good model performance using both versions when the analysis is performed in a large area and over a long period (Figure 4). Differences of SLP and Dew point Temperature (T_d) errors between the two versions increased with the integration time, but the variability during this time was similar in the two versions. Although the difference between the two versions was small, the BMJ version presented smaller errors of SLP but larger errors of T_d than the KF version.

[17] For the meridional wind, the errors vary over the integration and at times the BMJ convection can have smaller or larger errors than the KF. Both versions present a diurnal cycle of SLP ME and RMSE, with the largest values at 18:00 GMT (after 6, 30, 54 hours of integration).

The largest differences between the model and the observation at this time, when there is maximum heating, is likely related to the different methods of sea level pressure reduction calculations, as discussed by *Mesinger and Treadon* [1995]. Since the domain has several locations in mountain regions, the sea level pressure reduction, which depends on the temperature and height, can present larger differences when the temperature is near its maximum. The highest T_d errors were found at 00:00 GMT (after 36 and 60 hours integration), except in the beginning of integration, when the error was high due to the adjustments in the surface processes. An inspection of the humidity diurnal cycle shows maximum values between 18:00 and 00:00 GMT, closer to observations in KF than in BMJ, which produces a larger error at this time.

[18] Daily evolution of the 72-hour integration for the whole SALLJEX period is presented in Figure 5. The variability of SLP and T_d was well simulated during the analyzed period by the two versions, and as mentioned before, the values were underestimated for pressure and T_d but overestimated for the northerly component of the winds. Dew point temperatures were lower than observed in both versions, but the BMJ version presented T_d much lower than the observed. The model was able to simulate the temperature well, using the two convection schemes (not shown), but T_d values were closer to observations in the KF version. This suggests that the humidity field was better represented in the KF scheme, consistent with the analysis mentioned above. The meridional wind direction was well represented, and in some days, the model reached the observed values, although the observed meridional wind variability was not well represented by the model during the whole period (Figure 5b).

[19] The daily variability and intensity of simulated average precipitation over a region where two MCS developed during the SALLJEX period (28°S – 25°S and 64°W – 60°W) for the 72 hours of integration is shown in Figure 5a. The maximum precipitation observed on the 18th and 23rd was well captured by KF version while the BMJ simulates

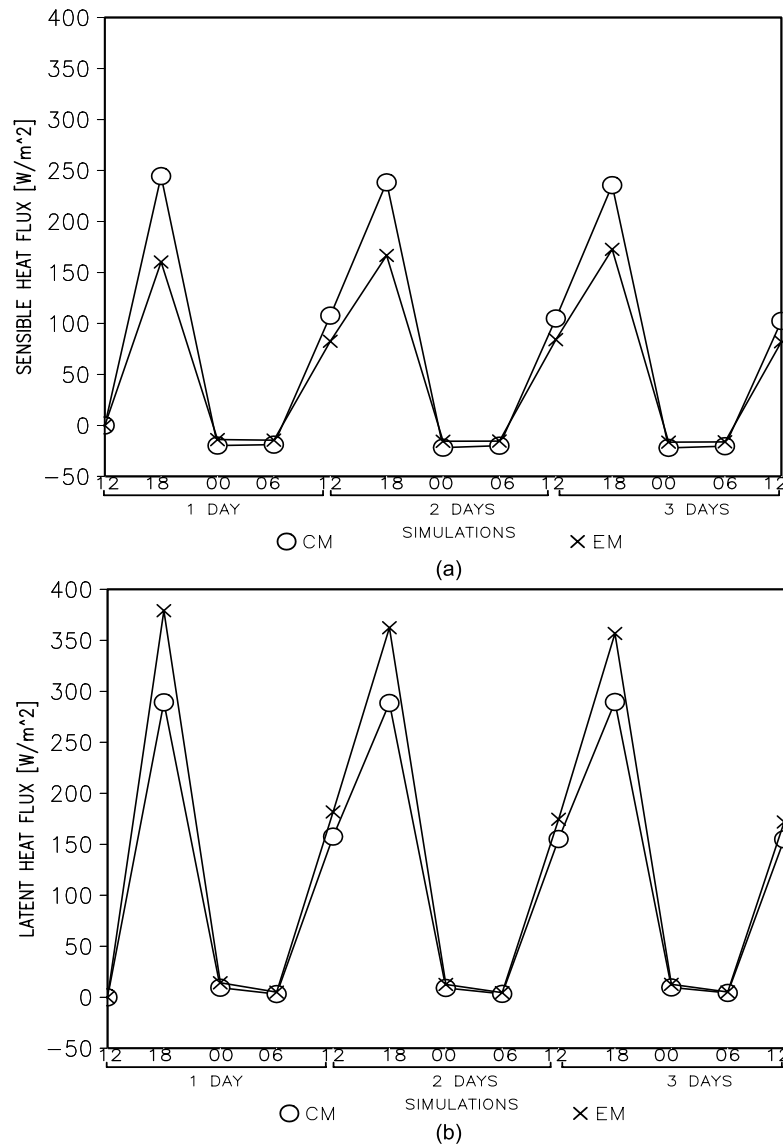


Figure 9. (a) Sensible and (b) latent heat flux mean, averaged over the preferred MCS development area (35°S – 20°S e 67.5°W – 55°W).

lower values. The occurrence of these MCS over northern Argentina was associated with the LLJ [Vera *et al.*, 2006; Rozante and Cavalcanti, 2006]. The northerly wind increase prior to the MCS development was also simulated in the whole domain, although with larger values than the observed. The two cases (18th and 23rd) were accompanied by a SLP reduction, previous to the maximum precipitation, followed by a SLP increase (Figure 5c), and corresponding southerly winds (Figure 5b), which indicated the influence of a frontal system's passage over the domain. The Td reduction associated with the frontal passage was also simulated in both cases (Figure 5d). The daily variability of all variables was well detected by the model in the 72-hour simulation.

[20] The RMSE averages of the vertical profile of T, u and v at Mariscal, Dourados and Resistencia are presented in Table 2. In this case, when the analysis is performed for the whole period, the errors were lower in the BMJ

experiment. During this period only two MCS developed over the region, and the inclusion of other days without strong convection is favorable to the BMJ scheme, as will be shown in the statistical precipitation analysis. However, in Resistencia, the RMSE of the meridional wind is slightly lower in KF than in BMJ. Northerly winds at low levels in this location have values close to observations in the KF version, and they are overestimated in the BMJ version (Figure 6). This impact on low-level meridional wind can be associated with vertical motion that is lower in BMJ than in KF, and allows the increase of the horizontal wind.

[21] Statistical precipitation analyses (Figure 7) indicated by ETS showed better performance in BMJ than in KF, for light rains. However, for moderate to heavy rains, ETS values were higher in KF than in BMJ, indicating that the KF scheme was better than the BMJ in the ability of obtaining the rainfall position for intense precipitation. Higher POD values for KF than BM, mainly for moderate

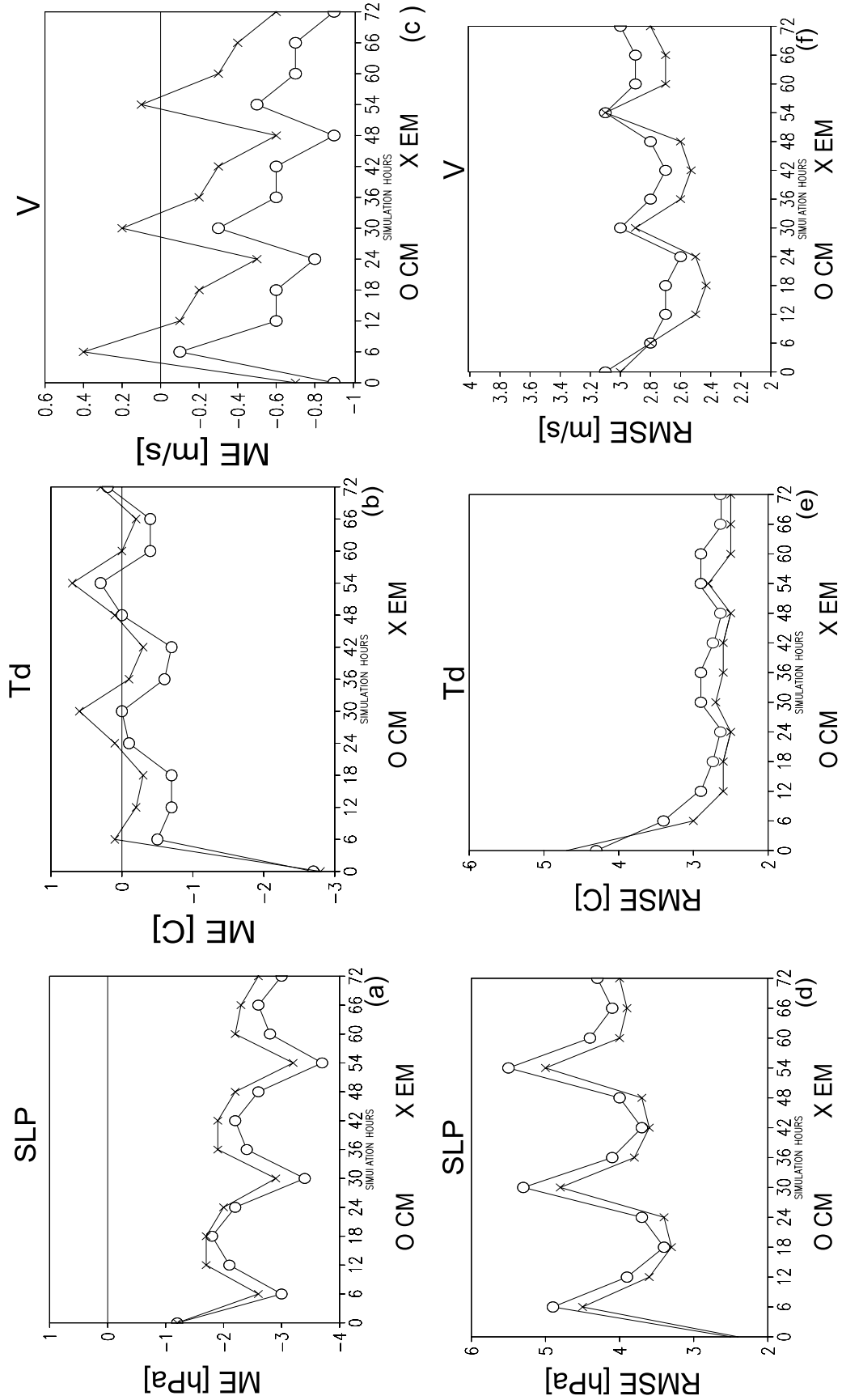


Figure 10. (a, b, c) MBE and (d, e, f) RMSE to CM and EM experiments at each 6 hours of integration up to 72 hours, for the SALLJEX period, of sea-level pressure (SLP), dew point temperature at 2 m (Td), and meridional wind at 10 m (V).

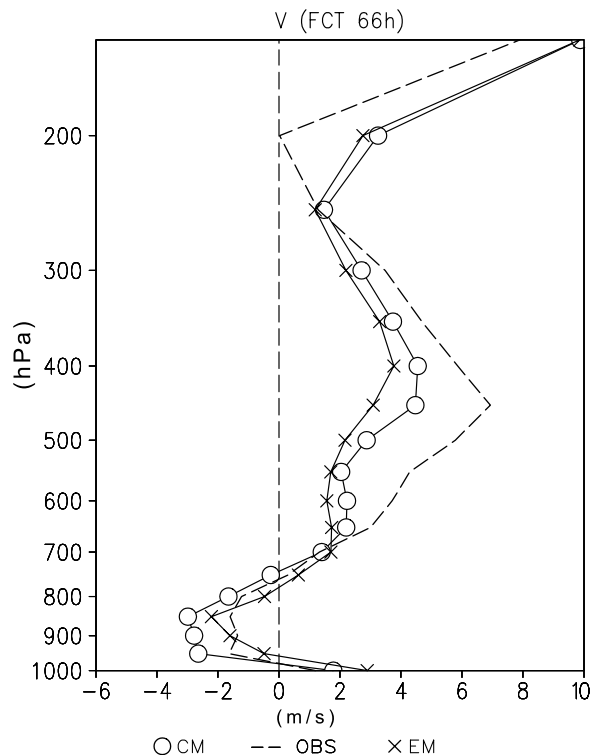


Figure 11. Vertical time mean profile, during SALLJEX, of meridional wind at Resistência, from OBS (observations) and CM versus EM. This profile was obtained taking the nearest model grid point to the station at 66-h integration and averaging over the whole period.

to heavy rains, indicated that this version was better to detect this rain category than BMJ. This characteristic was also noted in the FAR analysis. FAR values were higher for BMJ than KF, indicating that BMJ simulated more cases of heavy precipitation that did not occur. On the other hand, BMJ presented lower values than KF for light rains.

[22] In cases of heavy rain, entraining/detraining air to and from convective clouds, which is considered in the KF scheme, is important to the simulated precipitation. Besides, the effects of moist updrafts and downdrafts are explicitly represented in KF while the BMJ scheme only considers an adjustment of the vertical temperature and moisture profile. From this experiment it is seen that the KF scheme should be used in cases of heavy precipitation concentrated in small areas, as in MCS occurrences, while BMJ presents better results for light rainfall in a large area.

3.3. Climatological Versus Estimated Soil Moisture

[23] This experiment was performed using the KF and H version of the Eta model, initialized with climatological soil moisture [Willmott *et al.*, 1985] and with estimated soil moisture obtained from a technique developed by Gevaerd and Freitas [2006]. In this technique the estimated soil moisture is calculated using a hydrological model based on McCumber and Pielke [1981] initialized with precipitation from TRMM. The final product is a tridimensional field with three soil moisture vertical layers. The climatological or estimated soil moisture field is used as the initial surface

boundary condition and, during the integration, this variable is calculated at each time step by the Noah surface scheme.

[24] The time evolution of estimated and climatological soil moisture, and the observed precipitation, averaged in the preferred MCS development area (35°S – 20°S ; 67.5°W – 55°W) is shown in Figure 8. Estimated soil moisture values were higher than the climatological, and a consistency of its variability with the observed precipitation is noticed. The estimated soil moisture impact on the Bowen ratio ($\beta = H/LE$) is analyzed through the sensible and latent heating obtained from the two experiments, over the same precipitation analysis area (Figure 9). When the model is initialized with estimated soil moisture (EM), the latent heat flux is larger and the sensible heat is lower than when using the climatological value (CM). This difference can produce different responses in the boundary layer evolution. The boundary layer can be shallower, wetter and colder when using the estimated soil moisture rather than the climatological values. In this situation, boundary layer conditions are favorable to the convection process, because there is a reduction of the lifting condensation level (LCL) with increasing humidity [Mahrt and Ek, 1993].

[25] The smallest RMSE and ME values of SLP, Td and v were found in the results using the estimated soil moisture (Figure 10). The RMSE of the mean vertical profile for temperature, meridional and zonal winds at the three stations, indicate also that EM presents better results than the CM experiment (Table 2). The time average of the meridional wind profile for Resistência is shown in Figure 11. There are improvements of meridional wind at low levels when using more realistic soil moisture, reducing the tendency toward overestimated low-level northerly winds in the region. The northerly winds at low levels with maximum at 850 hPa are closer to observed values in the EM experiment. Comparing to Figure 6, it is seen that the introduction of estimated soil moisture improved the meridional wind magnitude due to a better representation of the atmospheric fluxes. It is suggested that the convection intensification increases the roughness, reducing the low-level wind.

[26] The impact of soil moisture initialization can also be noted in the Quantitative Precipitation Forecast (QPF) analysis of ETS, BIAS, POD and FAR for 72-hour integrations (Figure 12). The information from ETS indicates an improvement over the results obtained using estimated soil moisture except at high precipitation thresholds. The precipitation bias indicates overestimated values, using the two soil moisture initializations, increasing with the rain intensity. For moderate to heavy rains, the EM initialization reduces the overestimation shown in the CM experiment, and for light rains, the biases are similar. The POD obtained from EM presents larger values than for CM, indicating improvements in the precipitation probability of detection. For all thresholds, except very low or very high values, FAR is smaller in EM than in CM, indicating less cases of false alarm.

[27] The evaluation of dynamic and thermodynamic variables and precipitation showed improvements in the model simulation results when considering a more realistic soil moisture field. Therefore integrations using this estimated field can provide better model forecasts, through the improvement of variables, mainly at low levels, where the LLJ

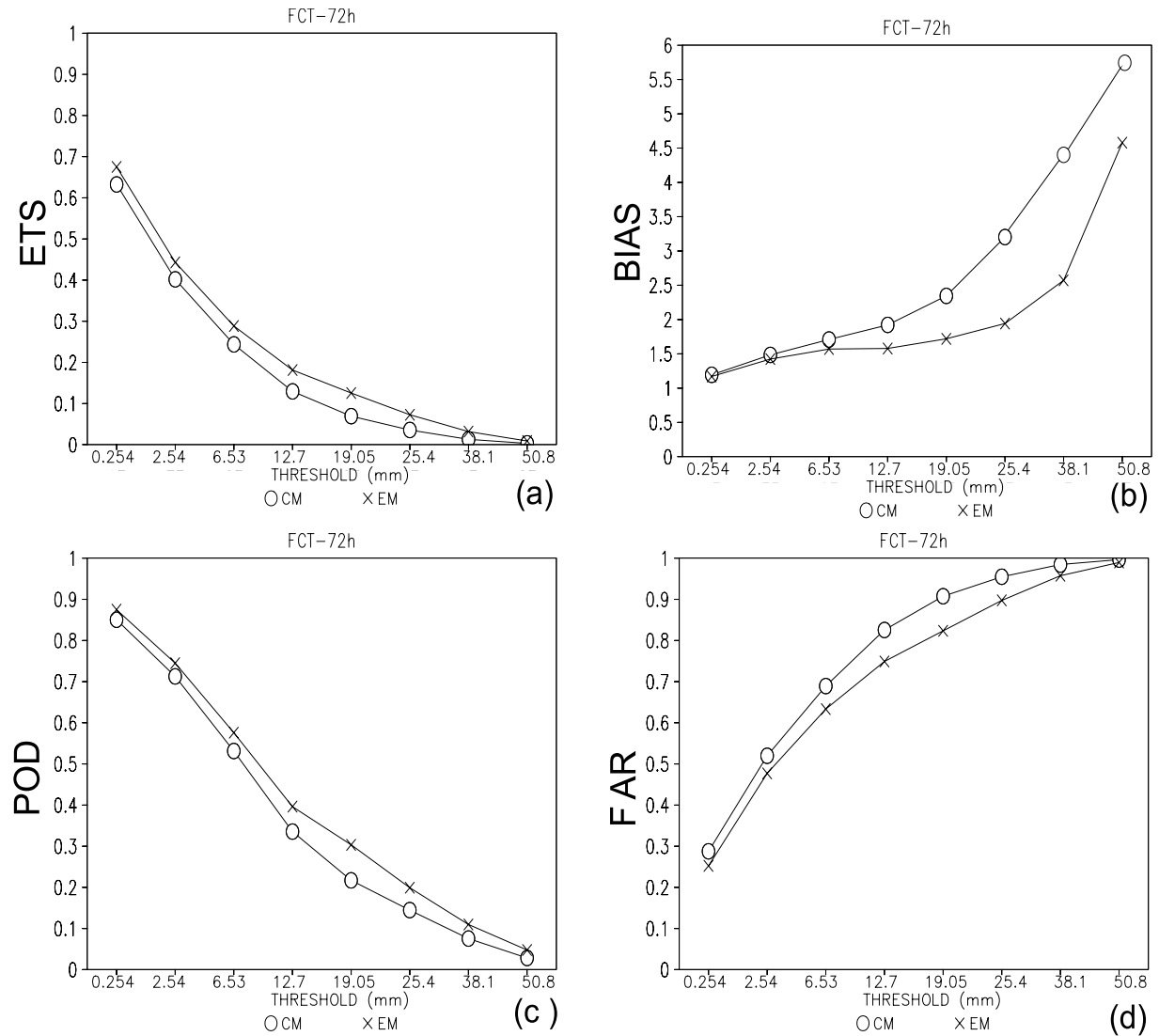


Figure 12. (a) ETS (without the bias influence), (b) BIAS, (c) POD, and (d) FAR for accumulated 48–72 hours precipitation simulations calculated using station data.

occurrence is an important feature for the MCS development. Thus the specific analysis of MCS occurrence in the next section is performed integrating the model with the estimated soil moisture.

4. MCS Development Cases

[28] In this section, the nonhydrostatic model version initialized with estimated soil moisture was integrated using two versions (BMJ and KF) and 10 km horizontal/38 vertical levels in several cases of MCS occurrences. Each case having a mesoscale system can be identified in the 06:00 GMT satellite images in the northern sector (Figure 13a) and in the southern sector (Figure 14a). The spatial distribution of observed and simulated precipitation after 72 hours of integration (BMJ and KF) is seen in Figures 13b, 13c, 13d and Figures 14b, 14c, and 14d. The nocturnal development of this kind of system was mentioned in previous studies [e.g., *Salio et al.*, 2007], and

inspection of satellite images indicates that the mature stage occurs early in the morning.

[29] The model results with the BMJ scheme showed weaker precipitation than observations and a displacement of the systems compared to observations, in both sectors (Figures 13c and 14c). Using the KF version, the systems were located close to the observation, with precipitation amounts more similar to observations than for the BMJ version (Figures 13d and 14d). In all MCS cases, a spatial average of precipitation in the development area at 72 hours' simulation (48–72 h accumulated), shows also the better results in KF than in BMJ (Figure 15). Precipitation amounts from KF are closer to observation, while the values are very small in BMJ. The model underestimate of precipitation compared to observations (TRMM data merged with gauge data) in MCS simulations may be related to the higher estimated precipitation from satellite measures (TRMM) than from gauge measures, as discussed in Appendix A. The present cases occurred in the spring,

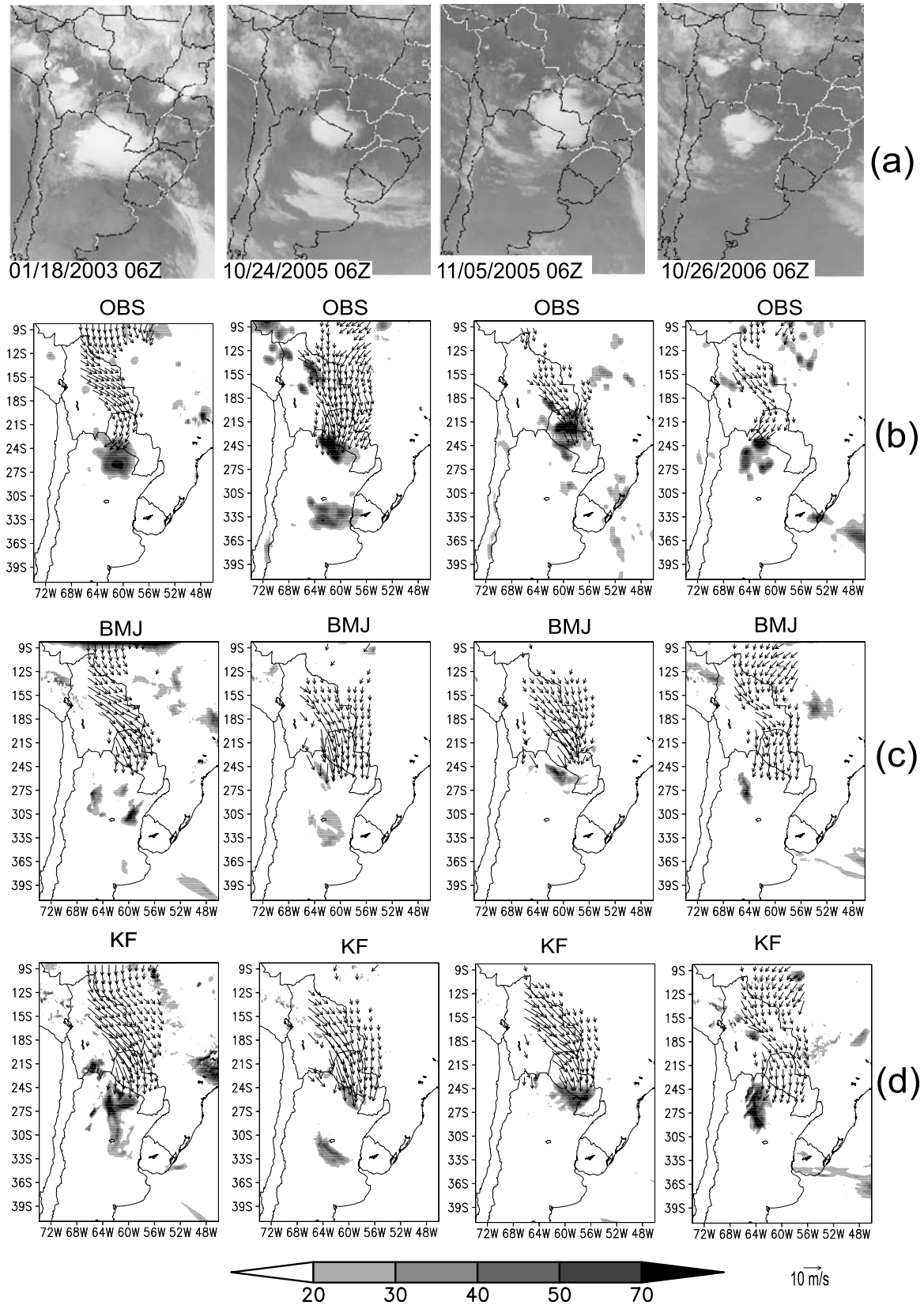


Figure 13. (a) Infrared satellite images at 06:00 GMT for cases of MCS development in northern sector (01/18/2003; 10/24/2005; 11/05/2005, 10/26/2006), (b) observed precipitation (mm/24 h), (c) Simulated precipitation (accumulated 48–72 hours) using BMJ version, and (d) simulated precipitation (accumulated 48–72 hours) using KF version. Wind vectors at 850 hPa are plotted when meridional northerly winds are greater than 5 m/s.

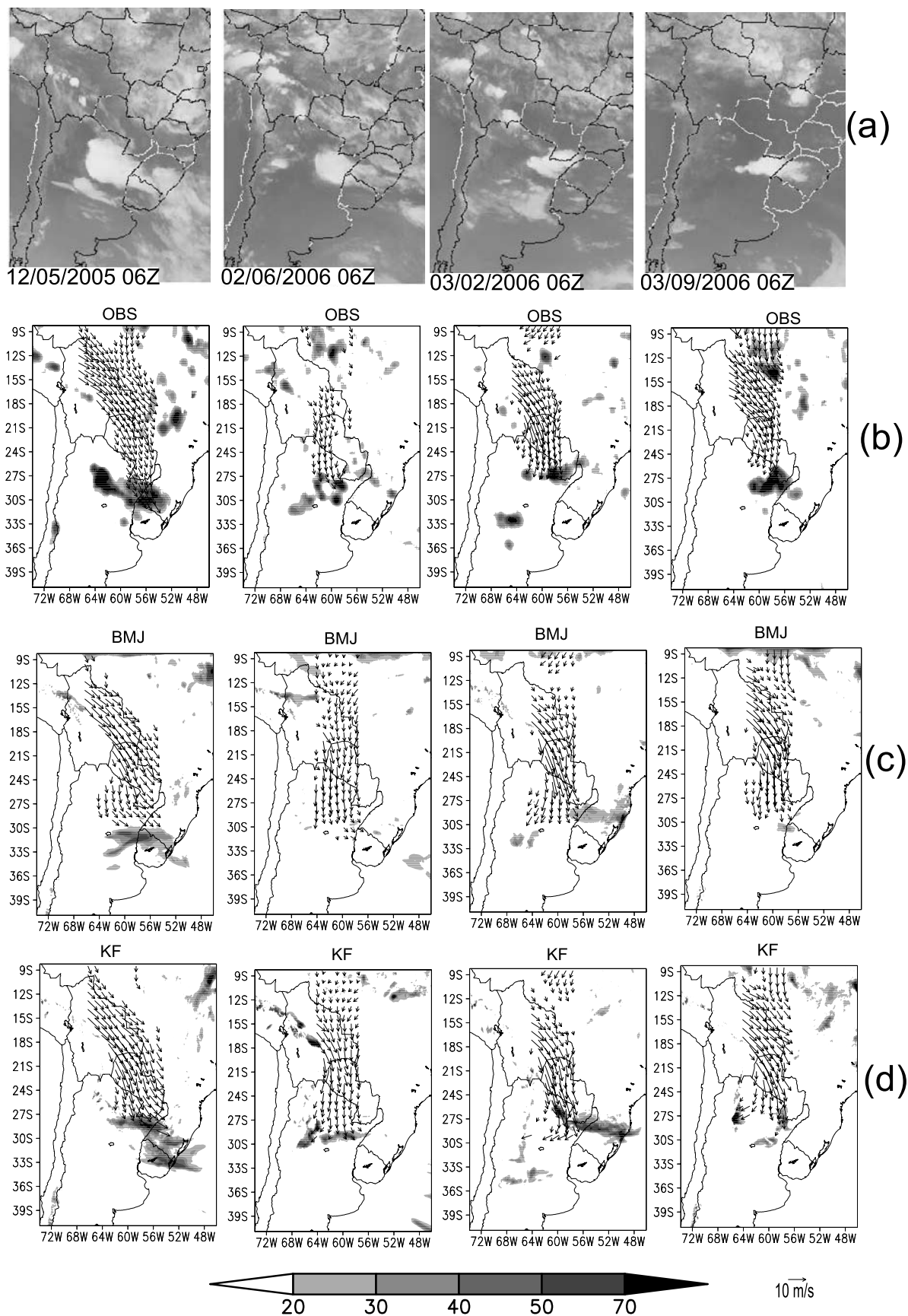


Figure 14

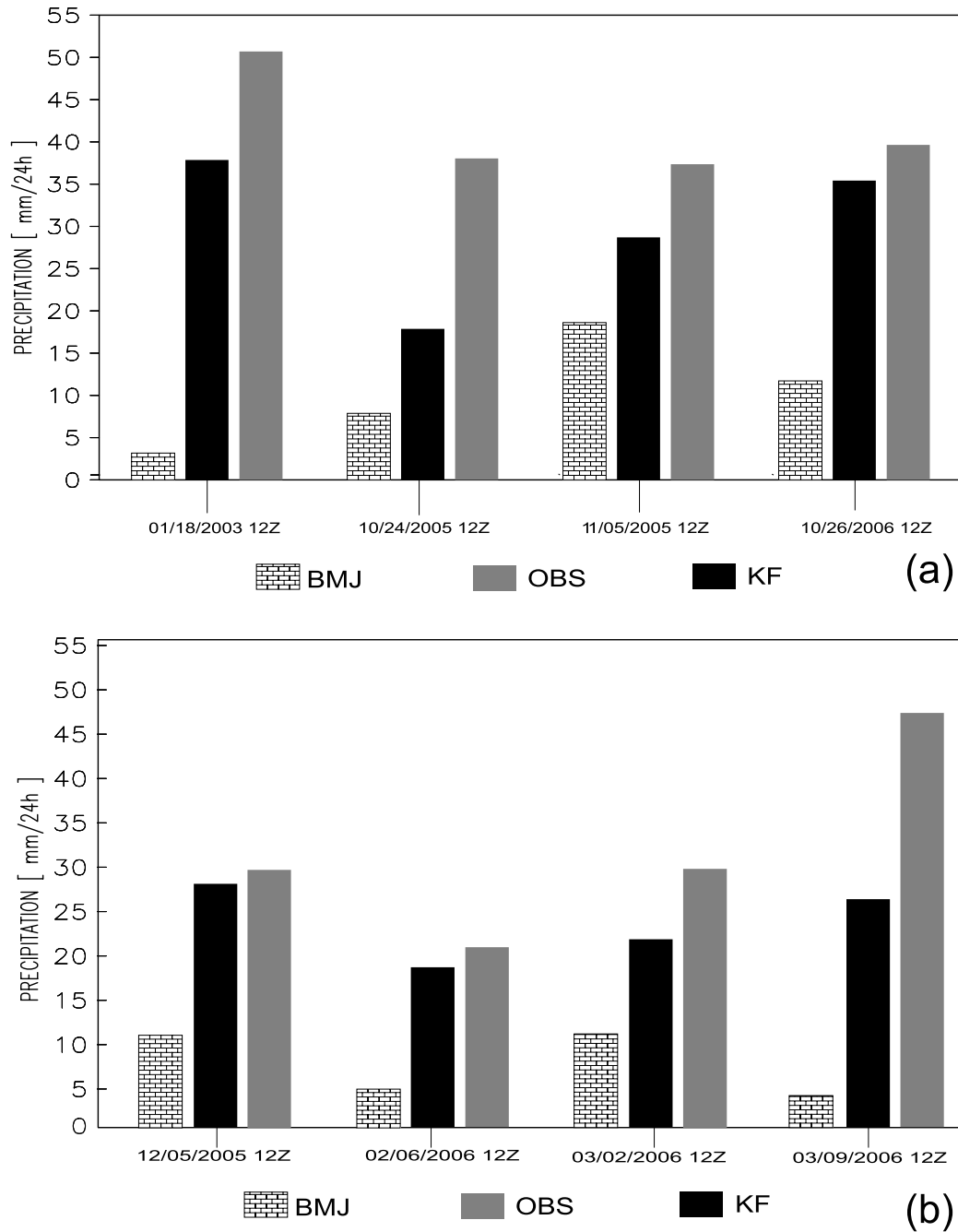


Figure 15. Spatial average in area $2^{\circ} \times 2^{\circ}$ centered over each MCS. OBS: 24 h observed accumulated precipitation, BMJ and KF simulations: (48–72 h) accumulated precipitation (a) northern sector and (b) southern sector.

summer and autumn. A high frequency of MCS over northern Argentina is observed during summer months associated with the LLJ occurrence [Salio *et al.*, 2007]. The high frequency of MCS associated with the LLJ

indicates the importance of the low-level conditions for their development. This feature is well detected by the model in Figure 13 and 14, which show the precipitation occurrence at the exit region of the maximum low-level

Figure 14. (a) Infrared satellite images at 06:00 GMT for cases of MCS development in southern sector (12/05/2005; 02/06/2006; 03/02/2006; 03/09/2006), (b) spatial distribution of observed precipitation (mm/24 h), (c) simulated precipitation (accumulated 48–72 hours) using BMJ version, and (d) simulated precipitation (accumulated 48–72 hours) using KF version. Wind vectors at 850 hPa are plotted when meridional northerly winds are greater than 5 m/s.

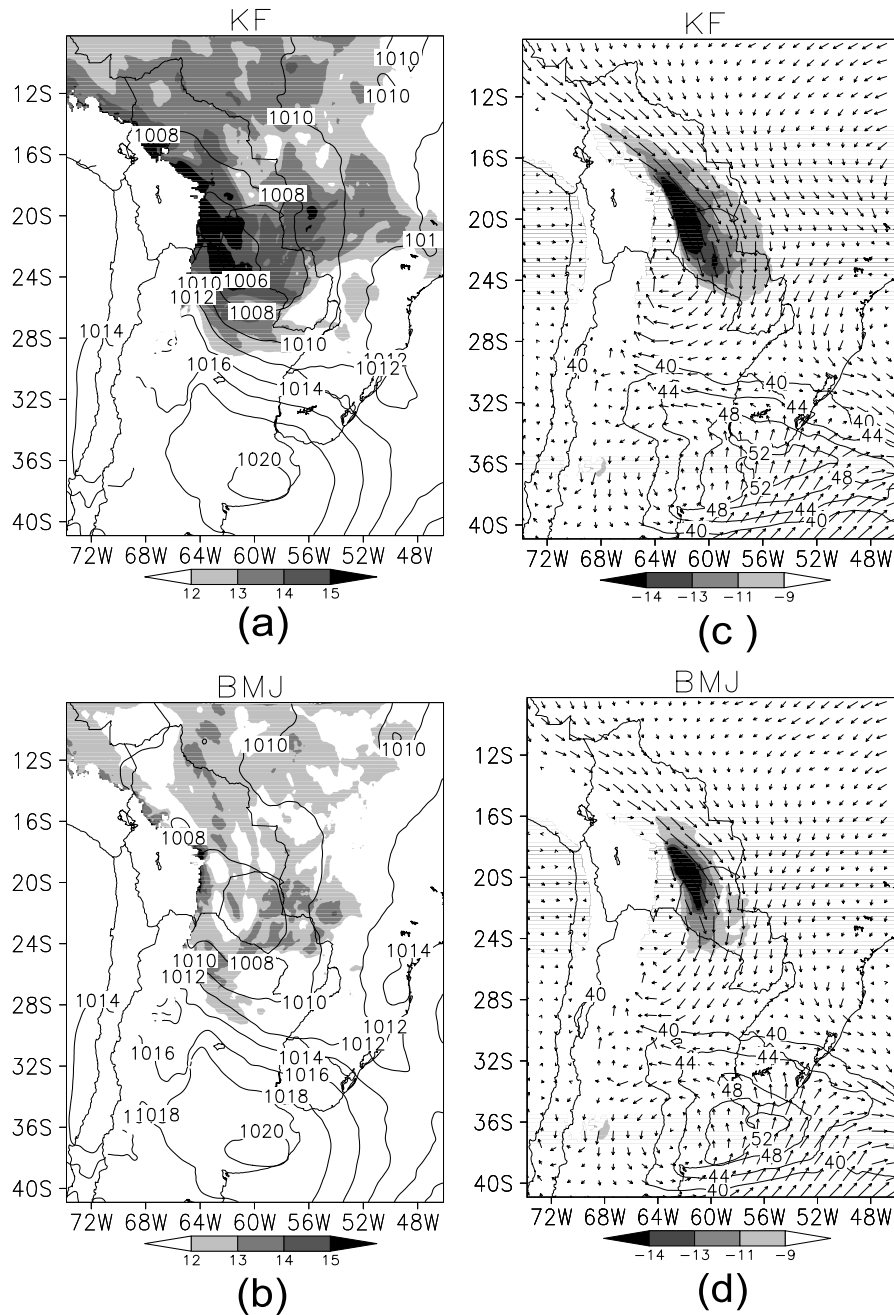


Figure 16. Sea-Level Pressure (hPa)(contours) and specific humidity ((Kg/Kg)*1000) at 850 hPa (shaded), (a) KF, (b) BMJ. Wind vector and meridional component magnitude (m/s) at 850 hPa (shaded). Wind magnitude at 250 hPa (contour) (c) KF, (d) BMJ (northern sector composite).

flow (represented by the wind vectors at 850 hPa when the meridional northerly winds are greater than 5 m/s).

[30] A synoptic inspection of each case indicated similar features for the northern cases and for the southern cases, which allowed their separation into two composites. The Chaco Low was identified in the SLP field, deeper in KF than in BMJ, and the humidity at 850 hPa was higher in KF than in BMJ, in the tropical and subtropical region, mainly to the east of Andes (Figures 16a and 16b). The meridional wind at 850 hPa showed the LLJ affecting a wider area in KF than in BMJ over southern Bolivia and Paraguay, which

are the LLJ-preferred regions (Figures 16c and 16d). Vertical cross sections of meridional wind confirmed the presence of the LLJ in these cases (Figure 17). The strong north-south temperature gradient at low levels was consistent with the jet stream at high levels. The upper level jet stream magnitude reaches values above 50 m/s over mouth of the La Plata river in both versions, but the jet core extension is larger in KF than in BMJ (Figures 16c and 16d). In the two versions, the composites show the jet stream in a favorable position for ascent at the equatorward side of the jet entrance. However, the northerly flow advecting the

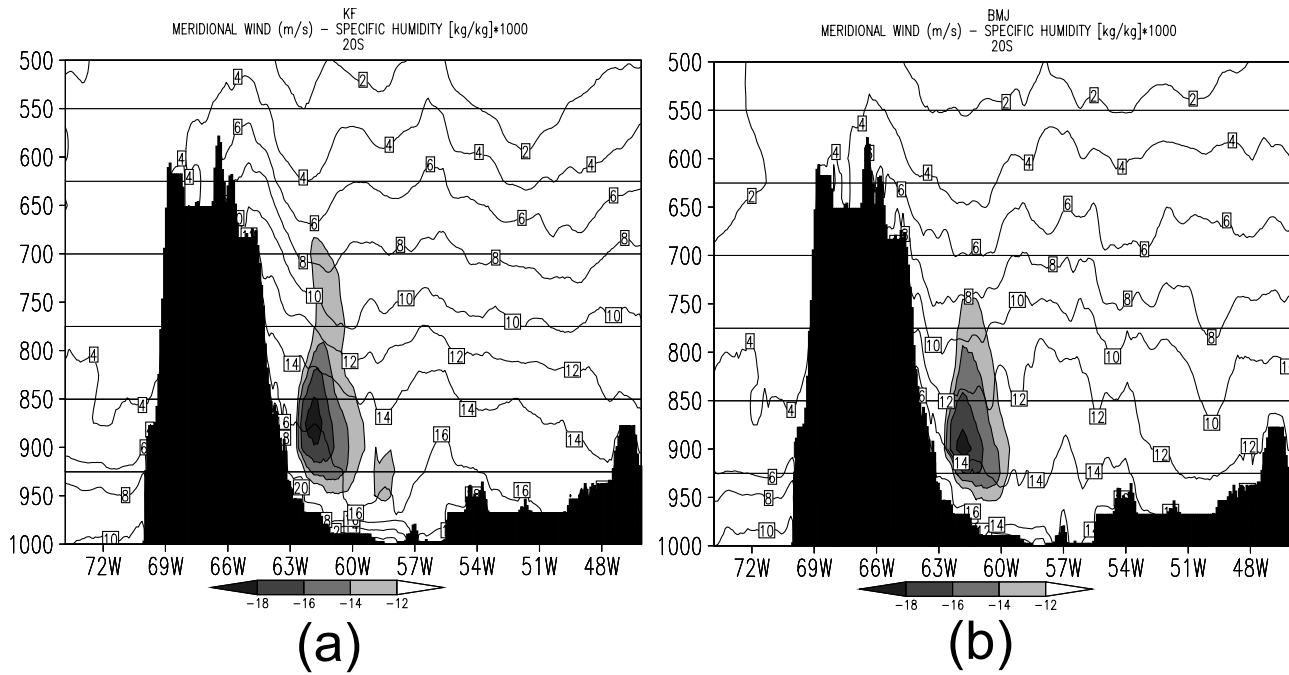


Figure 17. Vertical cross-section of meridional wind (shaded) and specific humidity (contour) at 20°S for the northern sector composite. (a) KF, (b) BMJ.

highest humidity from the tropical and subtropical latitudes in the KF version indicates better conditions for the MCS development than the BMJ version. The differences between the two versions for the cases that occurred in the southern sector had characteristics similar to those in the northern sector (not shown).

[31] Skill indexes for precipitation, at 72 hours simulation for the eight MCS cases are shown in Figure 18. The indexes were calculated using station data in the areas of MCS occurrence, in the northern sector (28°S–20°S; 67°W–56°W) and in the southern sector (33°S–25°S; 64°W–53°W). ETS shows a better skill for the KF version for all thresholds, except for very light or no rain. BIAS indicates similar results from light or no-rain categories for both versions, with simulations close to observations. Different BIAS for the two versions is seen for moderate to heavy rains, but KF shows better performance, with smaller underestimated values than BMJ. POD and FAR indexes show improvements using KF in all categories. Therefore these analyses for specific MCS occurrence indicated the improvement of heavy precipitation forecasts using the KF convection scheme, consistent with the statistical analysis with thresholds in section 3.2.

5. Summary and Conclusion

[32] The performance of the regional Eta model with different configurations was evaluated in the preferred region of MCS occurrence, during the SALLJEX. Additionally, eight MCS development cases were analyzed through model simulation. Results of the nonhydrostatic and hydrostatic model versions showed improvements using the NH version when there was precipitation in small areas, as in cases of MCS occurrence. However, as the NH version

processing time is very high with the computer system we used (twice that needed by the H version), the H version was applied to test convection and soil moisture for the same period. In simulations for MCS cases, the NH version was applied.

[33] The results showed that the convection scheme impact on model results depends on the area size and duration of analysis. If the error analysis of a variable is calculated over a large area, where there are small regions of strong and large regions of weak vertical motion, the final result is favorable to BMJ scheme, which shows better skill for light rains. In the same way, if the error analysis is calculated in a specific location, but for a long period, when strong and weak vertical motion can occur, the result is also favorable to the BMJ scheme. However, in specific MCS cases, which are characterized by episodes of strong ascent in a limited convective area, the KF scheme gives the best results. This behavior is related to the characteristic of each scheme. Entraining/detraining air to and from convective clouds and the moist updrafts and downdrafts, introducing more humidity in the atmosphere are explicitly represented in KF. In the BMJ scheme, precipitation is proportional to the integrated water between the large-scale moisture profile and a reference profile. Thus BMJ scheme seems to be more adequate to convection in large areas rather than to convection associated with a concentration of convective clouds as in a MCS. Better results were obtained using estimated soil moisture rather than climatological values, through its influence on surface fluxes.

[34] The main features associated with the best MCS simulation in KF were also related to the atmospheric fields obtained from each version. In the specific cases, KF produced more atmospheric humidity, a stronger upper level jet, deeper Chaco Low, better representation of the LLJ

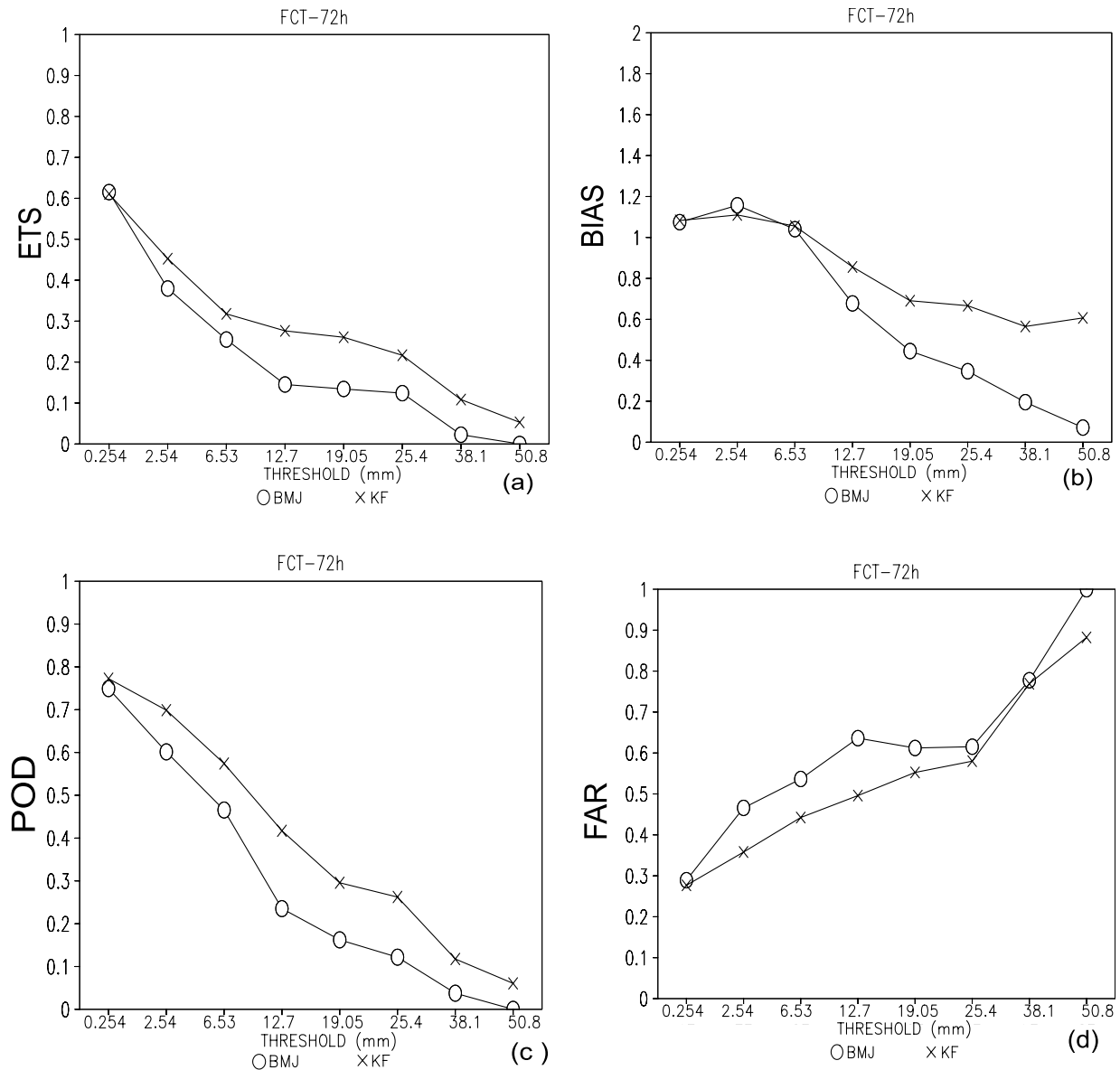


Figure 18. (a) ETS (without the bias influence), (b) BIAS, (c) POD, and (d) FAR for accumulated 48–72 hours precipitation simulations calculated using station data in both northern and southern sectors.

influence, conditions that were crucial to a better simulation of MCS. A combination of the two features (entrance region of the upper level jet stream which forces a secondary circulation [Salio *et al.*, 2007], and LLJ exit with the convergence of humidity flux from the north) positioned at the same region, were the ingredients for the MCS development. Therefore the best configuration of the Eta model for the simulation of MCS over northern Argentina was the version using NH, KF and EM. The model with these configurations was able to simulate the precipitation and the main atmospheric characteristics associated with the MCS development, such as the upper level jet, LLJ, humidity and associated mechanisms for ascent motion, 72 hours in advance. A detailed analysis of the synoptic situation, the diurnal cycle and the influence of a local circulation on MCS development indicated also the model

ability to simulate these additional features, which will be shown in a further study.

Appendix A: Evaluation of TRMM Estimated Precipitation

[35] An average of observed precipitation above 10 mm at several ground stations located in the MCS development region (4 cases for each sector) was compared to an average of TRMM data at each grid point corresponding to the station location (Figures A1 and A2). In six cases TRMM data overestimated the observed rainfall. This feature is associated with the method utilized to obtain the precipitation values, which takes into account the cloud top temperature (in this case very high and cold tops) and does not consider the evaporated fraction of the rainfall before it reaches the ground. Therefore the model simulated precip-

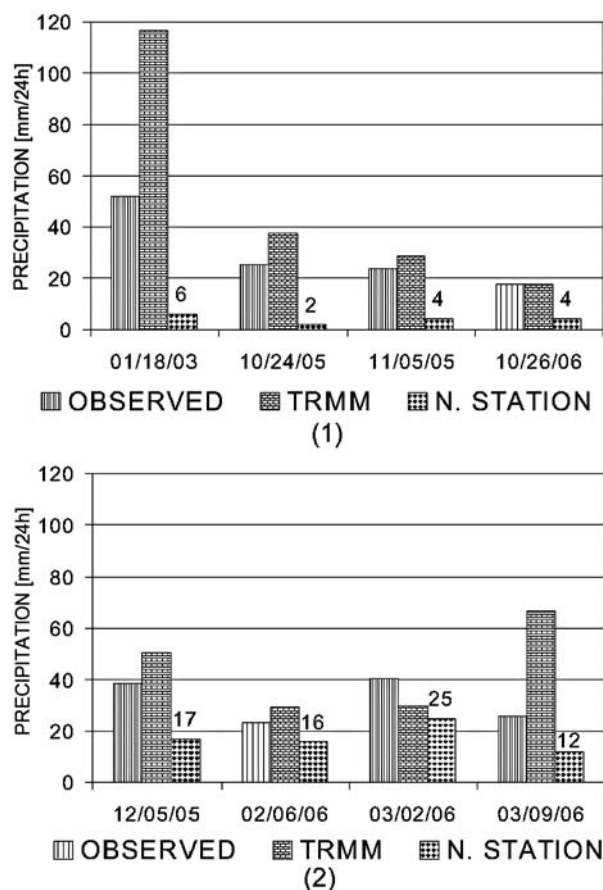


Figure A1. Spatial average of precipitation above 10 mm/24 h measured in pluviometers and obtained from TRMM, for the MCS cases occurred in the (1) northern sector and (2) southern sector. The number of measures is indicated in the third column.

itation might present less underestimated values that those shown when compared to the TRMM data.

[36] **Acknowledgments.** The authors are grateful to the FAPESP-SALLJEX project (01/13816), FAPESP-Serra do Mar project (04/09469-0), and CNPq for research support.

References

- Arakawa, A., and V. R. Lamb (1977), Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model, *Methods Comput. Phys.*, **17**, 173–265.
- Baldwin, M. E., and J. S. Kain (2006), Sensitivity of several performance measures to displacement error, bias, and Event Frequency, *Weather Forecast.*, **21**(4), 636–648.
- Betts, A. K., and M. J. Miller (1986), A new convective adjustment scheme. Part II: Single column tests using GATE wave, BOMEX, ATEX and Arctic air-mass data sets, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **112**, 693–709.
- Caplan, P., J. Derber, W. Gemmill, S. Y. Hong, H. L. Pan, and D. Parrish (1997), Changes to the 1995 NCEP operational medium-range forecast model analysis-forecast system, *Weather Forecast.*, **12**, 581–594.
- Cavalcanti, I. F. A., and D. Herdies (2004), Data assimilation study using SALLJEX data, *Exchanges*, **9**(1), 23–25.
- de Gonçalves, L. G. G., W. J. Shuttleworth, S. C. Chou, Y. Xue, P. R. Houser, D. L. Toll, J. Marengo, and M. Rodell (2006), Impact of different initial soil moisture fields on Eta model weather forecasts for South America, *J. Geophys. Res.*, **111**, D17102, doi:10.1029/2005JD006309.
- Dudhia, J., D. Gill, Y. Guo, K. Manning, W. Wang, and J. Chiszar (2000), Mesoscale Modeling System Tutorial Class Notes and User's Guide, MM5 Modeling System Version 3, PSU/NCAR.

- Ek, M. B., K. E. Mitchell, Y. Lin, E. Rogers, P. Grunmann, V. Koren, G. Gayno, and J. D. Tarpley (2003), Implementation of Noah land surface model advances in the National Centers for Environmental Prediction operational mesoscale Eta model, *J. Geophys. Res.*, **108**(D22), 8851, doi:10.1029/2002JD003296.
- Fells, S. B., and M. D. Schwarzkopf (1975), The simplified exchange approximation. A new method for radiative transfer calculations, *J. Atmos. Sci.*, **32**, 1475–1488.
- Fox, D. G. (1981), Judging air quality model performance, *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **62**, 599–609.
- Gadd, A. J. (1978), A split explicit integration scheme for numerical weather prediction, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, **104**, 569–582.
- Gevaerd, R., and S. R. Freitas (2006), Estimativa operacional da umidade do solo para iniciação de modelos de previsão numérica da atmosfera - Parte I: descrição da metodologia e validação, *Rev. Bras. Meteorol.*, **21**(3a), 59–73.
- Gochis, D. J., W. Shuttleworth, and Z. Yang (2002), Sensitivity of the modeled North American Monsoon Regional climate to convective parameterizations, *Mon. Weather Rev.*, **130**, 1282–1298.
- Huffman, G. J., R. F. Adler, B. Rudolf, U. Schneider, and P. R. Keehn (1995), Global precipitation estimates based on a technique for combining satellite-based estimates, rain gauge analysis, and NWP model precipitation information, *J. Climate*, **8**, 1284–1295.
- Janjic, Z. I. (1994), The step-mountain eta coordinate model: Further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes, *Mon. Weather Rev.*, **122**, 927–945.
- Kain, J. S., and J. M. Fritsch (1992), The role of the convective “trigger” function in numerical forecasts of mesoscale convective systems, *Meteor. Atmos. Phys.*, **49**, 93–106.
- Kato, T., and K. Saito (1995), Hydrostatic and non-hydrostatic simulation of moist convection: The applicability of hydrostatic approximation to a high-resolution model, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, **73**, 59–77.
- Klausmann, A. M., F. Robe, M. Phadnis, and J. Scire (2002), Sensitivity of Explicitly Simulated Convection to Mother Domain Cumulus Parameterization Schemes, *Twelfth PSU/NCAR Mesoscale Model Users' Workshop* - NCAR - June 24–25.
- Lacis, A. A., and J. E. Hansen (1974), A parameterization of the absorption of solar radiation in earth's atmosphere, *J. Atmos. Sci.*, **31**, 118–133.
- Mahrt, L., and M. Ek (1993), Spatial variability of turbulent fluxes and roughness lengths in HAPEX-MOBILHY, *Boundary - Layer Meteorol.*, **65**, 381–400.
- McCumber, M. C., and R. A. Pielke (1981), Simulation of the effects of surface fluxes on heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: Soil Layer, *J. Geophys. Res.*, **86**, 9929–9938.
- Mellor, G. L., and T. Yamada (1982), Development of a turbulence closure models for geophysical fluid problems, *Rev. Geophys. Space Phys.*, **20**, 851–875.
- Mesinger, F. (1984), A blocking for representation of mountains in atmospheric models, *Riv. Meteorol. Aeronaut.*, **44**, 195–202.
- Mesinger, F., and K. Brill (2004), Bias normalized precipitation scores. *Preprints, 17th Conf. on Probability and Statistics*, Seattle, WA, Am. Meteorol. Soc., CD-ROM, J12.6.
- Mesinger, F., and R. E. Treadon (1995), “Horizontal” reduction of pressure to sea level: Comparison against the NMC's shuell method, *Mon. Weather Rev.*, **123**, 59–68.
- Mesinger, F., Z. I. Janjic, S. Nickovic, D. Gavrilov, and D. G. Deaven (1988), The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of alpine lee cyclogenesis and for a case of an appalachian redevelopment, *Mon. Weather Rev.*, **116**, 1493–1518.
- Pielke, R. A. (2002), *Mesoscale Meteorological Modeling*, 612 pp., Elsevier, New York.
- Rozante, J. R., and I. F. A. Cavalcanti (2006), Eta model experiments during the SALLJEX period, in *8th Southern Hemisphere International Conference on Meteorology and Oceanography*, 2006, Foz do Iguaçu.
- Saito, K., et al. (2006), The Operational JMA Nonhydrostatic Mesoscale Model, *Mon. Weather Rev.*, **134**, 1266–1298.
- Salio, P., M. Nicolini, and E. J. Zipser (2007), Mesoscale convective systems over Southeastern South America and their relationship with the South American Low Level Jet, *Mon. Weather Rev.*, **135**, 1290–1309.
- Saulo, C., M. Nicolini, and S. C. Chou (2000), Model characterization of the South American low-level flow during the 1997–1998 spring–summer season, *Clim. Dyn.*, **16**, 867–881.
- Segal, M., R. Arriitt, C. Clark, R. Rabin, and J. Brown (1995), Scaling evaluation of the effect of surface characteristics on potential for deep convection over uniform terrain, *Mon. Weather Rev.*, **123**, 383–400.
- Sellers, P. J., W. J. Shuttleworth, J. L. Dorman, A. Dalcher, and J. M. Roberts (1989), Calibrating the simple biosphere model (SiB) for Amazonia tropical forest using field and remote sensing data. part I: Average calibration with field data, *J. Appl. Meteorol.*, **28**, 727–759.

- Seluchi, M. E., and S. C. Chou (2001), Ajuste del Esquema Convectivo de Betts-Miller en el Modelo Regional Eta/CPTEC, *Meteorológica*, 5, 45–56.
- Vera, C., et al. (2006), The South American Low-Level Jet Experiment (SALLJEX), *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 86(1), 63–77.
- Vernekar, A., B. Kirtman, and J. M. Fennessy (2003), Low-level jets and their effects on the South American summer climate as simulated by the NCEP Eta Model, *J. Climate*, 16, 297–311.
- Viterbo, P., and A. C. Beljaars (1995), An improved land surface parameterization scheme in the ECMWF model and its validation, *J. Climate*, 8, 2716–2748.
- Wang, W., and N. L. Seaman (1997), A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model, *Mon. Weather Rev.*, 125, 252–278.
- Willmott, C. J., C. M. Rowe, and Y. Mintz (1985), Climatology of the terrestrial seasonal water cycle, *J. Climatol.*, 5, 589–606.
- Yang, M. J., and Q. C. Tung (2003), Evaluation of rainfall forecasts over Taiwan by four cumulus parameterization schemes, *J. Meteorol. Soc. Jpn.*, 81, 1163–1183.
- Zipser, E., P. Salio, and M. Nicolini (2004), Mesoscale convective systems activity during SALLJEX and the relationship with SALLJ events, *Exchanges*, 9(1), 14–18.
-
- I. F. A. Cavalcanti and J. R. Rozante, Center for Weather Forecast and Climate Studies CPTEC/INPE, Rodovia Presidente Dutra KM 40, Cachoeira Paulista, S.P., CEP 12 630-000 Brazil. (rozante@cpotec.inpe.br)