



Ministério da
Ciência e Tecnologia



INPE-16659-TDI/1617

ESTRUTURA DOS SISTEMAS PRECIPITANTES DE VERÃO DO ESTADO DE SÃO PAULO: ESTUDO DIAGNÓSTICO E NUMÉRICO

Jorge Luís Gomes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela
Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 18 de dezembro de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2009/12.07.17.33>>

INPE
São José dos Campos
2010

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-16659-TDI/1617

ESTRUTURA DOS SISTEMAS PRECIPITANTES DE VERÃO DO ESTADO DE SÃO PAULO: ESTUDO DIAGNÓSTICO E NUMÉRICO

Jorge Luís Gomes

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela
Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 18 de dezembro de 2009.

Registro do documento original:

<<http://urlib.net/sid.inpe.br/mtc-m19@80/2009/12.07.17.33>>

INPE
São José dos Campos
2010

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Gomes, Jorge Luís.

G586es Estrutura dos sistemas precipitantes de verão do Estado de São Paulo: estudo diagnóstico e numérico / Jorge Luís Gomes. – São José dos Campos : INPE, 2010.

XXVI + 156 p. ; (INPE-16659-TDI/1617)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009.

Orientadora : Dra. Chou Sin Chan.

1. Modelagem regional. 2. Parametrização cúmulos. 3. Microfísica de nuvens. 4. Precipitação cúmulos. 5. Precipitação estratiforme. 6. Partição da precipitação. I.Título.

CDU 551.509.313.4(815.6)

Copyright © 2010 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, reprográfico, de microfilmagem ou outros, sem a permissão escrita do INPE, com exceção de qualquer material fornecido especificamente com o propósito de ser entrado e executado num sistema computacional, para o uso exclusivo do leitor da obra.

Copyright © 2010 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, recording, microfilming, or otherwise, without written permission from INPE, 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. Prakki Satyamurty



Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dra. Chou Sin Chan



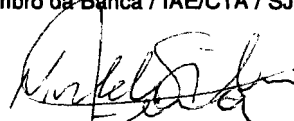
Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Marcos Daisuke Oyama



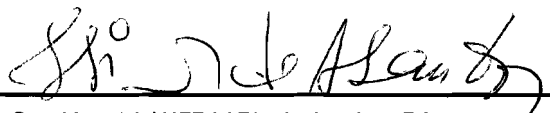
Membro da Banca / IAE/CTA / SJCampos - SP

Dr. Nivaldo Silveira Ferreira



Convidado(a) / UENF / Macaé - RJ

Dr. Isimar de Azevedo Santos



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

Aluno (a): Jorge Luís Gomes

São José dos Campos, 18 de dezembro de 2009

À minha esposa Lúcia, a meus filhos Yuri e Yasmin.

AGRADECIMENTOS

A minha esposa Lúcia e meus filhos Yuri e Yasmin pelo incentivo, pela compreensão e paciência por todos os momentos em que estive ausente.

A Dra. Chou Sin Chan, pela orientação, pelas discussões, e apoio que foram imprescindíveis para a elaboração deste trabalho.

Aos meus pais, Jorge e Mariana (“in Memoriam”) por me darem estarem sempre presente em todos os momentos de minha vida.

Aos membros do Conselho de Curso da Meteorologia do INPE, que sempre estiveram à disposição quando necessário.

Ao Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos - CPTEC, pela disponibilização das bases de dados meteorológicos e recursos computacionais imprescindíveis para a elaboração desse trabalho.

Às bibliotecárias do CPTEC pelo auxílio na busca das informações científicas necessárias para a elaboração desse trabalho.

Ao projeto Serra do Mar/FAPESP (04/09649-0), pelo auxílio à pesquisa.
[13:53:10].

Ao Instituto de Pesquisas Meteorológicas – IPMet, pela disponibilização dos dados do radar meteorológico.

A todos, que de alguma forma colaboraram para que este trabalho pudesse ser realizado.

RESUMO

Neste trabalho buscou-se o ajuste da produção de precipitação em modelo mesoescala em diferentes resoluções horizontais. Foi utilizada a versão do modelo Eta com os esquemas de parametrização de convecção Kain-Fritsch e microfísica de nuvens Ferrier. O caso de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que ocorreu entre os dias 24-29 de janeiro de 2004 foi utilizado para avaliar a partição da precipitação implícita e explícita do modelo de mesoescala Eta. O modelo foi rodado com as resoluções horizontais de 20, 10 e 5 km com o objetivo de se determinar a dependência da partição da precipitação em função da resolução horizontal do modelo. Os resultados numéricos obtidos com o experimento controle na grade de 20 km indicaram que o modelo tende a superestimar a precipitação observada, essa superestimativa foi devido à produção de precipitação do esquema implícito. Com o aumento da resolução, o esquema implícito aumentou a sua atividade, o que resultou em uma maior produção de precipitação implícita. Foi proposta uma função dependente da resolução horizontal do modelo no esquema KF com o objetivo de se controlar a partição da precipitação implícita e explícita do modelo. Os resultados numéricos obtidos com as simulações do modelo de mesoescala Eta com a inclusão da função de controle da partição da precipitação implícita e explícita reduziu o viés positivo na precipitação observado no experimento controle. Com o aumento da resolução horizontal, a precipitação Implícita diminuiu e a precipitação explícita aumentou. Testes foram realizados com o esquema de microfísica de nuvens Ferrier com o objetivo de se determinar parâmetros sensíveis na produção de precipitação explícita. Os resultados das simulações mostraram que os parâmetros velocidade terminal de queda das gotas, velocidade terminal de queda da neve e umidade relativa crítica para o início da formação das gotas apresentaram maior sensibilidade na produção de precipitação. Os testes de sensibilidade com os parâmetros da microfísica de nuvens sugerem que o aumento da velocidade terminal das gotas e o aumento da velocidade terminal de queda da neve produzem o melhor ajuste da chuva na direção de redução do viés negativo da precipitação em diferentes resoluções verticais. A modificação da equação que determina o valor da umidade relativa crítica para o início da condensação contribui para redução do viés negativo para a resolução de 20 km, porém para a resolução horizontal de 5 km a contribuição foi no sentido contrário do desejado.

SUMMER PRECIPITATION STRUCTURE OVER SÃO PAULO STATE: DIAGNOSTIC AND NUMERICAL STUDY

ABSTRACT

In this study we attempted to fit the production of precipitation in mesoscale model at different horizontal resolutions. We used a version of the Eta model with Kain-Fritsch cumulus parameterization schemes and Ferrier cloud microphysics scheme. The South Atlantic Convergence Zone (SACZ) that occurred between 24-29 January 2004 was used to evaluate the implicit and explicit precipitation partition of the Eta model. The model was run with 20, 10 and 5-km of horizontal resolutions in order to define the precipitation partition dependence of the model on horizontal resolution. The numerical results of the control experiment with 20-km grid-size indicated that the model tends to overestimate the observed precipitation. This overestimation was due to precipitation production of the implicit scheme. As horizontal resolution increase the activity of the implicit scheme increases and the precipitation production of the model increased. We proposed a function that has a horizontal resolution dependence in order to control the implicit and explicit precipitation partition. The Eta model numerical results with the function that controls the precipitation partition reduced the positive bias for precipitation in the control experiment. As model horizontal resolution increase the implicit precipitation decreases and the explicit precipitation increases. This pattern of partition is expected when the model horizontal resolution increasing, because in higher resolutions, the model size-grid approaches to the cloud the scale and the model must solve the system explicitly. Tests were performed with the Ferrier cloud microphysics scheme in order to determine parameters that indicate any sensitivity in explicit precipitation production. The simulation results showed that terminal velocity of drops, terminal velocity of snow and the critical value of relative humidity for drops formation showed sensitivity in the precipitation production. Sensitivity tests with those cloud microphysics parameter suggest that the increased of terminal velocity of drops and increased terminal velocity of snow produce the best fit of rain in order to reduce the precipitation negative bias for different model resolutions. The modification of the Asai's equation contributes to reducing the negative bias for 20-km model grid-size. However, for the 5-km grid-size the equation contribution was in opposite direction than desired.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 3.1 – Estrutura vertical do modelo Eta	9
Figura 3.2 - Grade do tipo E de Arakawa	10
Figura.3.3 - Uma seção vertical idealizada da topografia do modelo	11
Figura 3.4 - Região de abrangência das simulações numéricas com o modelo de mesoescala Eta. O campo sombreado indica a topografia da região (m)	18
Figura 3.5 - Variação da fração de água/gelo de nuvem convertida para: precipitação convectiva (linha azul); evaporada (linha vermelha) e deixada no ponto de grade na forma de água/gelo de nuvem (linha verde) (mm).....	21
Figura 3.6 - Área de alcance quantitativo do radar meteorológico de Bauru.....	26
Figura 3.7 – Imagem de brilho médio do satélite GOES-12 para o período entre 24 e 29 de janeiro de 2004.....	31
Figura 3.8 – Precipitação observada acumulada (mm) para o período de 24/01/2004, 12Z a 29/01/2003, 12Z	32
Figura 3.9 – Campos médios durante o período do evento de ZCAS0104. (a) linha de corrente e divergência de massa (campo sombreado) em 250 hPa; (b) linha de corrente e convergência de umidade (campo sobreado) em 850 hPa. As barras de cores indicam os valores dos campos sombreados nas figuras	33
Figura 3.10 - Imagens do satélite geoestacionário GOES-12 no canal infravermelho. Período de 25 a 30 de janeiro de 2004.....	34

Figura 3.11. Precipitação acumulada em 24 horas (mm) para: (a) 24/01/2004 às 12Z; (b) 25/01/2004 às 12Z; (c) 26/01/2004 às 12Z; (d) 27/01/2004 às 12Z; (e) 28/01/2004 às 12Z36

Figura 3.12 - Precipitação estimada pelo radar meteorológico de Bauru, acumulada em 24 horas (mm). Precipitação total, convectiva e estratiforme, respectivamente, na primeira, segunda e terceira coluna. As linhas indicam os dias onde em que se estabeleceu o caso de ZCAS ocorrido entre os dias 24 e 29 de janeiro de 2004. Acúmulos válidos às 12 Z para os dias: 25/01/2004 (primeira linha); 26/01/2004 (segunda linha); 27/01/2004 (terceira linha); 28/01/2004 (quarta linha) e 29/01/2004 (quinta linha).....38

Figura 3.13 - Evolução temporal da precipitação observada e da precipitação estimada pelo radar de Bauru, acumulada a cada 3h (mm), para pontos de PCDs: (a) Garça; (b) Itu; (c) Jaú; (d) Porto Ferreira e (e) Taquarivai. As linhas pretas representam os dados observados nas PCDs; as linhas vermelhas a estimativa do radar sem correção e as linhas azuis a estimativa do radar com a correção sugerida por Held (2007).....41

Figura 3.14 - Idem à Figura 3.11 para a estimativa do radar corrigida.....43

Figura 3.15 - Evolução da partição da precipitação convectiva e estratiforme (mm) durante o evento de ZCAS ocorrido entre 24 e 29 de janeiro de 2004. Para os pontos de PCDs: (a) Garça; (b) Itu; (c) Jaú; (d) Porto Ferreira e (e) Taquarivari46

Figura 4.1 - Precipitação acumulada em 24 horas (mm) para o experimento controle C10 para o evento de ZCAS ocorrido entre os dias 24 e 29 de janeiro de 2004. Precipitação total na primeira coluna; precipitação implícita na segunda coluna e precipitação explícita na terceira coluna. As linhas mostram os prazos de previsão do modelo para: 36h (válido para o dia 25/01/2004 às 12Z); 60h (válido para o dia 26/01/2004 às 12Z); 84h (válido para o dia

27/01/2004 às 12Z); 108h (válido para o dia 28/01/2004 às 12Z); 132h (válido para o dia 29/01/2004 às 12Z)	50
Figura 4.2 - Idem à Figura 4.1 para o experimento controle C10	53
Figura 4.3 - Idem à Figura 4.1 e 4.2 para o experimento controle C5	55
Figura 4.4 – Precipitação média sobre todo o domínio do modelo: a. precipitação total (mm); b. precipitação implícita e explícita (mm); e c. porcentagem da precipitação implícita e explícita em relação à precipitação total (%). Experimento C20 representado pelas linhas pontilhadas e experimentos C10 e C5 representados, respectivamente, pelas linhas tracejadas e cheias	56
Figura 4.5 - (a) Equitable Threat Score; (b) BIAS score para os experimentos controle C20 (linha cheia e grossa), C10 (linha cheia) e C5 (linha tracejada). Os prazos de previsão de 36, 60, 84, 108 e 132h foram considerados para a elaboração dos índices	59
Figura 4.6 – Precipitação acumulada durante o evento ZCAS0104 para os experimentos com a resolução horizontal de 20 km. A primeira coluna mostra a precipitação total, a segunda a implícita e a terceira a explícita. As linhas indicam o experimento com diferentes valores do parâmetro F: A primeira linha mostra o experimento F208; a segunda linha o F206; a terceira linha o F204; e a quinta linha o experimento F202	62
Figura 4.7 – Idem à Figura 21 para a resolução horizontal de 10 km	63
Figura 4.8 – Idem às Figura 21 para a resolução horizontal de 5 km.....	65
Figura 4.9 – Evolução temporal da precipitação média em todo o domínio do modelo para: a) precipitação total; b) precipitação implícita e c) precipitação explícita. Valores em mm/h. Linhas cheias refere-se ao experimento F208; traço-ponto F206; tracejada F204 e pontilhada F202.....	68

Figura 4.10 – Evolução temporal da proporção de precipitação média na área quantitativa do radar de Bauru (%), indicado pelo círculo na Figura 3.5 para: (a) implícita e convectiva, respectivamente, para os experimentos com o modelo Eta e radar de Bauru; (b) explícita e estratiforme, respectivamente, para o modelo Eta e radar de Bauru. As linhas pretas com círculos abertos indicam o experimento controle C20; as linhas vermelhas, verdes, azuis, e laranjas indicam, respectivamente, os experimentos F208, F206; F204 e F202; as linhas magentas com o traço vertical indicam o radar70

Figura 4.11 – Idem à Figura 4.10 para os experimentos C10, F108, F106, F104 e F10271

Figura 4.12 – Idem à Figura 4.10 para os experimentos C5, F58, F56, F54 e F5272

Figura 4.13 – Pressão ao nível médio do mar (hPa), válida para o dia 26/01/2004 às 12Z para: (a) C20; (b) F208; (c) F206; d) F204 e (e) F202. Experimentos representados pelas linhas pretas e tracejadas e as análises do NCEP linhas vermelhas e cheias75

Figura 4.14- Idem à Figura 25 para os experimentos: (a) C10; (b) F108; (c) F106; d) F104 e (e) F10277

Figura 4.15- Idem às Figura 25 para os experimentos: (a) C5; (b) F58; (c) F56; d) F54 e (e) F5278

Figura 4.16 – a) Diferença entre água líquida/gelo de nuvem entre os experimentos F206 e C20 em 500 hPa; b) Vento em 500 hPa (vetor) e diferença entre a componente zonal do vento em 500 hPa (campo sombreado). Campos médios no período entre 25 de Janeiro de 2004 às 12Z e 27 de janeiro de 2004 às 12Z80

Figura 4.17 – Evolução temporal da precipitação média sobre a região definida pelas latitudes 25°S e 23°S e longitudes 49°W e 47°W (mm) para os

experimentos C20 (linhas com traço vertical) F206 (linha sem marcador): (a) precipitação implícita; (b) precipitação explícita e (c) precipitação total82

Figura 4.18 – Evolução temporal do perfil vertical da diferença entre os experimentos F206 C20 para: (a) água líquida/gelo de nuvem (g/kg); (b) Temperatura absoluta (K) e (c) umidade específica (g/kg)83

Figura 4.19 – (a) índice ETS; (b) índice BIAS. Para os experimentos C20 (linhas pretas; F208 (linhas vermelhas); F206 (linhas verdes); F204 (linhas azuis escuras) e F202 (linhas azuis claras). Nos eixos x a primeira linha indica os limiares de precipitação (mm) e a segunda linha indica o numero de observações utilizadas para cada limiar. Os prazos de previsão de 36, 60, 84, 108 e 132h foram considerados para a elaboração dos índices.85

Figura 4.20 – Idem à Figura 4.19 para os experimentos C10, F108, F106, F104 e F10286

Figura 4.21 – Idem à Figura 4.19 para os experimentos C5, F58, F56, F54 e F5287

Figura 4.22 – Variação do parâmetro F com a resolução horizontal89

Figura 4.23 - Precipitação acumulada durante o evento de ZCAS0104 (mm) para as simulações numéricas do Modelo de Mesoescala Eta nas resoluções horizontais de 20, 10 e 5 km com a inclusão da Equação (7) no código do esquema de parametrização KF. Precipitação total na primeira coluna; precipitação implícita na segunda coluna e precipitação explícita na terceira coluna. As linhas indicam as resoluções horizontais do modelo90

Figura 4.24 - (a) precipitação explícita acumulada em 24 horas para o período entre os dias 25 e 26 de janeiro de 2004 às 12z; (b) precipita explícita média sobre a caixa vermelha indicada na Figura 4.23a. Valores em mm94

Figura 4.25 - Experimento com a redução da velocidade terminal das gotas de chuva em 50% do seu valor original para os experimento com 20km de resolução horizontal (a) Água líquida/gelo de nuvem (g/Kg); (b) temperatura (K); (c) umidade específica (g/Kg); (d) precipitação explícita (mm) e (e) precipitação acumulada em horas para o período entre os dias 25 e 26 de janeiro de 2004 às 12z (mm). Os Valores indicados na figuras de a-d foram obtidos através respectivo campo sobre o quadrado vermelho indicado na Figura 4.24a	96
Figura 4.26 - Ídem à Figura 4.25 para o aumento da velocidade terminal de queda das gotas em 50%.....	99
Figura 4.27 - Idem à Figura 4.25 para o diminuição da velocidade terminal de queda do gelo em 50%	101
Figura 4.28 - Idem à Figura 4.25 para o aumento da velocidade terminal de queda do gelo em 50%	103
Figura 4.29 - Idem à Figura 4.25 para a modificação da umidade relativa crítica para a formação da gotas de nuvem.....	105
Figura 4.30 - Idem à Figura 4.24 para o experimento CNTRL5. Valores em mm/hora	107
Figura 4.31 - Idem à Figura 4.25 para a resolução horizontal de 5 km	109
Figura 4.32 - Idem à Figura 4.26 para a resolução horizontal de 5 km	111
Figura 4.33 - Idem à Figura 4.27 para a resolução horizontal de 5 km	113
Figura 4.34 - Idem à Figura 4.28 para a resolução horizontal de 5 km	115
Figura 4.35 - Idem à Figura 4.29 para a resolução horizontal de 5 km	117

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 – Experimentos com o parâmetro F para as resoluções horizontais de 20, 10 e 5 km	22
Tabela 3.2 - Correlação temporal entre a estimativa de precipitação estimada pelos dados do radar meteorológico de Bauru e estações PCDs	42
Tabela 3.3 – MAE e RMSE da precipitação estimada pelo radar de Bauru sem a correção e com a correção sugerida por Held (2007) para os pontos listados na Tabela 3.....	45
Tabela 3.4 - Precipitação acumulada (mm) entre os dias 24/01/2004, 12Z e 29/01/2004, 12Z	47
Tabela 3.5 – Lista dos casos utilizados na avaliação objetiva dos experimentos com o parâmetro F	47
Tabela 4.1 - Porcentagem de mudança da precipitação total, implícita e explícita dos experimentos com a variação do parâmetro F em relação ao experimento controle nas resoluções de 20, 10 e 5 km. Média sobre todo o domínio de modelo e período do evento ZCAS0104	66

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

FAPESP	Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo
BIAS	Bias score
CAPE	Convective Available Potencial Energy
CPTEC	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
ETS	Equitable Threat Score
FR	Esquema de parametrizaçFerrier
GFDL	Geophysical Fluid Dynamics Laboratory
GTS	Global Telecommunication System
IAC	Instituto Agrônomo de Campinas
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPMet	Instituto de Pesquisas Meteorológicas
KF	Kain-Frisch
MAE	Mean Absolute Error
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NCEP	National Centers for Environmental Prediction
PCD	Plataforma automática de Coletas de Dados
PNMM	Pressão ao Nível Médio do Mar
Q	Umidade específica
RMSE	Root Mean Square Error
T	Temperatura absoluta
TITAN	Thunderstorm Identification Tracking Analysis and Nowcasting
TKE	Energia Cinética Turbulenta
TroCCiBras	Tropical Convection and Cirrus experiment Brazil
U	Componente zonal do vento
UNESP	Universidade do Estado de São Paulo
V	Componente meridional do vento
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCAS0104	Zona de Convergência do Atlântico Sul ocorrido em janeiro de 2004
T126L28	Resolução do modelo Global

P1	Estação de PCD da cidade de Garça
P2	Estação de PCD da cidade de Itu
P3	Estação de PCD da cidade de Jaú
P4	Estação de PCD da cidade de Porto Ferreira
P5	Estação de PCD da cidade de Taquarivari
C20	Experimento controle de 20 km
C10	Experimento controle de 10 km
C5	Experimento controle de 5 km
F202	Experimento de 20 km com o parâmetro $F=0.2$
F204	Experimento de 20 km com o parâmetro $F=0.2$
F206	Experimento de 20 km com o parâmetro $F=0.2$
F208	Experimento de 20 km com o parâmetro $F=0.2$
F102	Experimento de 10 km com o parâmetro $F=0.2$
F104	Experimento de 10 km com o parâmetro $F=0.4$
F106	Experimento de 10 km com o parâmetro $F=0.6$
F108	Experimento de 10 km com o parâmetro $F=0.8$
F52	Experimento de 5 km com o parâmetro $F=0.2$
F54	Experimento de 5 km com o parâmetro $F=0.4$
F56	Experimento de 5 km com o parâmetro $F=0.6$
F58	Experimento de 5 km com o parâmetro $F=0.8$

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1.0 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos	2
2.0 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	3
3.0 METODOLOGIA E DADOS	7
3.1 Modelo Eta	7
3.1.1 Coordenada vertical	7
3.1.2 Grade horizontal.....	9
3.1.3 Topografia	10
3.1.4 Integração	12
3.1.5 Dinâmica	12
3.1.6 Troca vertical turbulenta.....	12
3.1.7 Radiação	13
3.1.8 Esquema de microfísica de nuvens Ferrier	14
3.1.9 Esquema de parametrização da precipitação convectiva Kain-Fritsch	16
3.2 Configuração do modelo	17
3.3 Experimento controle.....	18
3.4 Modificação do esquema de parametrização Kain-Fritsch.....	18
3.5 Testes com o parâmetro de conversão F	21

3.6 Testes de sensibilidade com o esquema de microfísica de nuvens FR	22
3.7 Dados	25
3.7.1 Radar meteorológico de Bauru.....	25
3.7.2 Identificação das áreas de precipitação através dos dados de radar.....	26
3.7.3 Análise do modelo global do NCEP	28
3.7.4 Imagens de satélite	28
3.7.5 Estações de superfície SYNOP e PCDs	28
3.7.7 Equitable Threat Score (ETS) e BIAS	28
3.7.8 Erro Médio (MAE) e Raiz do Erro quadrático Médio (RMSE).....	29
3.8 Seleção dos casos	30
3.8.1 Evento ZCAS0104.....	30
3.8.2 Análise dos campos médios.....	32
3.8.3 Evolução diária do evento ZCAS0104.....	33
3.8.4 Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho.....	34
3.8.5 Precipitação observada em superfície	34
3.8.6 Estimativa de precipitação do radar para o evento ZCAS0104	37
3.8.7 Verificação da estimativa de precipitação do radar	39
3.8.8 Partição da precipitação convectiva e estratiforme	45
3.9 Outros eventos	47
4.0 RESULTADOS.....	49

4.1 Experimentos controle.....	49
4.1.1 Experimento controle de 20 km (C20).....	49
4.1.2 Experimento controle de 10 km (C10).....	51
4.1.3 Experimento controle de 5 km (C5).....	54
4.2 Partição da precipitação.....	56
4.3 Avaliação objetiva	58
4.4 Partição da precipitação – experimentos com o parâmetro F	61
4.4.1 Verificação com a partição da precipitação convectiva e estratiforme estimada pelo radar.....	69
4.5 Avaliação dos campos horizontais de pressão ao nível médio do mar, vento...	74
4.6 Perfís verticais.....	82
4.7 Definições do parâmetro F para as resoluções de 20, 10 e 5 km	84
4.8 Função F proposta	88
4.9 Conclusões preliminares dos testes com o esquema de convecção KF	90
4.10 Experimentos de sensibilidade com o esquema de parametrização de nuvens FR.....	92
4.10.1 Experimento controle.....	93
4.10.2 Velocidade terminal de queda das gotas.....	95
4.10.3 Velocidade terminal de queda do gelo	100
4.10.4 Umidade relativa crítica para o início da condensação	104

4.11 Sensibilidade dos parâmetros em função da mudança de resolução horizontal do modelo	106
4.11.1 Experimento controle.....	106
4.11.2 Velocidade terminal das gotas	108
4.11.3 Velocidade terminal de queda da neve	112
4.11.4 Umidade relativa crítica para o início da condensação	116
4.12 Conclusões preliminares dos testes com o esquema de microfísica de nuvens FR.....	118
5.0 CONCLUSÃO	121
6.0 SUGESTÕES	127
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	129
APENDICE A: Paper Meteorology and Atmospheric Physics	137

1.0 INTRODUÇÃO

A precipitação é uma das variáveis mais importantes geradas pelos modelos numéricos de previsão de tempo. A precipitação é considerada ser de dois tipos claramente distintos – estratiforme e convectiva. A precipitação estratiforme é originária de nuvens nimbostratos, enquanto que precipitação convectiva é gerada a partir de nuvens cúmulos e cumulonimbus (Houze 1993). Diferentes tipos de precipitação produzem perfis verticais distintos de calor latente liberado para a atmosfera (Houze 1992, 1999; Johnson 1984; Mapes e Houze 1993, 1995) e que por sua vez implica a circulação de grande escala e clima (Hartmann e outros 1984; DeMaria 1985; Lau e Peng 1987; Schumacher e outros 2004).

A determinação da origem da precipitação é importante para estudos observacionais, em modelagem e sensoriamento remoto devido ao fato de que os processos microfísicos envolvidos no desenvolvimento dos dois tipos de precipitação serem distintos (Tokay e Short 1996).

A atmosfera é afetada pelos processos úmidos de duas formas: no estágio inicial as células convectivas induzem a uma resposta na atmosfera em duas camadas, com ar convergindo através da convecção ativa nos baixos níveis e divergindo acima; e no estágio maduro, com áreas de precipitação fraca e estratiforme que induzem uma resposta em três camadas, com ar ambiente convergindo para as áreas de precipitações fracas nos níveis médios e divergindo nos altos e baixos níveis (Houze 1997). Sendo assim o modo convectivo mostra um aquecimento liberado por toda a troposfera (associado com a precipitação gerada pelos movimentos ascendentes) enquanto que o modo estratiforme exibe um aquecimento na metade superior da troposfera (a partir de crescimento de gotículas mantidas pelo ar ascendente). Para estimar os efeitos desses diferentes perfis de aquecimento para a grande escala e clima, entretanto, é importante conhecer com boa acurácia as frações de precipitação convectiva e estratiforme (Simpson e outros 1988; Tao e outros

1993; Schumacher e Houze 2003). Houze (1981) concluiu que os sistemas precipitantes podem ser decompostos em elementos convectivos e estratiformes.

Dados de radar serão utilizados nesta tese como ferramenta para estudar a estrutura dos sistemas precipitantes característicos de verão sobre o Estado de São Paulo. Para prognosticar a precipitação estratiforme e convectiva será utilizado o modelo Eta. Este modelo possui, respectivamente, um esquema de microfísica de nuvens (Ferrier 2002) e um esquema de parametrização de cúmulos proposto por Kain (2004).

1.1 Objetivos

O presente trabalho visa identificar casos de sistema precipitante sobre o Estado de São Paulo durante a campanha TroCCiBras (Tropical Convection and Cirrus experiment Brazil). Determinar as características dos sistemas, tais como, partição da precipitação estratiforme e convectiva, volume de chuva gerada, movimentos verticais, tipos de hidrometeoros, etc, em seguida propõe-se ajustar o modelo Eta para melhor representar essas características. O modelo ajustado será testado em sistemas precipitantes sobre a região da Serra do Mar em apoio ao projeto de pesquisa temático "Estudos da Previsibilidade de Eventos Meteorológicos Extremos na Serra do Mar" ("Serra do Mar").

2.0 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

A identificação de nuvens convectivas e estratiforme e a precipitação gerada por elas são determinadas por métodos indiretos. Por exemplo, é bem conhecido que a estrutura horizontal das nuvens estratiforme é mais uniforme do que das nuvens convectivas. Esta característica é largamente utilizada para distinguir os dois tipos através de imagens de radar (Gamache e Houze, 1982; Houze e Rappaport 1984; Churchill e Houze 1984), através de microondas passiva (Kummerow e outros 1991), e imagens de satélite nos canais infravermelho e visível (Adler e Negri, 1988).

Uma marcada banda brilhante nas imagens de radar é uma assinatura das nuvens estratiforme e pode ser usada como critério para distinguir entre os dois tipos (Willians e outros 1995). Um método simples de onde se considera um valor limite de taxa de precipitação foi utilizado por Austin e Houze (1972), Balsley e outros (1988) e Johnson e Hamilton (1988) para distinguir entre os dois tipos de precipitação. Johnson e Hamilton (1988), em seus estudos de linhas de instabilidade nos Estados Unidos associaram as regiões do sistema que excederam uma taxa de 0,5 mm/5 min como uma região convectiva do sistema. Estas regiões são consideradas convectivas até que esta taxa tenha sido reduzida a um valor igual ou menor que o valor prescrito, após esta fase a nuvem é caracterizada como estratiforme. Gammache e Houze (1982) utilizaram uma intensidade de echo de radar de 38 dBZ como critério para distinguir entre os dois tipos de precipitação, tal que toda precipitação acima deste valor limite foi considerada convectiva. Steiner (1995) utilizando dados de radar propôs um esquema para identificação dos pontos de precipitação convectiva e estratiforme onde identificados como convectivos todos os pontos onde a refletividade exceder a 40 dBZ; em adição, são também definidos como convectivos todos os pontos dentro de um raio de 5 km e por fim são considerados como convectivos os pontos que, dentro de um círculo de raio de 11 km ao redor do ponto, excederem a refletividade média dos pontos que

estão dentro do círculo de raio de 5 km. Os pontos não identificados como sendo convectivos são considerados como estratiforme. A velocidade vertical do ar na nuvem desempenha um papel crucial na distinção entre os dois tipos de precipitação. Nas nuvens de chuva estratiforme (convectiva) a velocidade do ar é menor que (maior que) a velocidade terminal dos cristais de gelo e neve ($1-3 \text{ m s}^{-1}$) (Houze 1993).

As nuvens convectivas apresentam um aquecimento na alta troposfera (devido ao crescimento das partículas nos movimentos ascendentes), enquanto que as estratiformes exibem um aquecimento (a partir do crescimento de partículas mantidas pelo ar ascendente) na metade superior da troposfera e um resfriamento (causado pelo derretimento e evaporação de partículas no ar subsidente) nos baixos níveis (Houze 1982, 1989; Mapes e Houze 1993, 1995).

Para caracterização da precipitação comumente utiliza-se três parâmetros intrínsecos da chuva: (1) a distribuição de tamanho de gotas (n° de gotas m^{-3} ; (2) o conteúdo de água líquida (g m^{-3}); (3) e a taxa de precipitação (mm h^{-1}) (Pruppacher, 1997).

Algoritmos de estimativas de precipitação que utilizam imagens de radar e modelos de nuvens são afetados pela partição da precipitação através de diferentes distribuições de tamanhos de gotas inerente a cada tipo de precipitação (Tokay e Short 1996).

Para propósitos de modelagem de nuvens, é necessário aproximar a distribuição de tamanho de gotas observadas a uma função analítica que pode ser uma distribuição exponencial negativa (Marshall e Palmer 1948; Joss e outros 1968), log-normal (Harden e outros 1977) ou gama (Diermenjain 1969; Waldvogel 1974; Wagner, 1986; Massambani e Morales, 1988, 1990). A distribuição estabelecida por Marshall e Palmer que é descrita por uma função exponencial, cuja forma é aplicável a precipitações de origem estratiforme com baixa intensidade e em zonas temperadas, esta distribuição superestima o número de gotas pequenas, pois cresce exponencialmente quando o diâmetro

da gota tende a zero. Já nas regiões dos trópicos, precipitações com estas características não são muito observadas (Wagner, 1986; Wagner e Massambani, 1986; Massambani e Morales, 1988, 1990; Ajayi e Olsen 1983, 1985; Feingold e Levin 1986; Maciel e Assis 1990).

A representação da precipitação pelos modelos numéricos é complexa, especialmente para modelos de mesoescala com resoluções da ordem de algumas dezenas de quilômetros. Nestas resoluções há a necessidade de se usar dois tipos de esquemas de nuvens simultaneamente: implícito para a parametrização dos processos de sub-grade e explícito para resolver a precipitação na escala de grade do modelo (Belair e Mailhot 2001). Essencialmente o esquema implícito é encarregado de disparar a convecção profunda nos locais e tempos corretos, e verticalmente estabilizar a coluna através das tendências de temperatura e umidade representativas dos processos de sub-grade do modelo. Por outro lado, os esquemas explícitos devem representar corretamente os processos microfísicos das nuvens, tais como condensação, evaporação e sublimação, que ocorrem na escala resolvida pelo modelo.

A representação da partição da precipitação convectiva e estratiforme pelos modelos numéricos de previsão de tempo é fundamental para se obter uma previsão de qualidade (Zhang e outros 1994; Molinari e Dudek, 1992; Hong e Pan, 1998, Belair e Mailhot, 2001). Se o esquema implícito é muito ativo e remove muita energia da porção convectiva do sistema, a condensação da escala de grade do modelo será subestimada e o modelo não será capaz de capturar as circulações de mesoescala associada ao sistema (Belair e outros, 1995). Por outro lado, a condensação da escala do modelo pode ser superestimada e gerar intensas circulações de mesoescala se o esquema implícito não remover suficiente instabilidade na porção convectiva do sistema (Zhang e outros 1988). Com o aumento da resolução esta partição se torna cada vez mais importante, pois os processos de desenvolvimento das nuvens se tornam mais sensíveis com relação à grade resolvida pelo modelo. Ainda

não está claramente definida a resolução a qual se deve ter o esquema explícito dominando a produção de precipitação total dos modelos numéricos. Molinare (1993) recomenda que modelos com resolução maior que 20 km podem reproduzir a convecção cúmulos com satisfatória destreza através de esquemas de parametrização, devido à mesoescala não ser resolvida por essas resoluções. Para modelos com resolução horizontal menor do que 3 km a convecção deve ser resolvida de forma explícita. Entre estes dois extremos de resolução ele sugere uma solução híbrida, com o esquema de parametrização de convecção atuando em conjunto com a forma explícita de representação. Weisman e outros (1988), Lafore e Moncrief (1989), Skamarock (1994) em seus trabalhos com modelos em alta resolução sugerem que resolução mínima de 4 km é necessária para que o sistema de linha de instabilidade seja totalmente resolvido de forma explícita, isto é, sem nenhum esquema implícito.

Belair e Mailhot (2001) simularam um caso de linha de instabilidade com o modelo “Mesoscale Compressible Community” configurado em 2, 6, 18 e 50 km de resolução horizontal. Eles observaram que a representação do sistema se deteriora com a redução da resolução horizontal do modelo devido a não correta representação da partição da precipitação implícita e explícita, que alterou drasticamente com a mudança da resolução horizontal. Nos modelos de menor resolução (18 e 50 km) o sistema é completamente resolvido pelo esquema implícito provocando uma super estimativa da precipitação total quando comparada às observações.

3.0 METODOLOGIA E DADOS

Nesta seção serão descritos os experimentos numéricos com os esquemas de precipitação do modelo Eta, serão mostrados também os casos estudados, bem como os dados utilizados para a avaliação das simulações numéricas

3.1 Modelo Eta

O modelo de área limitada Eta, foi desenvolvido pela Universidade de Belgrado em conjunto com o Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia, e se tornou operacional no National Centers for Environmental Prediction (NCEP) (Mesinger et al. 1988; Black, 1994) em 1993. Esse modelo foi instalado no CPTEC em 1996 com a finalidade de complementar a previsão numérica de tempo realizada desde o início de 1995 com o modelo de circulação geral atmosférico. O modelo regional se propõe a prever com maiores detalhes fenômenos associados a frentes, orografia, brisas marítimas, tempestades severas, etc.

Um resumo das características do modelo Eta é descritas a seguir. Maiores informações podem ser encontradas em Black (1994) e Pielke (2002).

3.1.1 - Coordenada vertical

A coordenada vertical η foi desenvolvida por Mesinger (1984) com o intuito de remover uma grande quantidade de erros que ocorrem nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais, tais como a advecção e difusão horizontal, ao longo de uma superfície de coordenada muito inclinada. Como a coordenada sigma (Phillips, 1957), a coordenada η é fundamentada na normalização da pressão, o que proporciona uma série de vantagens na modelagem das equações que governam a atmosfera. A principal vantagem da coordenada η em relação a sigma está no fato de que na coordenada 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 em regiões montanhosas. Logo a coordenada η pode ser considerada uma alternativa para substituir o sistema sigma.

A coordenada η é definida pela relação:

$$\eta = \left(\frac{p - p_T}{p_{sfc} - p_T} \right) \left[\frac{p_{ref}(z_{sfc}) - p_T}{p_{ref}(0) - p_T} \right] \quad (3.1)$$

onde, P_T é a pressão no topo do domínio (correntemente 50 hPa), P_{sfc} e Z_{sfc} são a pressão e a elevação da fronteira inferior do modelo, respectivamente, e P_{ref} é a pressão de referência que é uma função da distância acima do nível do mar. O primeiro termo do lado direito da Equação 3.1 é a definição padrão da coordenada sigma. O segundo termo é função somente de x e y, e executa a conversão de coordenada sigma em coordenada eta.

A Figura 3.1 mostra uma configuração da estrutura vertical do modelo Eta. Nesta figura temos um exemplo de distribuição de um modelo de mesoescala Eta com 50 camadas. A pressão no lado esquerdo indica as posições das camadas de acordo com a atmosfera padrão, enquanto que os números do lado direito indicam aproximadamente a profundidade em pressão de cada camada em hPa.

O nível mais baixo é configurado com aproximadamente 20 metros dentro da atmosfera padrão. As camadas acima aumentam a espessura gradativamente até a alta troposfera onde elas começam a reduzir a espessura novamente, resultando em um máximo secundário em resolução próximo à tropopausa. O máximo em resolução próximo à superfície tem por finalidade uma melhor representação da camada limite, e o segundo máximo próximo à tropopausa tem por finalidade uma melhor representação da inversão em altos níveis.

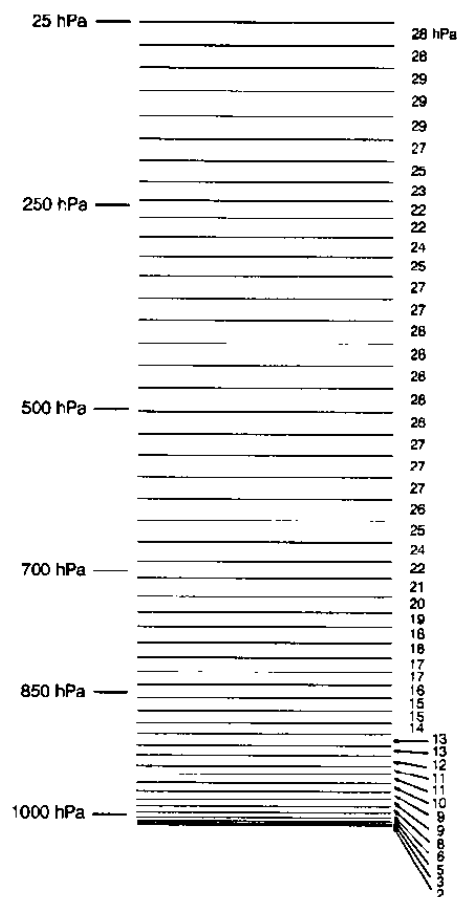


Figura 3.1 - Estrutura vertical do modelo Eta
Fonte: Black 1994

3.1.2 Grade horizontal

A grade E de Arakawa (Winninghoff, 1968; Arakawa e Lamb, 1977) é a base da estrutura horizontal do modelo. Um exemplo da estrutura da grade E é mostrado na Figura 3.2. Cada ponto H representa uma variável de massa, tal como temperatura ou umidade, enquanto que cada ponto V define as componentes horizontais do vento. A distância “d” é o espaçamento entre dois pontos de H ou V adjacentes, e a magnitude desta distância é comumente usada para definir a resolução horizontal do modelo.

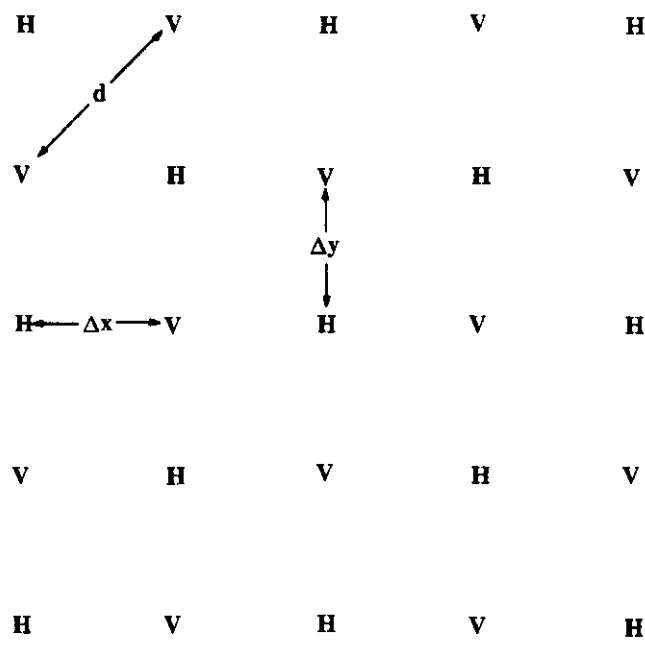


Figura 3.2 - Grade do tipo E de Arakawa

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 do globo de tal maneira que a intercessão 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 uniformemente espaçadas, problemas de convergência dos meridianos minimizados e adequado passo de tempo na integração do modelo.

3.1.3 Topografia

A topografia é representada por degraus discretos cujos topos coincidem exatamente com as interfaces das camadas do modelo (Mesinger e Collins, 1987). Na determinação destas elevações, cada grade horizontal é primeiramente dividida em 16 sub-grades, de modo que se tenha 4 linhas e 4 colunas. Para cada sub-grade é estabelecido um valor de altura proveniente de uma média calculada a partir de dados de elevação do terreno. Para cada linha

e cada coluna da grade é escolhido o maior valor de elevação, o que proporciona oito valores máximos, destes oito valores máximos é feita uma média, que determina para cada grade um valor chamado de altura intermediária. A altura final será obtida simplesmente movendo para cima ou para baixo a altura intermediária em direção a interface do nível que estiver mais próximo.

As alturas das interfaces dos níveis do modelo são previamente determinadas, de acordo com a atmosfera padrão. A distribuição da resolução vertical é especificada de acordo com o modelo.

Na Figura 3.3 temos uma seção vertical representando os níveis mais baixos do modelo. Podemos verificar que as variáveis de massa e componentes horizontais do vento são determinadas no meio da camada entre dois níveis, enquanto que a variável velocidade vertical é determinada nas interfaces.

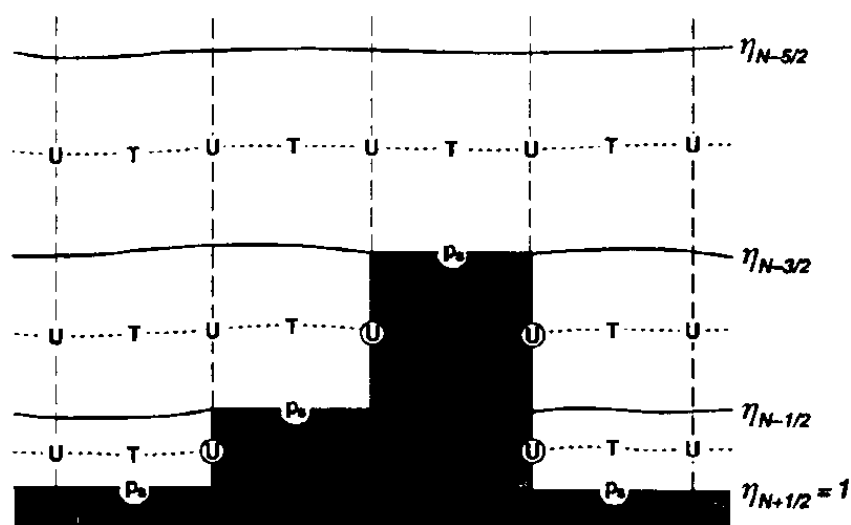


Figura 3.3 - Uma seção vertical idealizada da topografia do modelo

Fonte: Black 1994

3.1.4 Integração

As variáveis prognósticas do modelo Eta são: pressão à superfície, temperatura, umidade específica, componentes horizontais do vento, energia cinética turbulenta e hidrometeoros de nuvem.

3.1.5 Dinâmica

A grade E é essencialmente uma superposição de duas grades C. A integração no tempo utiliza a técnica do particionamento explícito (Gadd, 1978). Os termos devido ao ajuste pelas ondas de gravidade inerciais são integradas separadamente dos termos devido à advecção. Um esquema “forward-backward” modificado por Janjic (1979) trata dos termos responsáveis pelo ajuste, enquanto o esquema “Euler-backward” modificado trata dos termos de advecção horizontal e vertical. O passo de tempo fundamental do modelo é o do ajuste, que equivale à metade do passo de tempo da advecção.

O esquema de diferenças finitas no espaço emprega o método de Janjic (1984) que controla o falso escoamento de energia para as ondas mais curtas.

3.1.6 Troca vertical turbulenta

O cálculo da troca vertical turbulenta segue o esquema proposto por Mellor e Yamada (1974, 1982) e é conduzido a cada quatro passos de ajuste no tempo. Trocas entre as camadas do modelo na atmosfera livre são baseadas no esquema de Mellor-Yamada nível 2.5. Nesse esquema, a energia cinética turbulenta (TKE) é uma variável prognóstica, obtida nas interfaces das camadas do modelo Eta. Os valores de TKE são calculados usando o esquema forward-backward, e então são atualizados, para serem usados no cálculo dos coeficientes de troca para a transferência de calor, umidade e momentum entre camadas adjacentes do modelo.

As trocas que ocorrem entre a superfície da Terra e a primeira camada mais baixa do modelo seguem o esquema de Monin-Obukhov com as funções de estabilidade de Paulson. Nesse esquema o regime turbulento é determinado pelas derivadas verticais das variáveis de grande escala resolvidas pelo modelo (T , Q , U , V) e consideram os fluxos constantes nesta camada.

Na parte inferior da camada de superfície, é colocada uma fina camada chamada de “camada de turbulência dinâmica”. Sobre as superfícies líquidas essa camada é substituída pela presença de uma subcamada viscosa que descreve as diferenças dos valores de temperatura, umidade e momentum na própria superfície e aqueles da atmosfera. Essa subcamada segue a parametrização de Liu e outros (1979) e Mangarella e outros (1973).

3.1.7 Radiação

A parametrização da radiação do modelo Eta foi desenvolvida no Geophysical Fluid Dynamics Laboratory (GFDL). O esquema de cálculo da radiação de ondas curtas segue o esquema de Lacis e Hansen (1974), enquanto que a radiação de onda longa segue o de Fels e Schwarzkopf (1975). Os dois esquemas são chamados a cada hora de integração. As tendências da temperatura da atmosfera devido aos efeitos radiativos são aplicadas após cada passo de ajustamento no tempo.

As nuvens estratiformes e cumuliformes (Slingo, 1987) são diagnosticados baseando-se na umidade relativa e na taxa de chuva convectiva do modelo. O esquema de parametrização de nuvens proposto por Ferrier (2004) é usado na parametrização de radiação, proporcionando resultados mais acurados. Da climatologia são retirados os valores da distribuição de dióxido de carbono e de ozônio, e do albedo da superfície inicial.

3.1.8 Esquema de microfísica de nuvens Ferrier

O esquema de nuvens do modelo Eta foi formulado para prever a variação de seis formas da substância água. O esquema representa a nuvem e a chuva da escala de grade do modelo. O texto a seguir descreve as principais características do esquema.

O esquema de microfísica de nuvens Ferrier (daqui por diante referenciado como FR) prevê a variação da água na forma de: vapor de água, água de nuvem, gelo de nuvem, neve, granizo e “sleet”

- i. Variáveis prognósticas: o esquema prevê as mudanças na umidade específica do vapor d'água. O esquema prevê a condensação total, que é a soma da água de nuvem (gotas pequenas não precipitantes), chuva (gotas grandes) e gelo. Todos podem coexistir a temperaturas maior que -10 °C. A categoria de gelo é formada de pequenos cristais de gelo, que são dominantes em nuvens cirrus na alta troposfera, e partículas maiores em forma de neve (agregados), “ice pellets”, “graupel”, e granizo, que são dominantes em níveis inferiores.
- ii. Algoritmo de condensação: mudanças entre o vapor d'água e a condensação de nuvem são determinadas baseadas no algoritmo proposto por Asai (1965). Os campos de temperatura, umidade, e a água de nuvem condensada são ajustados considerando-se um limiar de umidade relativa do ar associado com o início da condensação. Esse limiar é dado em função da resolução horizontal do modelo. E se aproxima de 100% para modelos em altas resoluções (1-2 km).
- iii. Fluxo de precipitação e armazenamento: a precipitação é prevista pela integração dos fluxos de precipitação do topo da nuvem até a superfície. A precipitação é dividida em armazenamento local, proporcional à espessura da camada e precipitação que cai através da base da grade do modelo.

- iv. Tipos de precipitação e física da colisão (“rime physics”): a precipitação pode ser na forma de chuva, chuva congelada, e gelo. A densidade do gelo varia dependendo do processo de formação. De baixa densidade pelo congelamento água de nuvem ou da chuva super gelada (“sleet”) sobre a neve de baixa densidade (“fluffy snow”), ou de alta densidade pelo congelamento da neve derretida (granizo) ou congelamento de água de nuvem super gelada (“ice pellets/graupele”).
- v. Condições de mistura de fases: processos entre diferentes estados de fase são considerados ocorrerem a temperaturas acima de -10 °C. Em temperaturas mais frias assume-se que a chuva super gelada congela formando granizo e a gota super-gelada congela formando gelo de nuvem.
- vi. Processos de congelamento e derretimento: o calor latente associado à fusão da água (“riming”) no gelo, do congelamento de chuva super gelada, e do derretimento de todas as partículas de gelo são consideradas.

Os processos microfísicos considerados pelo esquema são:

- a) Condensação/evaporação da água de nuvem
- b) Deposição/sublimação dos cristais de gelo
- c) Coleta da água de nuvem pela precipitação
- d) Crescimento da precipitação de gelo por “riming”
- e) Aglutinação de água da nuvem para formar chuva
- f) Congelamento da chuva sobre grandes partículas de gelo a temperaturas super baixas
- g) Condensação sobre gelo em derretimento
- h) Derretimento do gelo
- i) Autoconversão da água de nuvem em chuva
- j) Coleta da água de nuvem para chuva
- k) Evaporação da chuva

3.1.9 Esquema de parametrização da precipitação convectiva Kain-Fritsch

Nesta seção daremos uma descrição das principais características do esquema de parametrização Kain-Fritsch (daqui por diante referenciado como KF). Uma descrição mais detalhada sobre o esquema pode ser encontrada em Kain e Fritsch (1990, 1993) e Kain (2002)

Este esquema de parametrização cumulus foi desenvolvido a partir do esquema de parametrização convectiva de Fritsch-Chappell (Fritsch e Chapell, 1980). É um esquema do tipo fluxo de massa e usa o método da parcela Lagrangeano para identificar a presença da instabilidade na atmosfera. O esquema pode ser dividido em três partes fundamentais:

- i) *Função de gatilho*: Primeiro identificam-se camadas com potencial para nuvens convectivas. A temperatura da parcela é comparada com a do ambiente e verifica-se a flutuabilidade se positiva ou negativa. Calcula-se então a velocidade vertical na base da nuvem e em todos os níveis. São incluídos os efeitos do entranhamento e detranhamento.
- ii) *Formulação do fluxo de massa*: os fluxos ascendentes convectivos são representados usando um modelo de entranhamento/detranshamento. Neste modelo as taxas de entranhamento e detranhamento são inversamente proporcionais.
- iii) *Fechamento*: Fundamentalmente o esquema redistribui a massa na coluna usando os fluxos de massa ascendentes e descendentes da parcela e o fluxo de massa do ambiente até que 90% do CAPE (convective available potential energy) inicial seja removido.

A versão do esquema de parametrização acoplado ao modelo Eta possui um parâmetro que controla a fração da água/gelo de nuvem gerado pelo esquema em precipitação na forma de chuva/neve, denomina-se esse parâmetro daqui para frente como S1. Este parâmetro varia entre os valores de 0 a 1, onde,

quando $S1=0$ todo condensado na forma de água/gelo gerado no ponto de grade será convertido em chuva/neve. Quando $S1>0$, uma fração da água condensada gerado no ponto de grade é convertida em precipitação/neve e a outra parte é mantida no ponto de grade como água/gelo de nuvem. Quando $S1=1$ toda a condensação gerada pelo esquema de KF é mantida no ponto de grade e o esquema não produz nenhuma precipitação.

3.2 Configuração do modelo

O modelo Eta foi configurado com 20, 10 e 5 km de resolução horizontal. Os testes com diferentes resoluções horizontais têm por objetivo a determinação da partição da precipitação implícita e explícita do modelo Eta com a resolução horizontal. Para as grades de 20 e 10 km, a resolução vertical foi de 38 camadas e o modelo foi rodado no modo hidrostático. Os passos de tempo para cada experimento foram, respectivamente, 40 e 20 segundos. Para a grade de 5 km o modelo foi rodado no modo não hidrostático com 50 camadas na vertical. O passo de tempo foi de 10 segundos. Os domínios das 3 resoluções foram configurados de forma a cobrir a mesma região. Sendo assim, as condições iniciais e de contorno utilizadas pelos experimentos com diferentes resoluções horizontais foram as mesmas, o que reduz as diferenças entre as condições de contorno nos resultados, e permitindo a comparação entre os experimentos. A precipitação explícita do modelo é resolvida pelo esquema de microfísica de nuvens FR e a precipitação implícita pelo esquema de parametrização de convecção KF. A Figura 3.4 mostra em destaque a topografia da região coberta pelos experimentos nas três resoluções consideradas neste estudo.

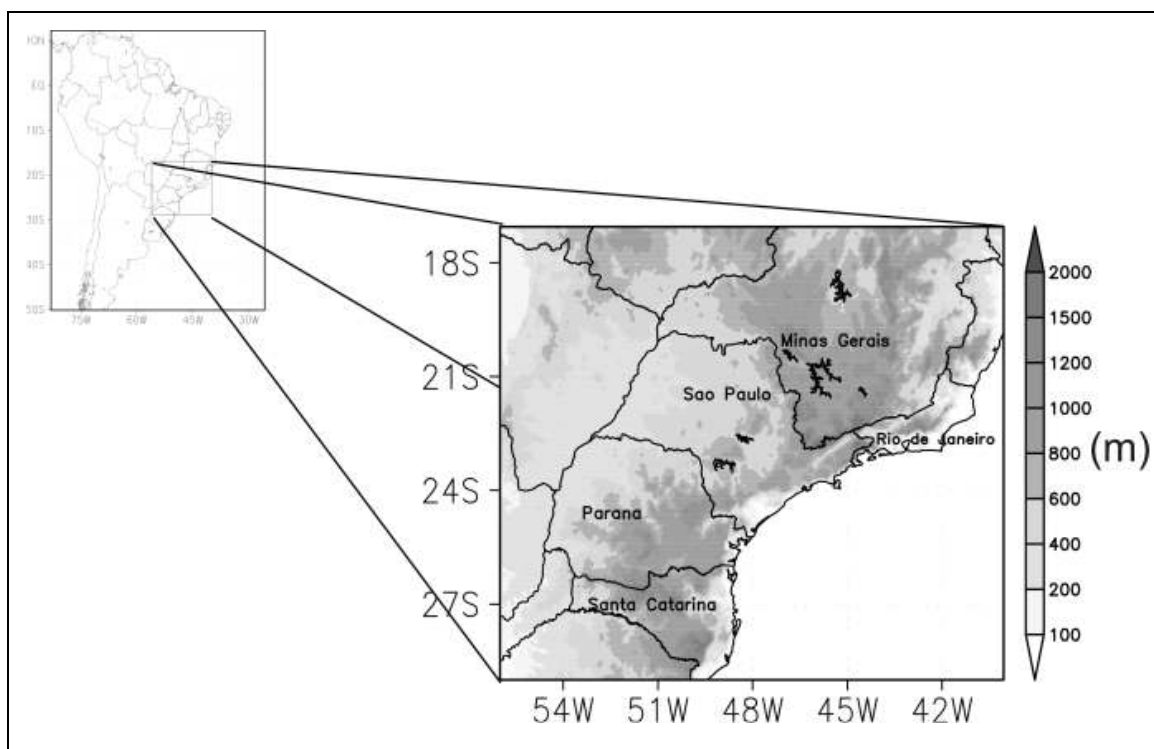


Figura 3.4 - Região de abrangência das simulações numéricas com o modelo de mesoescala Eta. O campo sombreado indica a topografia da região (m).

3.3 Experimento controle

O modelo Eta com a configuração original foi rodado para as resoluções horizontais de 20, 10 e 5 km. Estas rodadas foram realizadas com o objetivo de se verificar o comportamento do modelo em prever os eventos precipitantes na Região Sudeste. Para servir como base para as comparações das modificações propostas para o modelo. A versão controle será comparada com diferentes testes com os esquemas de precipitação do modelo. Os experimentos controle serão referenciados no texto como C20, C10 e C5, respectivamente para as resoluções de 20, 10 e 5 km.

3.4 Modificação do esquema de parametrização Kain-Fritsch

Um parâmetro adicional, S2, foi introduzido no código do esquema de parametrização KF. Quando $S1 > 0$, o parâmetro S2 atua evaporando uma

fração da água líquida e gelo que é deixada no ponto de grade do modelo, e as tendências de temperatura e de umidade devido a essa fração evaporada deixam de ser aplicadas pelo esquema. Deste modo, parte da água é mantida como água e gelo de nuvem e parte é evaporada e aumenta a umidade do ambiente. As tendências de temperatura e umidade devido a evaporação são aplicadas, de forma que o ambiente é resfriado e umedecido. O parâmetro S_2 pode assumir qualquer valor entre 0, quando toda a água líquida/gelo é mantido no ponto de grade do modelo, e 1, quando toda a água líquida/gelo é evaporado. As Equações 3.2 e 3.3 definem a conversão da condensação gerada pelo esquema KF em água líquida/gelo e precipitação através do parâmetro S_1 . Na versão controle o parâmetro S_1 é igual a 0, portanto, na versão controle a condensação é toda convertida em precipitação.

$$P_{conv} = q_i(1 - S_1) \quad (3.2)$$

$$C_w = q_i S_1 \quad (3.3)$$

Onde P_{conv} é a precipitação convectiva; q_i é a razão de mistura do hidrometeoro presente no ponto de grade, o índice i denota a água líquida ou o gelo presente no ponto de grade; C_w é a água de nuvem/gelo deixada no ponto de grade pelo parâmetro S_1 ; E é a evaporação do condensado; e S_1 é o parâmetro de conversão.

As Equações 3.4 e 3.5 foram introduzidas no código do esquema KF com o intuito de se controlar a partição da condensação deixada no ponto de grade do modelo na forma de água de nuvem/gelo, quando $S_1 > 0$. Uma fração é mantida na grade na forma de água líquida/gelo e o restante é evaporado, retornando para a grade do modelo na forma de umidade.

$$C_{w_1} = C_w(1 - S_2) \quad (3.4)$$

$$E = C_w S_2 \quad (3.5)$$

Onde C_{w_1} é a água de nuvem/gelo deixada no ponto de grade devido à atuação do parâmetro de retorno S_2 ; E é a evaporação do condensado.

Os parâmetros S_1 e S_2 podem tomar qualquer valor entre 0 e 1. Para reduzir o número experimentos, os valores de S_1 e S_2 foram considerados com sendo iguais. A combinação dos valores de S_1 e S_2 permite testar a resposta do modelo para controlar o esquema de conversão da condensação para a precipitação convectiva. Um parâmetro F é introduzido no modelo para controlar simultaneamente os parâmetros S_1 e S_2 .

Para o caso controle $F = 1$ quando S_1 e S_2 forem iguais a 0. $F=0$ quando S_1 e S_2 forem iguais a 1, que representa a situação em que toda a condensação será evaporada e o esquema de parametrização de KF não irá produzir precipitação. O parâmetro F fornece o quanto de água líquida/gelo será convertida em precipitação e quanto será deixada no ponto de grade do modelo.

A partição da razão de mistura do hidrometeoro presente no ponto de grade do modelo fica da seguinte forma:

$$q_i = q_i(1 - S_1) + q_i S_1 S_2 + q_i S_1 (1 - S_2) \quad (3.6)$$

$$S_1 = S_2 = S = 1 - F \quad (3.7)$$

$$q_i = \underbrace{q_i F}_A + \underbrace{q_i (1 - F)^2}_B + \underbrace{q_i F (1 - F)}_C \quad (3.8)$$

Onde os termos do lado direito da Equação 3.5 representam a fração convertida para precipitação convectiva (A); a fração evaporada (B) e a fração do condensado deixada no ponto de grade na forma de água de nuvem (C). A Figura 3.5 mostra graficamente a variação dos termos A, B e C da Equação 3.8 em função do parâmetro F .

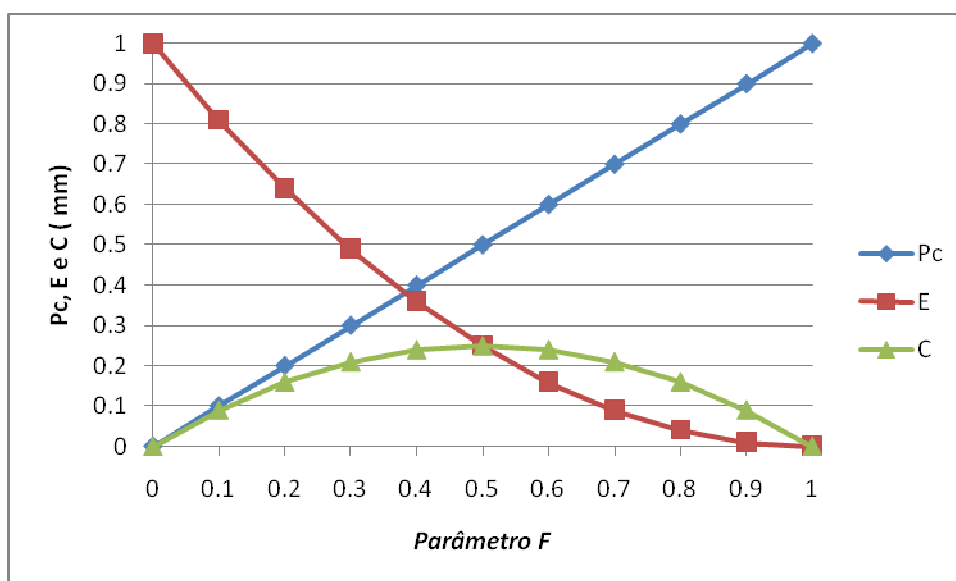


Figura 3.5 – Variação da fração de água/gelo de nuvem convertida para: precipitação convectiva (linha azul); evaporada (linha vermelha) e deixada no ponto de grade na forma de água/gelo de nuvem (linha verde) (mm).

3.5 Testes com o parâmetro de conversão F

Testes de sensibilidade foram feitos com o parâmetro F assumindo os valores de 0,8; 0,6; 0,4 e 0,2. Para $F=0,8$, a conversão da condensação gerada pelo esquema de parametrização de convecção KF em precipitação convectiva será reduzida em 20%; para $F=0,6$ a redução será de 40% e assim por diante. O experimento com $F=1$ equivale ao experimento controle.

Este conjunto de experimentos foram realizados com o modelo Eta configurado nas grades de 20, 10 e 5 km de resolução horizontal. Estes experimentos foram realizados com a finalidade de definirmos a partição da condensação gerada pelo esquema KF, em precipitação convectiva e água de nuvem, que melhor reproduz a partição da precipitação total em implícita e explícita para cada uma das resoluções horizontais utilizadas no presente trabalho. A Tabela 3.1 lista os experimentos com o parâmetro F que foram executados para cada resolução.

Tabela 3.1 – Experimentos com o parâmetro F para as resoluções horizontais de 20, 10 e 5 km.

Parâmetro <i>F</i>	Resolução Horizontal (km)		
	20	10	5
0,8	F208	F108	F58
0,6	F206	F106	F56
0,4	F204	F104	F54
0,2	F202	F102	F52

3.6 Testes de sensibilidade com o esquema de microfísica de nuvens FR

Testes de sensibilidade foram feitos com o esquema de microfísica de nuvens com o objetivo de se conhecer os parâmetros que se mostram mais sensíveis na produção de precipitação pelo esquema de microfísica FR.

O modelo foi integrado com as resoluções horizontais de 20 e 5 km por 24 h para um evento onde o esquema de microfísica FR estava ativo. As tendências de temperatura, umidade e água/gelo de nuvem foram gravados a cada passo de tempo da física do modelo, que para ambas as resoluções foram de 400s.

Os parâmetros testados foram:

1. Efeito da ventilação da chuva.

Quando a gota possui um tamanho suficiente para que sua velocidade de queda em relação a sua vizinhança não seja desprezível, o ar ambiente próximo da gota em queda é constantemente repostado e o campo de vapor não é uniforme ao redor da gota. As taxas de transferência de calor e de massa aumentam e são maiores na face da gota voltada para o fluxo. Esse efeito aumenta com o aumento da velocidade de queda da gota. Por conveniência, esse coeficiente é considerado como sendo igual para a transferência de massa e calor. Para gotas menores do que 10 μm o efeito da ventilação é desconsiderado. Desde que o crescimento das gotas por deposição de vapor é desprezível em relação aos

processos de colisão e agregação o efeito da ventilação das gotas de chuva também é desprezível nos processos de crescimento das gotas, porém esse efeito é significativo nos processos evaporação da precipitação.

2. Efeito da ventilação do neve

O efeito da ventilação da neve é considerado a partir do momento em que os cristais atingem, por difusão de vapor d'água, um tamanho onde se inicia a sua queda. Esse parâmetro influencia a taxa de crescimento e diminuição dos cristais de gelo por difusão de vapor de água.

3. Taxa de coalescência das gotas

É definida pela razão entre o número de partículas que colidem e se agregam e o número total de colisões. Influencia o crescimento das gotas de nuvem pelo processo de coalescência.

4. Taxa de agregação dos cristais de gelo

É definida pela razão entre o número de partículas que colidem e se agregam e o número total de colisões. Influencia o crescimento dos cristais de gelo pelo processo de agregação.

5. Velocidade Terminal de queda das gotas de nuvem.

A velocidade terminal de queda das gotas de nuvem é alcançada quando a resistência do ar se iguala à força da gravidade. Nesta situação as gotas caem com uma velocidade constante que é denominada de Velocidade Terminal de queda das gotas de chuva. Esse parâmetro é importante, pois o mesmo influencia diretamente na taxa de colisões entre as gotas.

6. Velocidade de queda dos cristais de gelo.

Similar à velocidade de queda das gotas, é a velocidade com que o cristal de gelo cai após ocorrer o balanço entre as forças de resistência do ar e gravitacional. Diferentes tipos de cristais de gelo possuem diferentes velocidades terminais. Este parâmetro influencia a taxa de colisão entre o gelo e os hidrometeoros que se encontram em seu caminho.

7. Umidade relativa crítica para o início da condensação

O parâmetro 7 é controlado através de uma função dependente da resolução proposta por Asai (1965). A equação é da forma:

$$RH_{cr} = A + B \left(\frac{C - \Delta x}{D} \right)^E \quad (3.6)$$

Os valores típicos utilizados por Asai são: A=0.9; B=0.08, C=100, D=95 e E=0.5

Onde Δx representa a resolução horizontal do modelo.

Esse parâmetro controla a umidade relativa crítica na qual se inicia a formação das gotas por deposição de vapor.

Com o objetivo de testar a sensibilidade do modelo na produção de precipitação explícita com relação à variação dos parâmetros de 1 a 6, os mesmos foram acrescidos e reduzidos em 50% do seu valor original. Para o parâmetro 7 os seguintes parâmetros foram substituídos na equação 3.6: B=0,088; C=50; D=47 e E=0,95 (França, 2008). Com isso o parâmetro RH_{cr} passou a variar entre 0,9 para modelos com tamanho de grade maior que 50 km e 0,988 para modelos com tamanho de grade menor do que 3 km. A alteração dos parâmetros na Equação 3.6 tem como objetivo aumentar o intervalo de variação do parâmetro RH_{cr} .

3.7 Dados

Para a verificação das simulações numéricas obtidas com o modelo Eta foram utilizados dados provenientes da campanha TroCCiBras (Tropical Convection and Cirrus Brazilian experiment) e dos dados disponíveis no CPTEC/INPE (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais). A campanha TroCCiBras foi conduzida no período de 21 de janeiro a 11 de março de 2004 no IPMet/UNESP (Instituto de Pesquisas Meteorológicas da Universidade do Estado de São Paulo) em Bauru. Durante o experimento foi construída a base de dados com vários tipos de medidas atmosféricas, tais como: dados do radar de Bauru, radiossondagens, observações de superfície, etc. Os dados disponíveis no CPTEC/INPE são: imagens de satélite, dados de superfície SYNOP e PCDs (Plataformas automáticas de Coletas de Dados), análise do modelo Global do NCEP, etc.

3.7.1 Radar meteorológico de Bauru

Os dados de radar utilizados neste trabalho foram coletados pelo radar meteorológico banda-S Doppler localizado em Bauru (Latitude 22°21'28" S, Longitude 49°01'36" W, 624 m) Este radar é operado pelo IPMet/UNESP. A Figura 3.6 mostra a área de alcance quantitativo dos dados coletados pelo radar (240 km de raio).

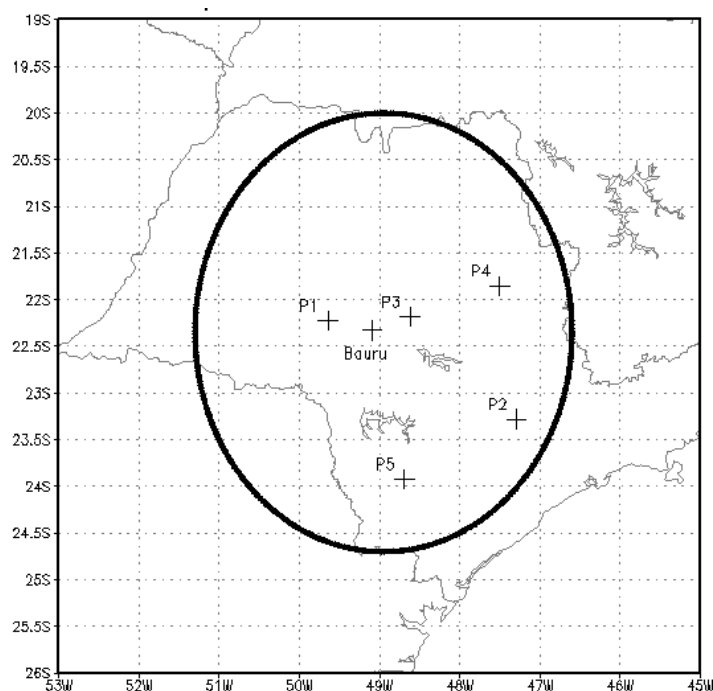


Figura 3.6 - Área de alcance quantitativo do radar meteorológico de Bauru.

As principais características do radar são: abertura de feixe de 2° , varreduras volumétricas até 240 km utilizando 11 elevações (de 0.3° a 35°); resolução radial de 1 km e azimutal de 1° . A resolução temporal de coleta dos dados é de 15 minutos ou menos, registrando e armazenando as informações de refletividade, velocidade radial e largura espectral (Held, 2007). Informações mais detalhadas sobre as características do Radar de Bauru pode ser encontrado em Held(2007).

Foram obtidas as estimativas de precipitação a partir dos dados volumétricos e utilizadas para avaliar a precipitação obtida pelos experimentos numéricos. A estimativa de precipitação do radar fornece a partição da precipitação convectiva e estratiforme com frequência de 1 hora.

3.7.2 Identificação das áreas de precipitação através dos dados de radar

Os dados de estimativa de precipitação baseada nos dados do radar meteorológico de Bauru foram obtidos através do software TITAN -

Thunderstorm Identification, Tracking, Analysis, and Nowcasting (Dixon e Wiener, 1993). O TITAN é um sistema desenvolvido por pesquisadores do *National Center for Atmospheric Research* (NCAR), em Boulder, Estados Unidos, para a manipulação de informações de radares meteorológicos. O software processa e analisa os dados coletados pelo radar e determina diversas propriedades das tempestades, tais como, como volume médio, área média, altura dos topos dos ecos, refletividade máxima e média bem como velocidade e deslocamento dos sistemas precipitantes, etc. Maiores detalhes sobre o software pode ser encontrado em Dixon e Winer (1993).

Os dados de radar podem ser manipulados pelo sistema TITAN de duas formas: 1) em modo de previsão imediata, onde os deslocamentos das tempestades são determinados baseados na metodologia dos centróides; 2) em modo de análise, onde podemos processar e analisar dados históricos.

A identificação das áreas de precipitação é feita considerando-se um limiar inferior de refletividade, por exemplo, 10, 25, 30 dBZ, um volume de tempestade maior que 30 km³ e 1km acima do solo, num tempo mínimo de duração menor do que 15 minutos. A relação entre refletividade do radar e taxa de precipitação (relação Z-R) é utilizada para a determinação dos volumes de chuvas associados às áreas de eco do radar.

O TITAN possui um aplicativo que define uma máscara de tipo de precipitação (convectiva ou estratiforme) para cada volume amostrado pelo radar baseado no esquema proposto por Steiner (1995). Neste esquema a identificação dos pontos de precipitação convectiva é feita em 3 etapas que são descritas a seguir: 1) inicialmente são identificados como convectivos todos os pontos onde a refletividade exceder a 40 dBZ; 2) a segunda etapa define como convectivo todos os pontos dentro de um raio de 5 km do ponto que excedeu a 40 dBZ; 3) na terceira etapa é considerado um círculo de raio de 11 km ao redor do ponto, e são definidos como convectivos os pontos que excederem a refletividade média dos pontos que estão dentro do círculo de raio de 5 km. Os

pontos não identificados como sendo convectivos serão considerados como estratiforme.

3.7.3 Análise do modelo global do NCEP

As análises do modelo de circulação geral da atmosfera do NCEP com resolução T126L28 estão disponíveis a cada 6 horas e foram utilizadas como condições iniciais e de contorno para as simulações com o modelo de mesoescala Eta. As análises pós processadas em ponto de grade e em níveis de pressão foram utilizadas para verificar os resultados das simulações numéricas.

3.7.4 Imagens de satélite

Foram utilizadas as imagens diárias e de brilho médio do satélite geoestacionário GOES-12 no canal infravermelho para verificar o posicionamento dos sistemas meteorológicos.

3.7.5 Estações de superfície SYNOP e PCDs

O fluxo de dados do GTS (Global Telecommunications System) e os dados das redes de PCDs do INPE e do IAC (Instituto Agrônomo de Campinas) foram utilizados no presente trabalho para avaliar a precipitação total obtida pelo modelo. A frequência temporal dos dados provenientes do GTS e a base de dados do IAC foram diária, acumulados válidos para as 12Z. A frequência temporal da rede de estações de PCDs do INPE foi de 3 horas.

3.7.6 Equitable Threat Score (ETS) e BIAS

O Equitable Threat Score (ETS) e o BIAS são índices objetivos utilizados na avaliação de previsões de precipitação em diferentes limiares de chuva (Mesinger e Black, 1992). Estes índices medem a capacidade da previsão em

estimar corretamente chuvas acima de determinados valores. Uma previsão de precipitação perfeita resulta em valores de ETS e BIAS iguais a 1. Valores de BIAS superiores (inferiores) a 1 indicam uma superestimativa (subestimativa) da previsão. As precipitações avaliadas são as previsões acumuladas em 24 horas as 1200 UTC.

O ETS e o BIAS da precipitação são calculados a partir das expressões:

$$ETS = \frac{H-CH}{F+O-H-CH} \quad (3.7)$$

$$CH = \frac{F*O}{N} \quad (3.8)$$

$$BIAS = \frac{F}{O} \quad (3.9)$$

em que F é o numero de pontos de precipitação prevista acima de um determinado limite, O é o numero de pontos de precipitação observada acima de um determinado limite, H é o número de acertos e CH é o número de pontos certos aleatórios.

3.7.8 Erro Médio (MAE) e Raiz Quadrada do Erro Quadrático Médio (RMSE)

Como critérios estatísticos na validação da precipitação estimada pelo radar e os dados de PCDs, foram calculados o Erro Absoluto Médio (Mean Absolute Error – MAE) e o Erro Médio Quadrático (Root Mean Squared Error - RMSE) (Stanski e outros 1989). As medidas MAE e RMSE são expressas, respectivamente, por:

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i) \quad (3.10)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_i - O_i)^2} \quad (3.11)$$

Onde P_i é o valor estimado; O_i é o valor observado; n é o número de observações.

3.8 Seleção dos casos

O caso de ZCAS ocorrido entre os dias 24 e 29 de janeiro de 2004 (ZCAS0104) foi escolhido para verificação e ajuste da partição da precipitação total em precipitação implícita e explícita.

3.8.1 Evento ZCAS0104

O evento de ZCAS0104 foi escolhido para um estudo detalhado dos impactos na partição da precipitação devido: (i) à mudança da resolução horizontal do modelo; (ii) modificação proposta para o esquema de parametrização de convecção KF. O sistema de ZCAS Foi escolhido por ser um sistema semi-estacionário que produz uma grande quantidade de precipitação durante o seu período ativo. Uma importante característica desse sistema é a presença de células convectivas embebidas em uma região de precipitação estratiforme.

A imagem do satélite GOES-12, média do período selecionado (Figura 3.7) mostra a presença da ZCAS sobre o Estado de São Paulo. A banda de nebulosidade apresenta uma orientação meridional, cujo eixo se estende desde a parte central do Brasil em direção à parte sul de São Paulo, prolongando-se sobre o Oceano Atlântico.

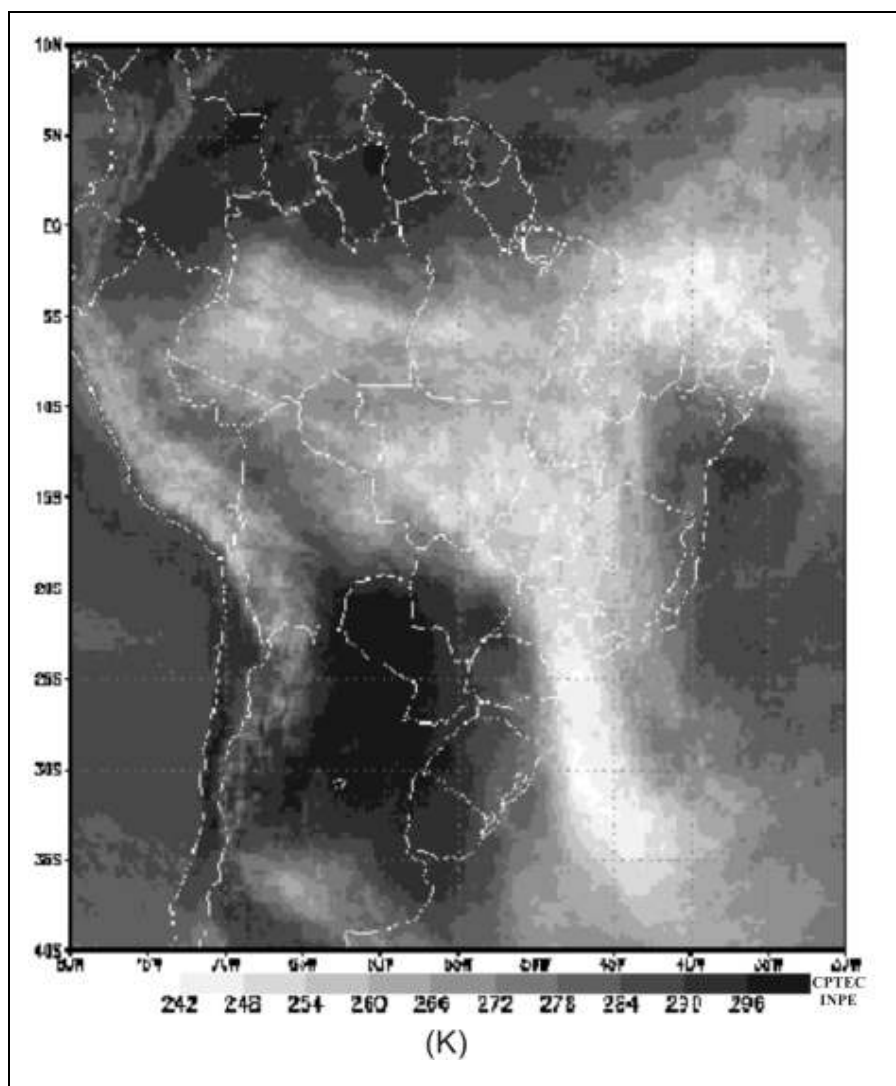


Figura 3.7 – Imagem de brilho médio do satélite GOES-12 para o período entre 24 e 29 de janeiro de 2004.

Chuvas significativas foram observadas sobre a Região Sudeste do Brasil, principalmente na parte sul do Estado de São Paulo. A Figura 3.8 mostra o total de precipitação acumulada durante o período do evento sobre a área de estudo. Observa-se que os núcleos mais intensos de precipitação ocorreram na parte central e sul do estado, onde os acumulados de 5 dias de precipitação variaram entre 300 e 400 mm.

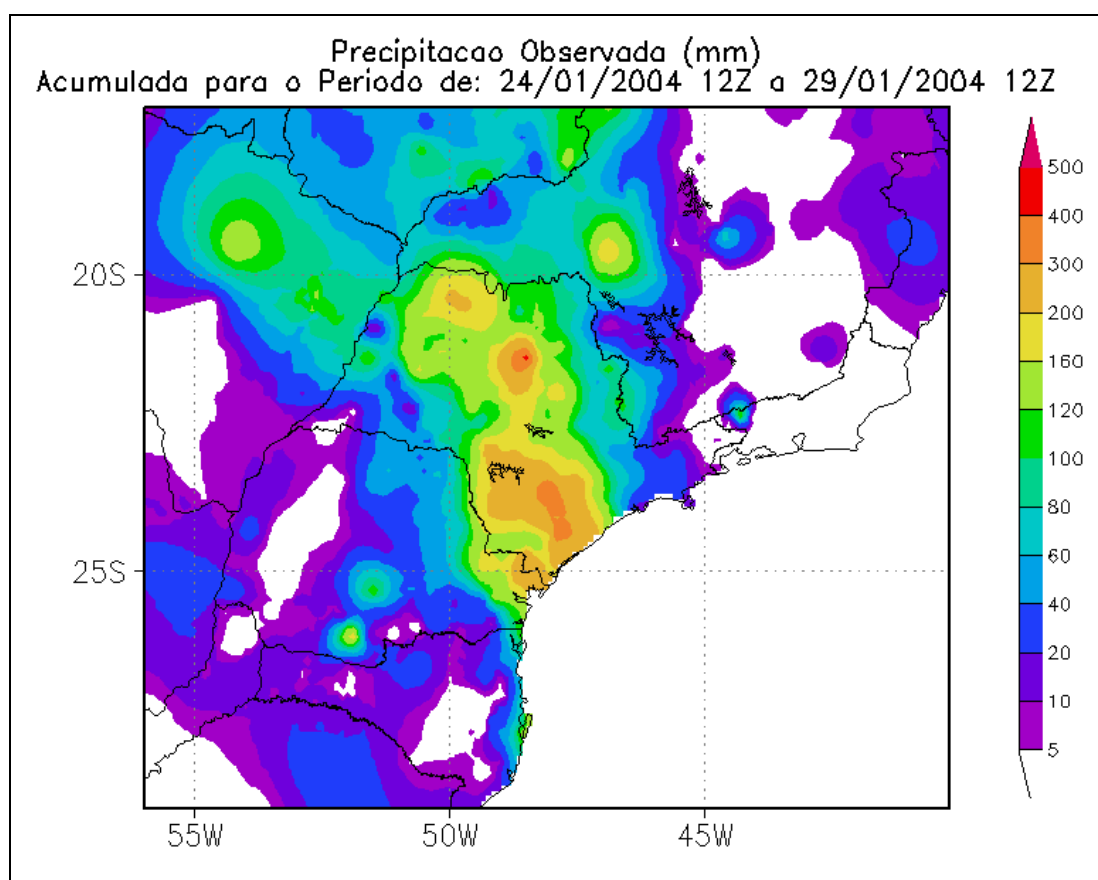


Figura 3.8 – Precipitação observada acumulada (mm) para o período de 24/01/2004, 12Z a 29/01/2004, 12Z.

3.8.2 Análise dos campos médios

As linhas de corrente em altos níveis mostram a circulação de grande escala associada ao evento (Figura 3.9a). Um forte fluxo divergente é observado em conexão com a frente fria em superfície, esse fluxo divergente se estendeu da bacia amazônica em direção ao sudeste do Atlântico subtropical. O posicionamento do sistema sobre as regiões Sul e Sudeste do Brasil foi sustentada por um cavado em altos níveis induzido pela presença da circulação da Alta da Bolívia e do Vórtice Ciclônico do Nordeste. Em baixos níveis observa-se sobre as regiões Sul e Centro-Oeste a ação de um sistema de baixa pressão com dois núcleos fechados, um sobre a divisa dos Estados do Mato Grosso, Mato Grosso do Sul e Goiás, e outro na divisa do Brasil com o Uruguai (Figura 3.9b). O campo sombreado da Figura 3.9b mostra a

convergência de umidade em 850 hPa. Nota-se que a configuração em baixos níveis favoreceu o transporte de umidade da bacia amazônica para o Estado de São Paulo, suprimindo com umidade o sistema de ZCAS que se estabeleceu na região.

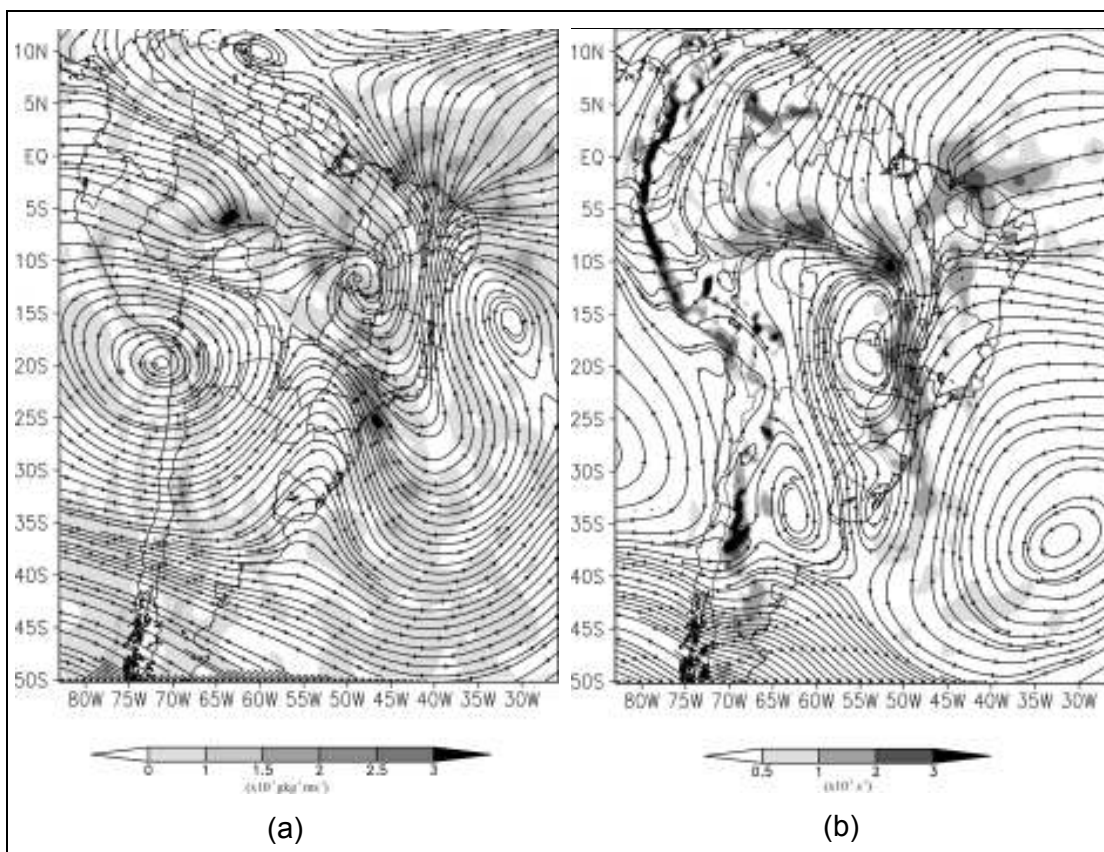


Figura 3.9 – Campos médios durante o período do evento de ZCAS0104. (a) linha de corrente e divergência de massa (campo sombreado) em 250 hPa; (b) linha de corrente e convergência de umidade (campo sombreado) em 850 hPa. As barras de cores indicam os valores dos campos sombreados nas figuras.

3.8.3 Evolução diária do evento ZCAS0104

A seguir serão mostradas as imagens de satélite e a precipitação diária do evento ZCAS0104 com o intuito de se identificar a evolução temporal do evento e determinar os períodos mais ativos do evento.

3.8.4 Imagens do satélite GOES-12 no canal infravermelho

A Figura 3.10 mostra a seqüência das imagens do satélite GOES-12 para os dias de 25 a 29 de janeiro de 2004. Observa-se a banda de nebulosidade associada ao evento de ZCAS permanece estacionária sobre a Região Sudeste do Brasil. Verifica-se que o período de maior atividade do sistema sobre o Estado de São Paulo ocorreu entre os dias 25 e 27. Após esse período o sistema perde a intensidade até se dissipar por completo entre os dias 29 e 30.

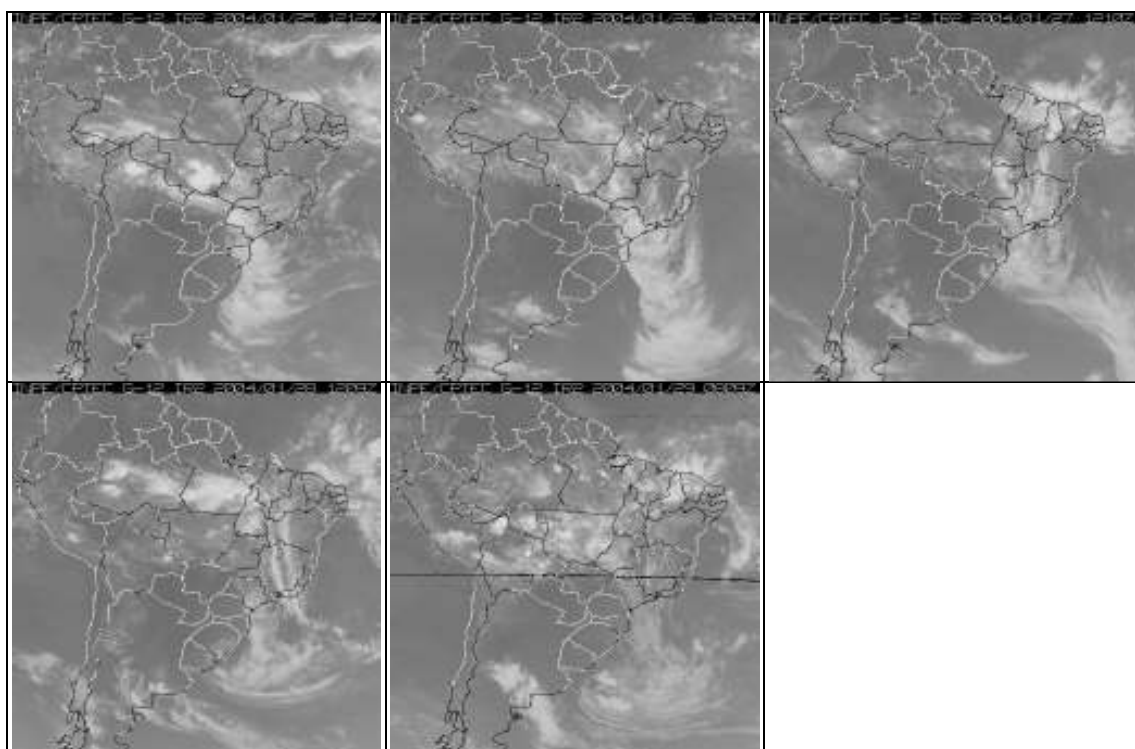


Figura 3.10 - Imagens do satélite geoestacionário GOES-12 no canal infravermelho. Período de 25 a 29 de janeiro de 2004.

3.8.5 Precipitação observada em superfície

O campo de precipitação acumulada em 24 horas (Figuras 3.11a a 3.11f) mostra um sistema frontal organizado atuando sobre o Estado de São Paulo e Região Centro-Oeste do Brasil. A maior parte da precipitação acumulada

durante o período do evento ocorreu nos dias 25, 26 e 27, onde se observa núcleos acima de 120 mm acumulados em 24 horas.

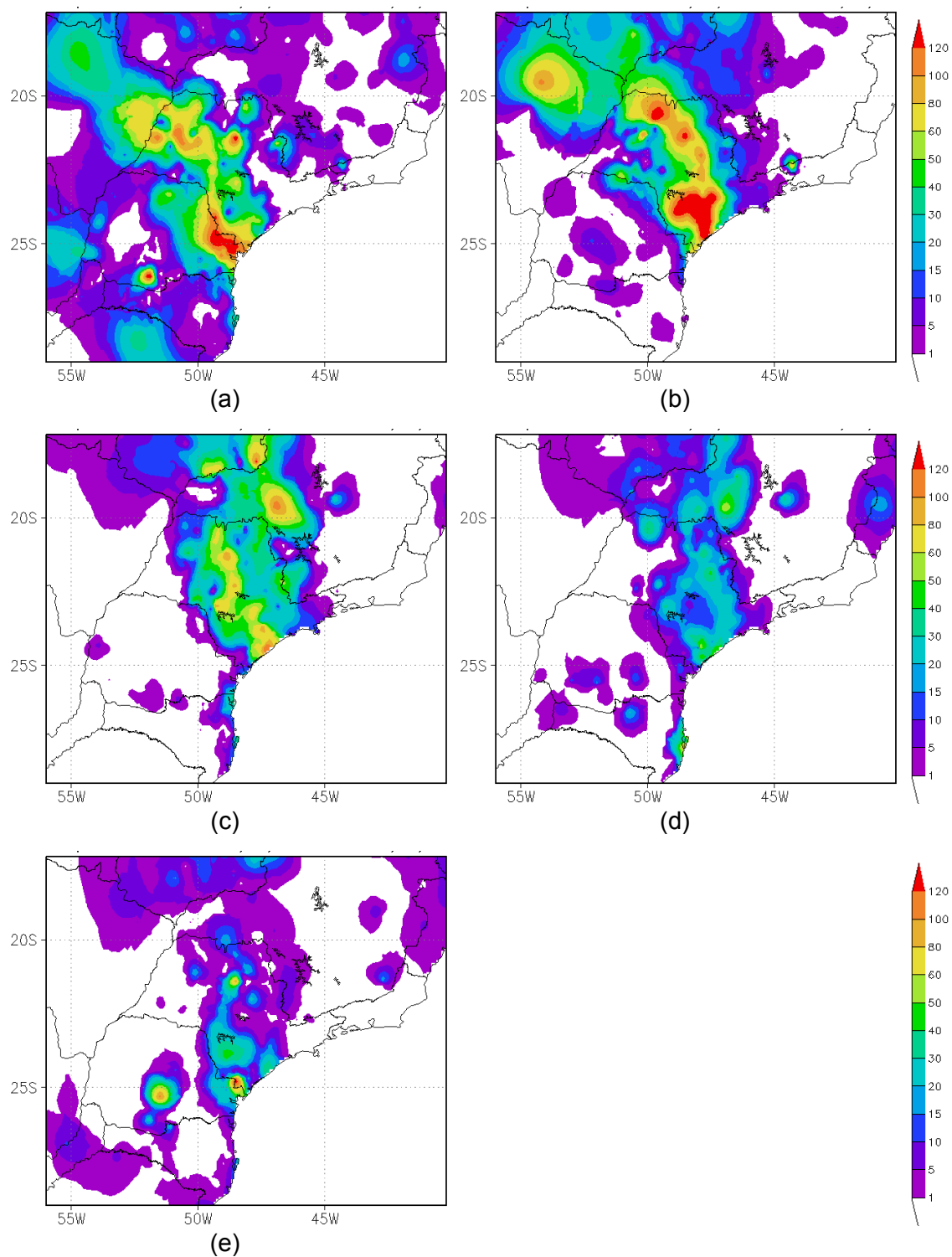


Figura 3.11 - Precipitação observada acumulada em 24 horas (mm) para: (a) 24/01/2004 às 12Z; (b) 25/01/2004 às 12Z; (c) 26/01/2004 às 12Z; (d) 27/01/2004 às 12Z; (e) 28/01/2004 às 12Z.

3.8.6 Estimativa de precipitação do radar para o evento ZCAS0104

O modo de análise do sistema TITAN foi utilizado para o processamento dos dados coletados pelo radar Doppler de Bauru para a determinação da precipitação do evento ZCAS0104. A máscara de tipo de precipitação foi considerada para definir os pontos de precipitação convectiva e estratiforme. Diferentes relações Z-R foram consideradas para se estimar os diferentes tipos de precipitação (convectiva e estratiforme). Para a precipitação convectiva utilizou-se a relação definida por Calheiros e Tepedino (2006) - $Z=32R^{**1.65}$ (referenciada daqui por diante por RC). Essa relação foi definida especificamente para o radar de Bauru e leva em consideração ajustes locais relacionados à calibração do radar. Para a precipitação estratiforme a relação de Marshall e Palmer (1948), $Z= 200R^{1.6}$ (daqui por diante referenciada por MP) foi utilizada para estimar a precipitação estratiforme. A relação de MP é a mais indicada para se estimar a precipitação de eventos de precipitação estratiforme, pois foi definida considerando-se dados de radar sobre uma região com predomínio de sistemas de precipitação estratiforme.

A Figura 3.12 mostra a precipitação total, convectiva e estratiforme estimada pelo radar, acumulada em 24 horas durante o período selecionado. Observa-se um padrão de precipitação com núcleos mais intensos e localizados para chuvas convectivas e um padrão de distribuição espacial uniforme para as chuvas estratiformes.

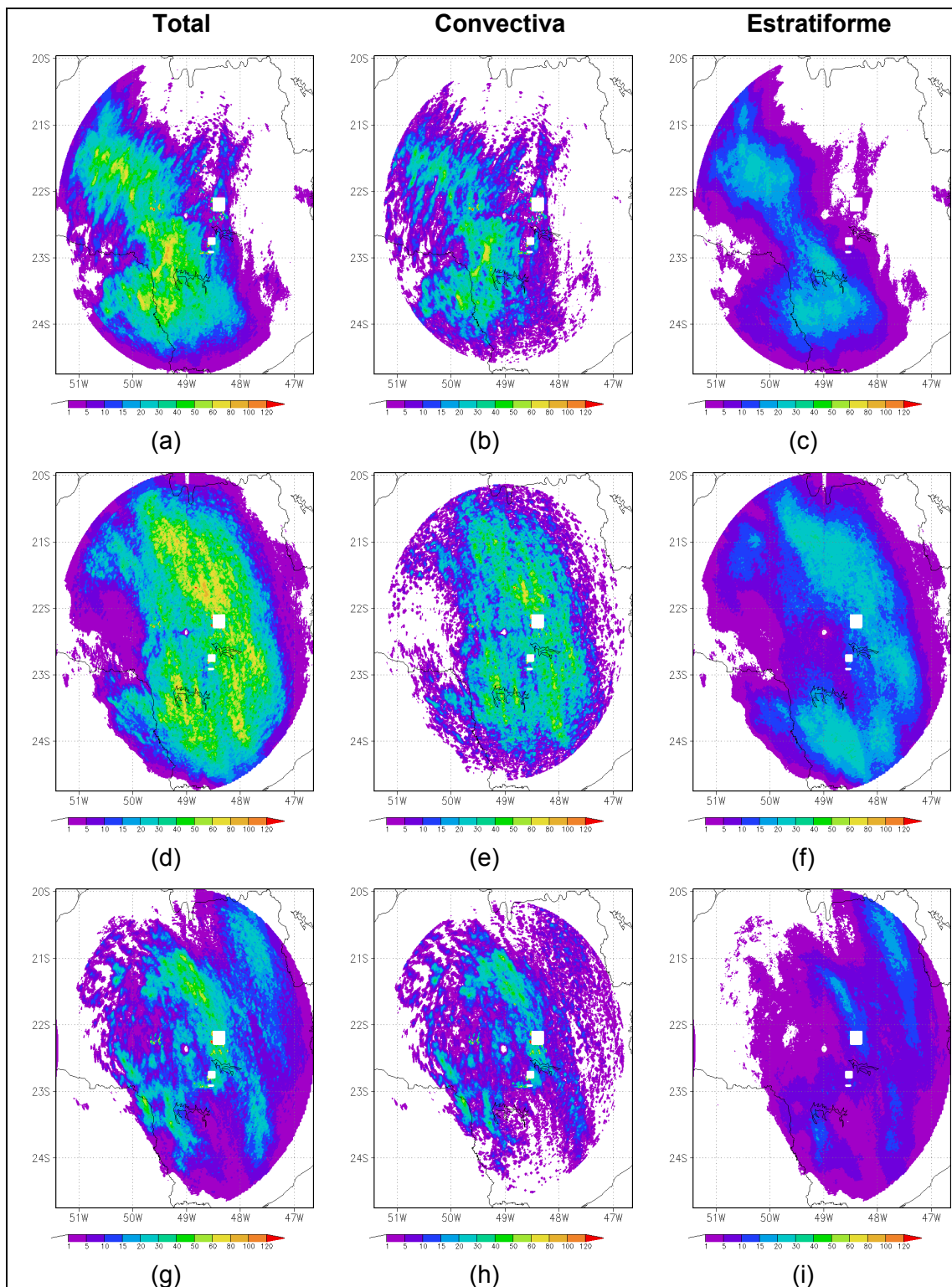


Figura 3.12 - Precipitação estimada pelo radar meteorológico de Bauru, acumulada em 24 horas (mm). Precipitação total, convectiva e estratiforme, respectivamente, na primeira, segunda e terceira coluna. As linhas indicam os dias onde em que se estabeleceu o caso de ZCAS ocorrido entre os dias 24 e 29 de janeiro de 2004. Acúmulos válidos às 12 Z para os dias: 25/01/2004 (primeira linha); 26/01/2004 (segunda linha); 27/01/2004 (terceira linha); 28/01/2004 (quarta linha) e 29/01/2004 (quinta linha).

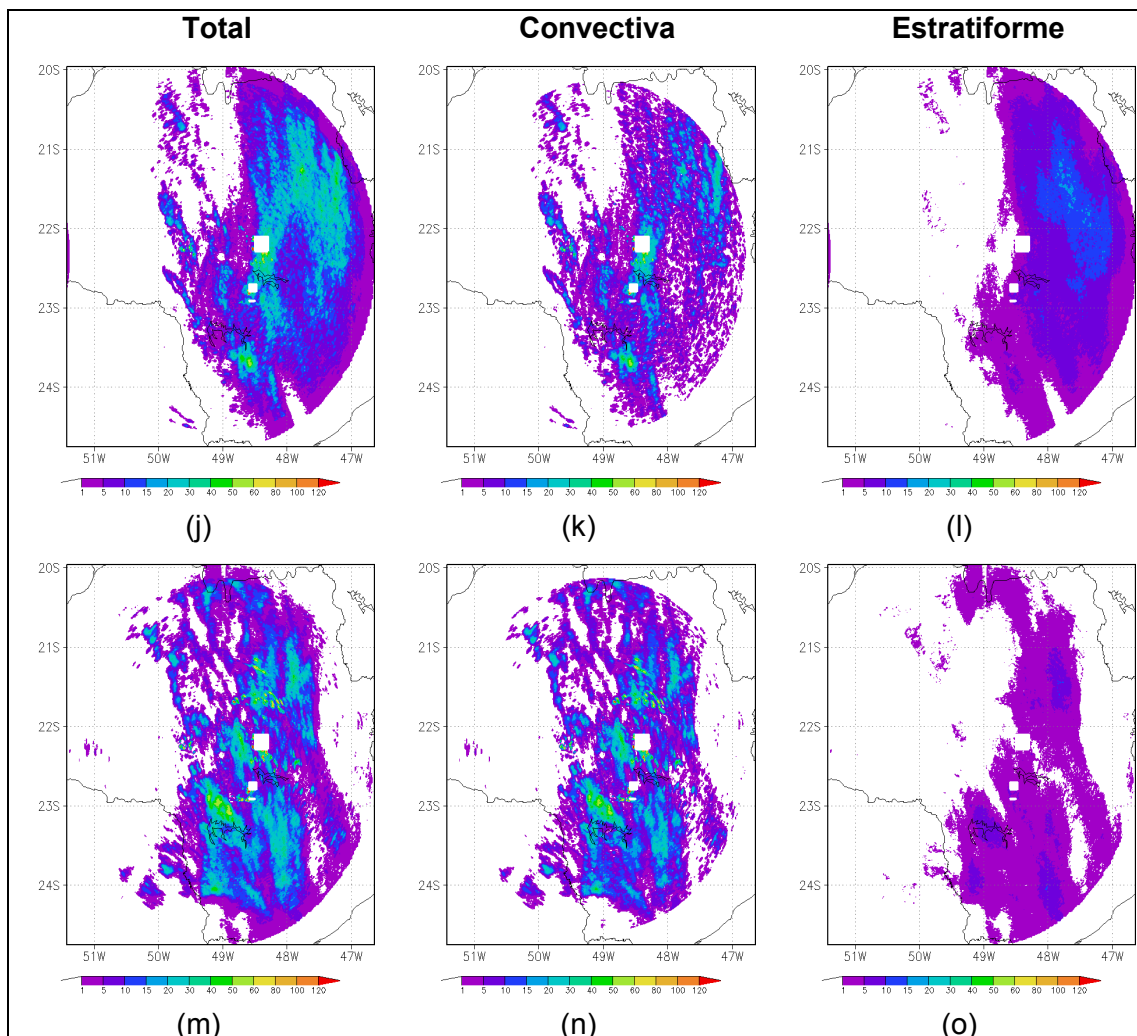


Figura 3.12 - Conclusão.

3.8.7 Verificação da estimativa de precipitação do radar

Com o intuito de se utilizar a estimativa de precipitação do radar, como base de dados para a verificação dos resultados obtidos com as simulações numéricas, a estimativa de precipitação do radar foi verificada com dados medidos em estações de superfície SYNOP e PCDs. A distribuição espacial foi verificada com os acumulados diários e a evolução temporal com informações provenientes de 5 pontos de PCDs, descritos na Tabela 3.2. A frequência de acúmulo das PCDs é de 3 horas. A localização geográfica das PCDs é indicada na Figura 3.6.

Comparando a precipitação acumulada em 24 horas (mm) estimada pelo radar (Figuras 3.12a, 3.12d, 3.12g, 3.12j e 3.12m) com as observações em superfície

(Figuras 3.11a a 3.11e) verifica-se que a estimativa de precipitação do radar indica uma coerência nas regiões de ocorrência dos máximos de precipitação. Observa-se também que o ciclo de vida do evento de ZCAS foi bem descrito, com o período mais intenso indicado ocorrendo entre os dias 25 e 27 de janeiro de 2004 e com o sistema reduzindo a atividade nos dias 28 e 29.

A Figura 3.13 mostra a evolução temporal da precipitação para os pontos de PCDs (linhas pretas), e a precipitação estimada pelo radar para os respectivos pontos (linhas vermelhas). Observa-se para todos os pontos uma boa aderência da evolução temporal da precipitação estimada pelo radar, porém a estimativa em geral subestima o volume de precipitação observada.

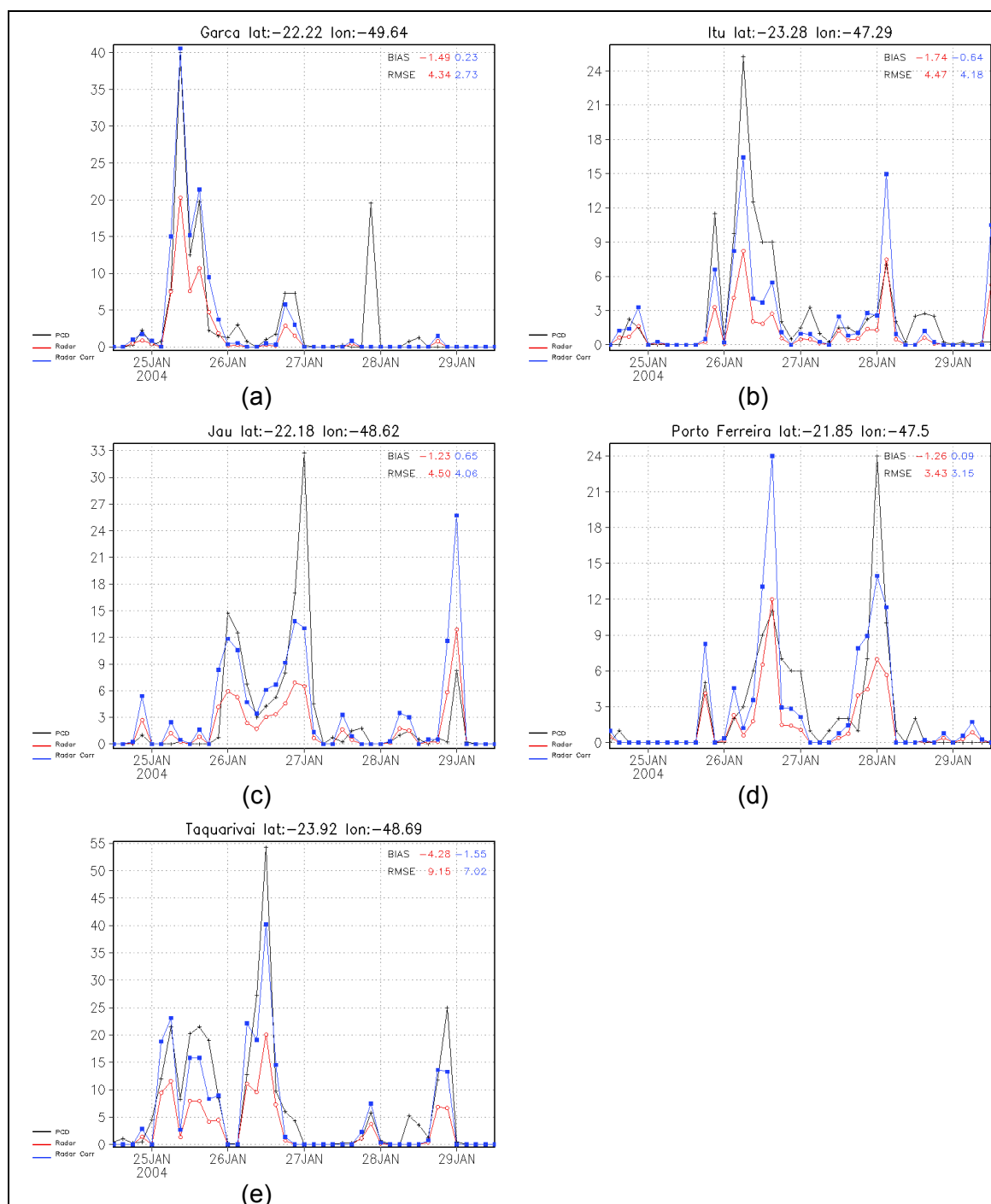


Figura 3.13 - Evolução temporal da precipitação observada e da precipitação estimada pelo radar de Bauru, acumulada a cada 3h (mm), para pontos de PCDs: (a) Garça; (b) Itu; (c) Jaú; (d) Porto Ferreira e (e) Taquarivai. As linhas pretas representam os dados observados nas PCDs; as linhas vermelhas a estimativa do radar sem correção e as linhas azuis a estimativa do radar com a correção sugerida por Held (2007).

A Tabela 3.2 mostra a correlação temporal entre os dados obtidos com a estimativa da precipitação por radar e os dados das PCDs. Verifica-se que a estimativa indica altas correlações temporais com os dados medidos em

superfície, o que nos indica que a estimativa da precipitação por radar nos fornece uma boa estimativa da evolução temporal do sistema.

Tabela 3.2 - Correlação temporal entre a estimativa de precipitação estimada pelos dados do radar meteorológico de Bauru e estações PCDs.

Ponto	Estação	Latitude/Longitude	Correlação Temporal
P1	Garça	22.22S/49.64W	0.94
P2	Itu	23.28S/47.29W	0.56
P3	Jaú	22.18S/48.62W	0.79
P4	Porto Ferreira	21.85S/47.50W	0.76
P5	Taquarivarí	23.92S/48.69W	0.78

Held (2007) analisou dados do radar de Bauru para dois verões, e sugere que as estimativas dos volumes de precipitação devem, na média, estar dentro de um fator aproximado de 2 do volume de precipitação real. Baseado nesta suposição aplicou-se uma correção sugerida aos dados obtidos. Os valores corrigidos para a precipitação estimada são indicados na Figura 3.14.

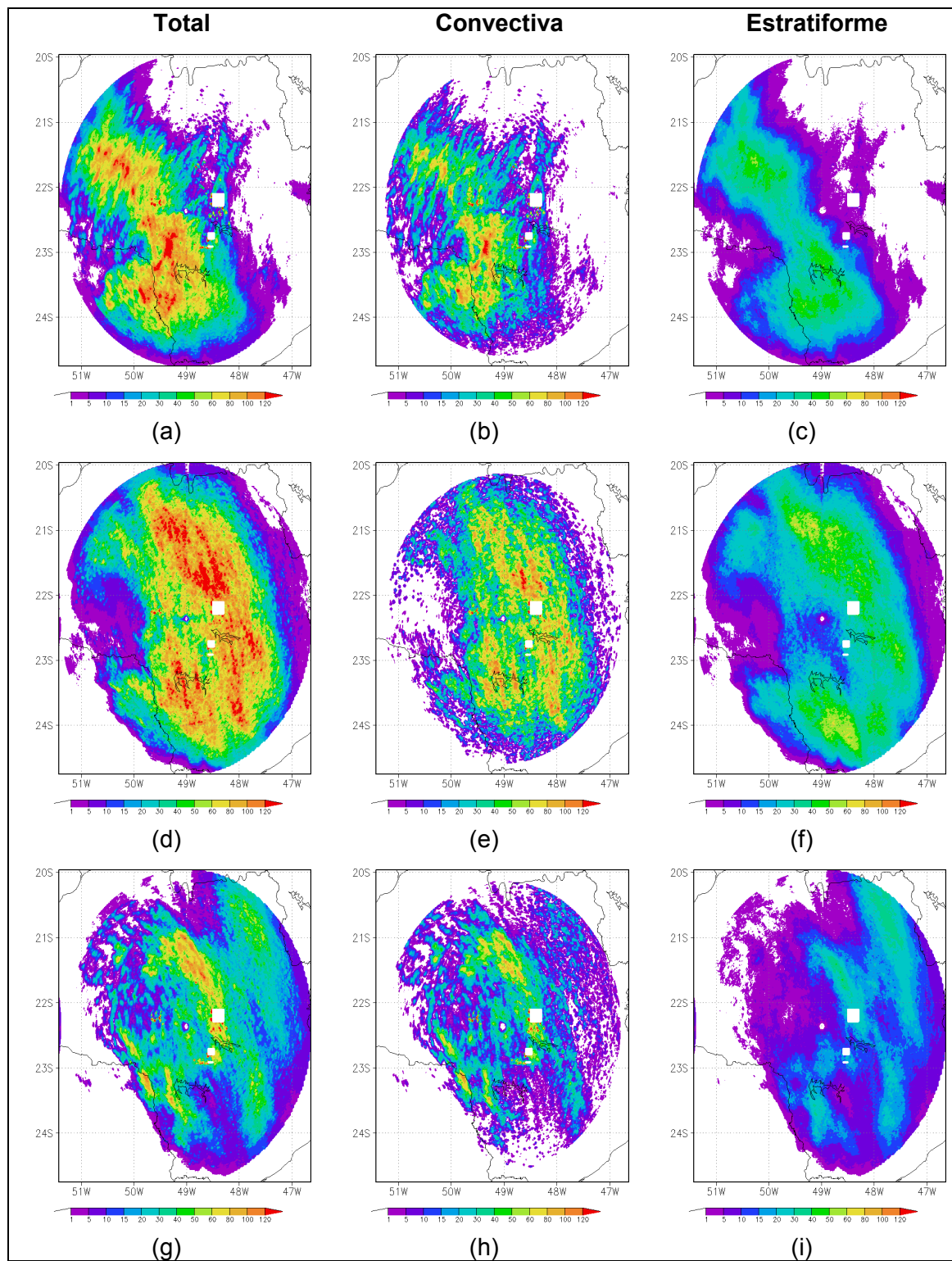


Figura 3.14 - Idem à Figura 3.11 para a estimativa do radar corrigida.

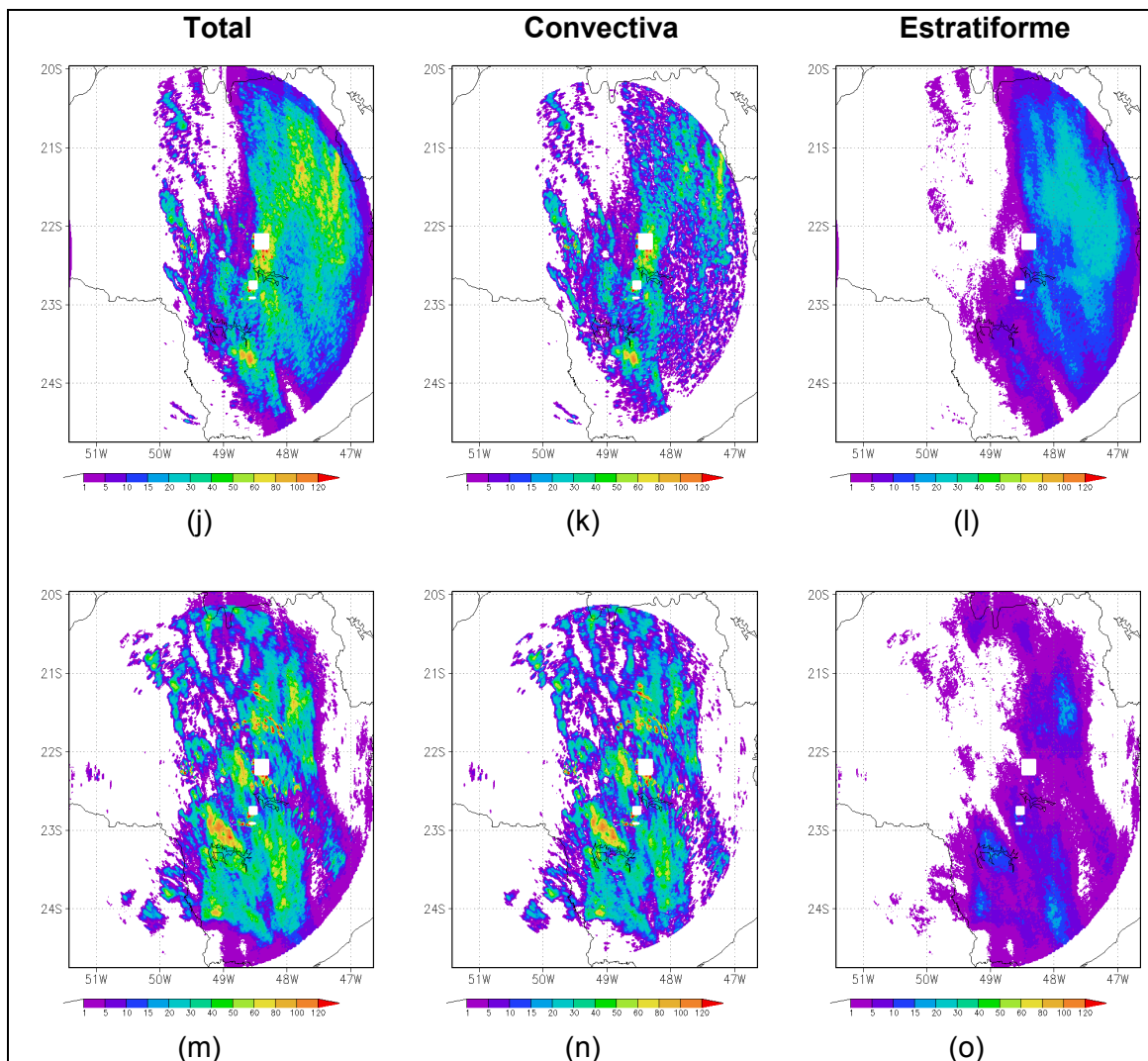


Figura 3.14 - Conclusão.

Observa-se que com a correção proposta por Held (2007) os núcleos de máxima precipitação se ficaram mais intensos e se aproximaram das observações (Figura 3.11). Verifica-se que os valores corrigidos se aproximam dos valores medidos pelas PCDs. A Tabela 3.3 mostra os índices MAE e RMSE associados à estimativa de precipitação do radar sem a correção proposta e com a correção proposta por Held. Verifica-se que para os dados corrigidos tanto o MAE quanto o RMSE tiveram os seus valores reduzidos em praticamente todos os 5 pontos considerados, exceto para o ponto P4 onde o MAE foi mais alto para a estimativa de precipitação do radar corrigida.

Tabela 3.3 – MAE e RMSE da precipitação estimada pelo radar de Bauru sem a correção e com a correção sugerida por Held (2007) para os pontos de P1 a P5 listados na Tabela 3.2

Ponto	MAE		RMSE	
	Não Corrigido	Corrigido	Não Corrigido	Corrigido
P1	1,89	1,54	4,34	2,75
P2	2,13	2,03	4,47	4,18
P3	2,02	1,96	4,50	4,06
P4	1,67	1,78	3,43	3,15
P5	4,65	3,62	9,15	7,02

3.8.8 Partição da precipitação convectiva e estratiforme

A Figura 3.15 mostra a evolução temporal da precipitação estimada pelo radar para a precipitação total, convectiva e estratiforme, representados pelas linhas azuis, verdes e vermelhas, respectivamente, para os pontos de PCDs listados na Tabela 3.2. Nota-se que a precipitação estratiforme contribui com uma grande parcela da precipitação total em todos os 5 pontos, principalmente no intervalo de maior atividade do sistema de ZCAS. O sistema de ZCAS é definido como uma sistema de grande escala, caracterizado por uma região de precipitação estratiforme com a presença de células convectivas embebidas nesta região. A Tabela 3.4 mostra a precipitação total, convectiva e estratiforme acumulada durante todo o período de atuação do evento ZCAS0104. Observa-se que os volumes acumulados foram significativos. A Figura 3.15 mostra que essas chuvas foram mais concentradas durante os primeiros dias de atuação do sistema. A precipitação convectiva e estratiforme, acumulada durante o período do evento ZCAS0104 mostra uma significativa contribuição da precipitação estratiforme nos totais acumulados.

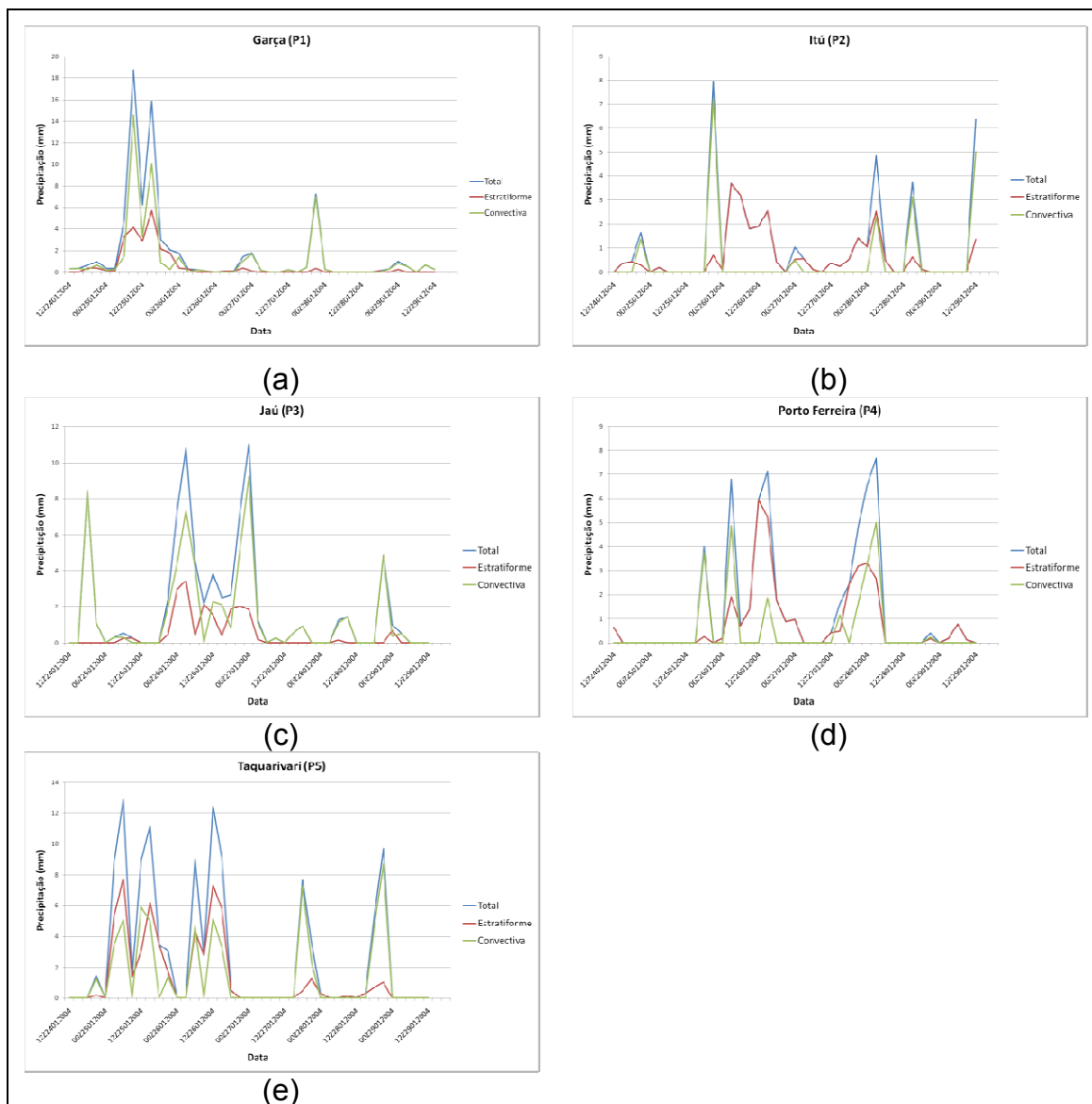


Figura 3.15 - Evolução da partição da precipitação convectiva e estratiforme (mm) durante o evento de ZCAS ocorrido entre 24 e 29 de janeiro de 2004. Para os pontos de PCDs: (a) Garça; (b) Itú; (c) Jaú; (d) Porto Ferreira e (e) Taquarivari.

A Figura 3.16 mostra a evolução da precipitação total, convectiva e estratiforme estimada pelo radar para os pontos P1 a P5. Observa-se que para todos os pontos a precipitação estratiforme foi significativa durante o período de maior atividade do sistema. Nota-se claramente a variação diurna da precipitação com a máxima atividade ocorrendo à tarde/começo da noite.

Tabela 3.4 - Precipitação acumulada (mm) entre os dias 24/01/2004, 12Z e 29/01/2004, 12Z.

	PCD	Estimativa de Precipitação do Radar Corrigida segundo Held 2007		
Ponto	Total (mm)	Total (mm)	Convectiva (mm)	Estratiforme(mm)
P1	131,5	141,0	94,8	46,2
P2	116,8	90,6	39,2	51,4
P3	127,8	154,4	117,4	37,0
P4	107,0	110,8	43,6	67,2
P5	287,5	224,2	116,2	108,0

Considerando que verificação da estimativa de precipitação por radar indicou uma boa correlação temporal e espacial e que os valores corrigidos se aproximaram dos dados medidos pelas PCDs em superfície, iremos supor que a partição da precipitação convectiva e estratiforme é verdadeira e as mesmas serão utilizadas para verificar as simulações de precipitação do modelo Eta.

3.9 Outros eventos

Para melhor avaliar as modificações propostas, outros 4 casos de ZCAS e 6 casos de sistemas frontais foram simulados e avaliados objetivamente através dos índices ETS e BIAS. Para os casos de ZCAS o modelo foi integrado por 132 horas, e para os casos de frentes, por 48 horas. A Tabela 3.5 mostra todos os casos considerados na avaliação.

Tabela 3.5 – Lista dos casos utilizados na avaliação objetiva dos experimentos com o parâmetro F

Data do início da integração	Sistema
19/02/2004 00Z	ZCAS
16/01/2005 00Z	ZCAS
04/04/2005 00Z	Sistema Frontal
05/04/2005 00Z	Sistema Frontal
08/0/2006 00Z	Sistema Frontal
18/03/2007 00Z	ZCAS
12/01/2008 00Z	Sistema Frontal
02/04/2008 00Z	Sistema Frontal
18/07/2008 00Z	Sistema Frontal
21/02/2008 00Z	ZCAS

Para cada evento da Tabela 3.5, foram executados os experimentos descritos na Tabela 3.1, bem como seus respectivos experimentos controle.

4.0 RESULTADOS

Inicialmente, o caso de ZCAS foi simulado em diferentes resoluções com as configurações originais do modelo Eta (experimentos controle), e a partição da precipitação implícita e explícita foi determinada em diferentes resoluções horizontais. O parâmetro de controle da produção da precipitação implícita foi introduzido no esquema de convecção KF e a nova partição da precipitação implícita e explícita do modelo foi avaliada. Uma relação entre a produção de precipitação convectiva com resolução horizontal do modelo é proposta com o intuito de se ajustar a física do modelo com a mudança da resolução horizontal. É buscada uma relação baseada nos testes de sensibilidade do parâmetro de controle da produção de precipitação pelo esquema de parametrização KF.

4.1. Experimentos controle

O modelo foi executado com o esquema KF original para avaliarmos a dependência da partição da precipitação implícita e explícita no modelo Eta com a resolução horizontal. Espera-se maior contribuição do esquema explícito quanto maior a resolução horizontal do modelo. Com a grade do modelo cada vez mais próxima da escala de desenvolvimento das nuvens, a atividade do esquema implícito deve diminuir e o esquema explícito passa a tratar não só a precipitação de grande escala como também a precipitação convectiva. Os experimentos controle foram executados nas resoluções de 20, 10 e 5 km e são daqui por diante serão referenciados como C20, C10 e C5, respectivamente.

4.1.1 Experimento controle de 20 km (C20)

A Figura 4.1 mostra os campos de precipitação acumulados em 24 horas obtidos com o experimento controle C20. A primeira coluna mostra a precipitação total, a segunda a implícita e a terceira a precipitação explícita. As linhas indicam os prazos de previsão. Nota-se que o experimento C20 posicionou o sistema frontal sobre os Estados de Santa Catarina e Paraná, deslocado ao sul quando comparado com a posição indicada pelas

observações (Figura 3.10). O sistema permaneceu semi-estacionário durante todo o período de integração do modelo e indica os dias 26, 27 e 28 como sendo os mais ativos. No entanto, as observações em superfície (Figuras 3.9 a-f) e a estimativa de precipitação por radar (Figuras 3.12a, 3.12d, 3.12g e 3.12j) mostram que os dias de maior atividade foram 25, 26 e 27.

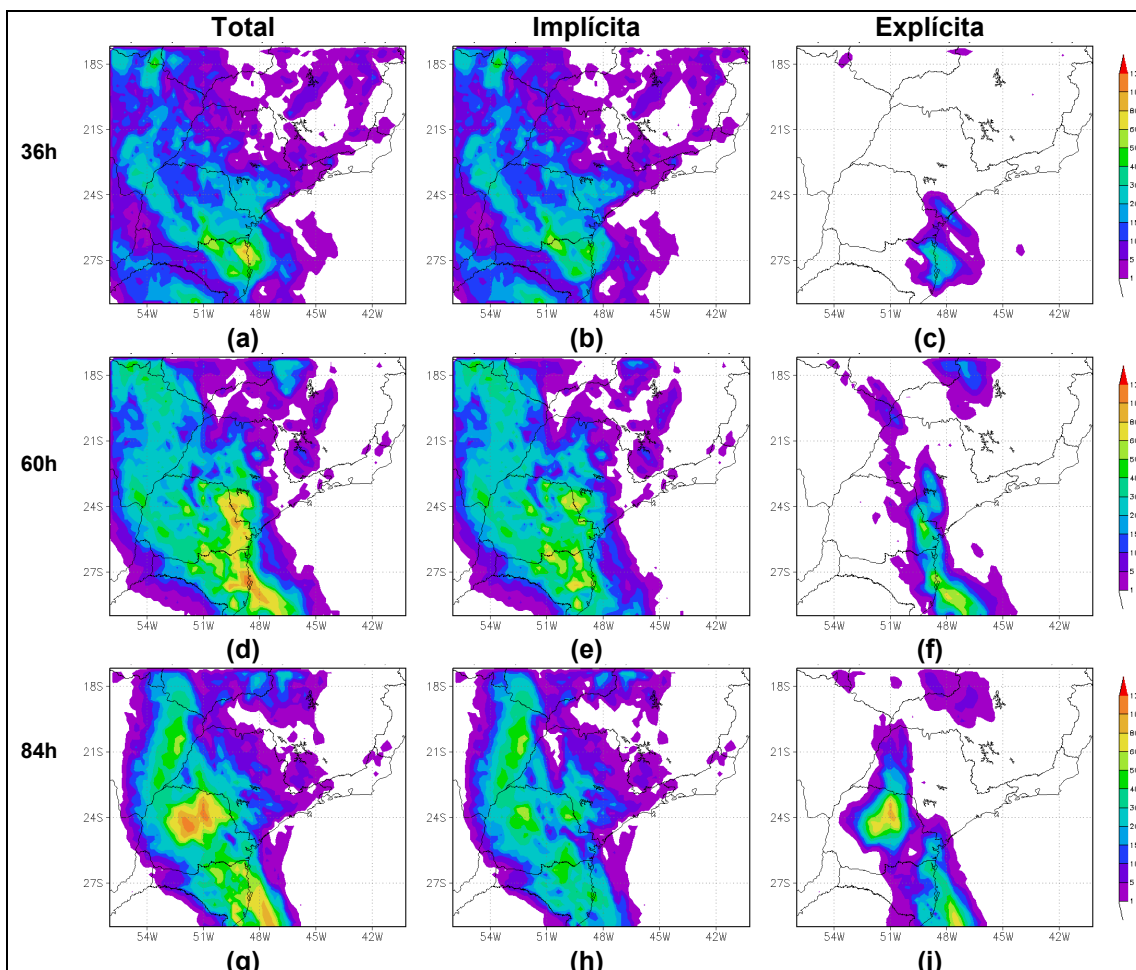


Figura 4.1 - Precipitação acumulada em 24 horas (mm) para o experimento controle C20 para o evento de ZCAS ocorrido entre os dias 24 e 29 de janeiro de 2004. Precipitação total na primeira coluna; precipitação implícita na segunda coluna e precipitação explícita na terceira coluna. As linhas mostram os prazos de previsão do modelo para: 36h (válido para o dia 25/01/2004 às 12Z); 60h (válido para o dia 26/01/2004 às 12Z); 84h (válido para o dia 27/01/2004 às 12Z); 108h (válido para o dia 28/01/2004 às 12Z); 132h (válido para o dia 29/01/2004 às 12Z).

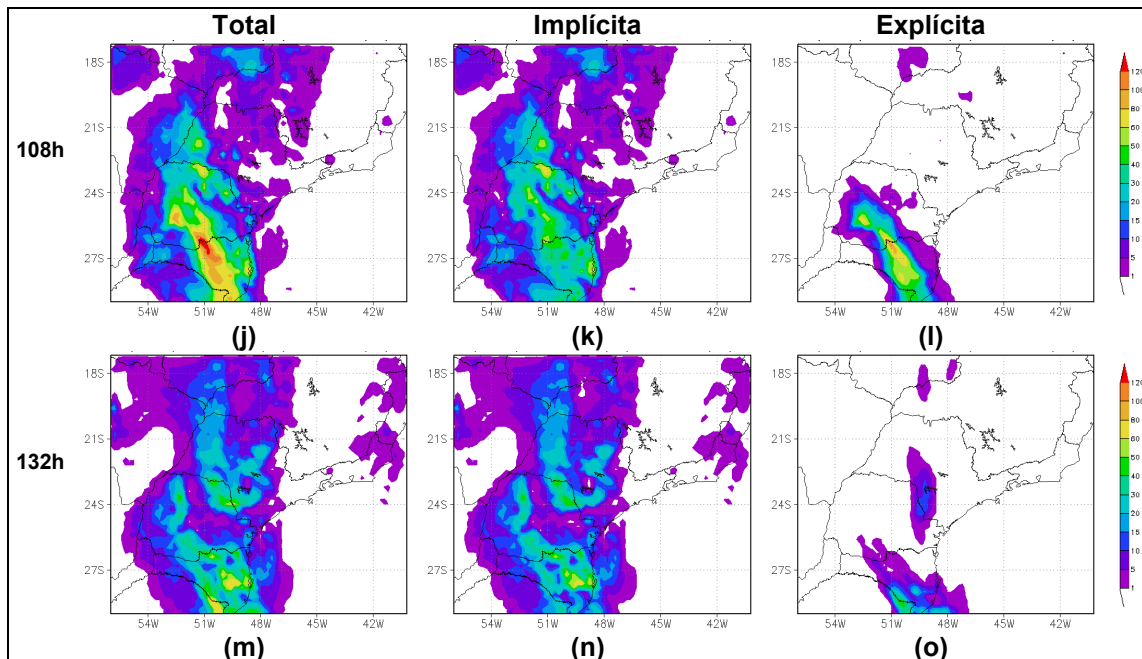


Figura 4.1 – Conclusão.

A comparação entre os campos de precipitação implícita e explícita (Figura 4.1, segunda e terceira colunas) mostra que a maior parte da precipitação total é devido ao esquema de parametrização cúmulos. O modelo não representou corretamente a região precipitação estratiforme associada ao evento de ZCAS utilizado neste estudo. A partição da precipitação convectiva e estratiforme estimada pelo radar mostra um padrão de distribuição espacial onde os eventos convectivos estão embebidos em uma região caracterizada por precipitação estratiforme espacialmente homogênea (Figura 3.12). Analisando a evolução diária da precipitação acumulada em 24 horas, verifica-se que o esquema de parametrização de nuvens cúmulos modula a região e a intensidade da produção da precipitação do esquema de microfísica de nuvens. Nota-se que o padrão de expansão e intensificação da precipitação explícita coincide com a região onde se verifica a intensificação da precipitação implícita.

4.1.2 Experimento controle de 10 km (C10)

Com o aumento da resolução horizontal de 20 para 10 km, os resultados da simulação indicaram um padrão similar de distribuição espacial para o campo

de precipitação acumulado em 24 horas. Assim como no experimento C20, o sistema frontal associado ao evento foi simulado deslocado para sul da posição observada (Figura 4.2 primeira coluna). Verifica-se também que a região associada à precipitação estratiforme da ZCAS não foi representada pelo experimento C10. Comparando as Figuras 4.2a, 4.2d, 4.2g, 4.2j e 4.2m com as Figuras 4.1a, 4.1d, 4.1g, 4.1j e 4.1m, nota-se uma intensificação dos núcleos de máxima precipitação para o experimento C10 em relação ao experimento C20, principalmente sobre o estado do Paraná. A precipitação explícita gerada pelo experimento C10 (Figuras 4.2c, 4.2f, 4.2i, 4.2l e 4.2o) indicou uma expansão em área e um aumento na intensidade quando se comparado com o experimento C20 (Figuras 4.1c, 4.1f, 4.1i, 4.1l e 4.1o). Porém, quando se compara a produção da precipitação implícita pelos experimentos C20 (Figuras 4.1b, 4.1e, 4.1h, 4.1k e 4.1n) e C10 (Figuras 4.2b, 4.2e, 4.2h, 4.2k e 4.2n) verifica-se que o aumento da intensidade e a maior cobertura em área se deve a uma maior atividade do esquema implícito.

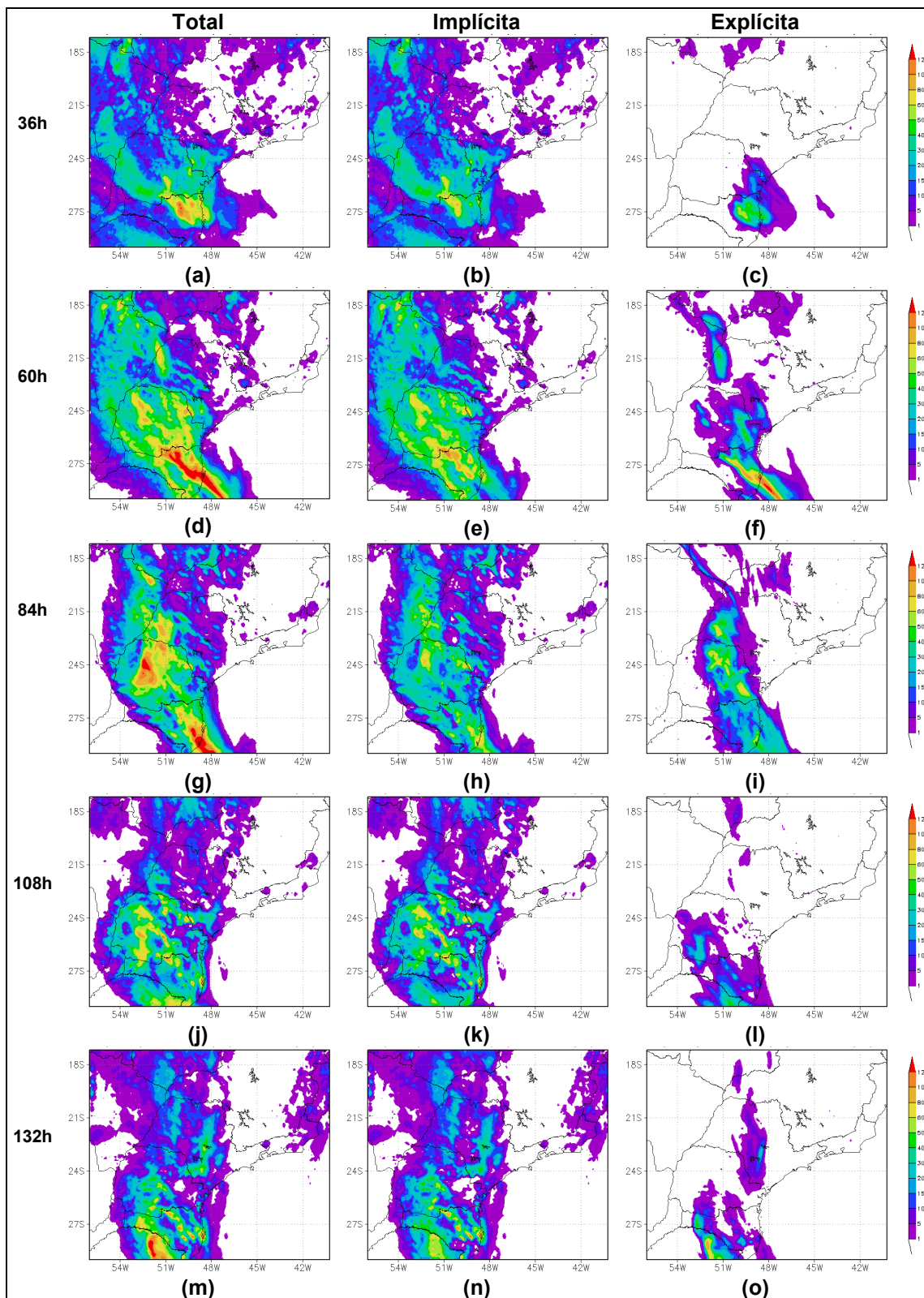


Figura 4.2 - Idem à Figura 4.1 para o experimento controle C10.

4.1.3 Experimento controle de 5 km (C5)

A seqüência de campos de precipitação acumulada no experimento C5 (Figura 4.3) mostra um comportamento similar aos experimentos anteriores. O modelo falhou na simulação da posição do sistema frontal associado ao evento de ZCAS. Em adição, o modelo não indicou corretamente a região de precipitação estratiforme associada ao evento de ZCAS. Neste caso, quando a grade do modelo foi reduzida de 20 para 5 km, o aumento da atividade do esquema implícito foi ainda maior do que o observado para o caso do experimento C10. Novamente observa-se que o aumento em magnitude dos máximos e a expansão em área da precipitação explícita foram associados com o aumento em magnitude e expansão da área da precipitação implícita.

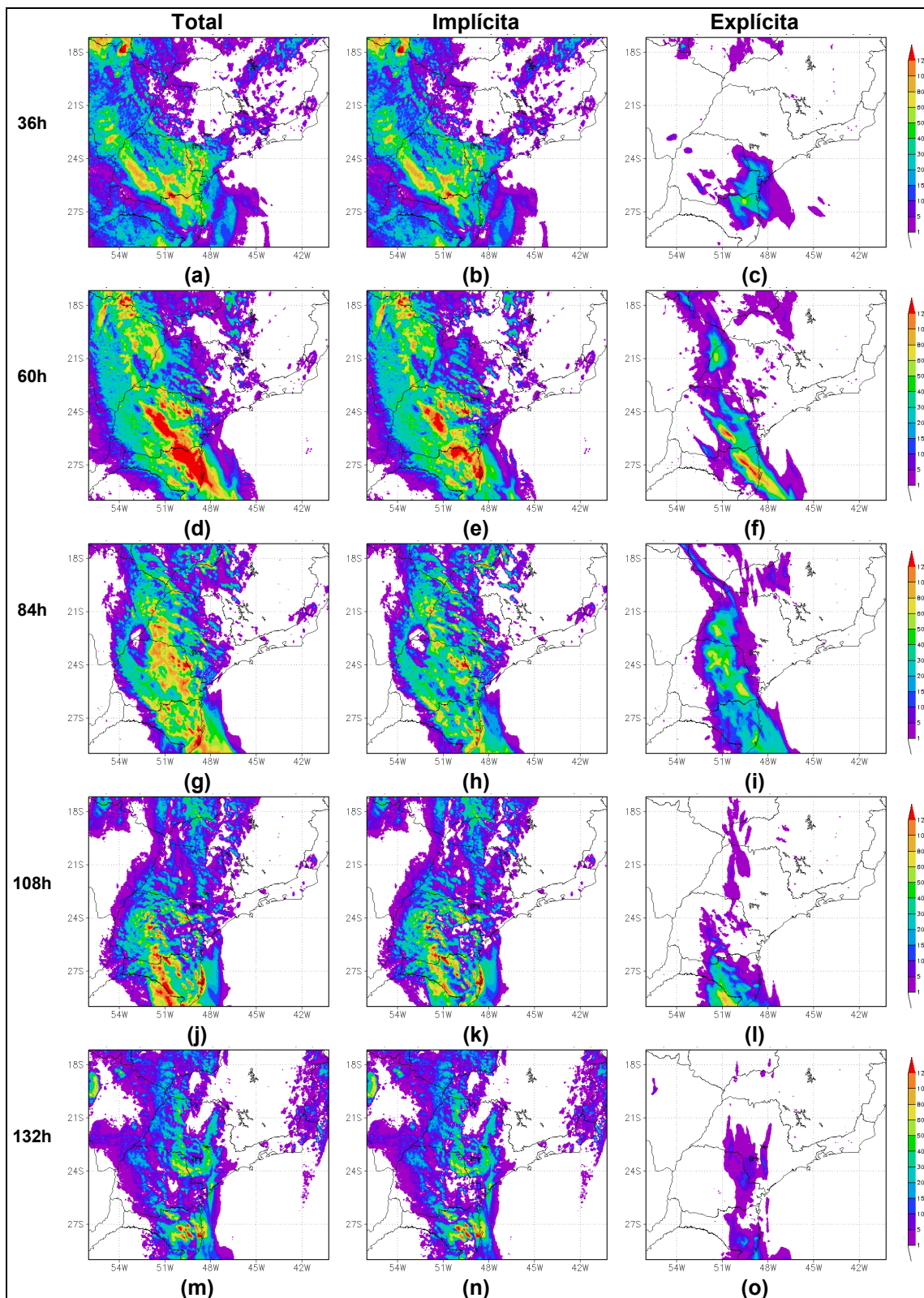


Figura 4.3 - Idem à Figura 4.1 e 4.2 para o experimento controle C5.

4.2 Partição da precipitação

A Figura 4.4a mostra a precipitação média sobre o domínio do modelo. Os máximos e os mínimos de precipitação foram produzidos, aproximadamente nos mesmos instantes para todos os experimentos, nota-se também que o volume obtido com as simulações aumenta com o aumento da resolução.

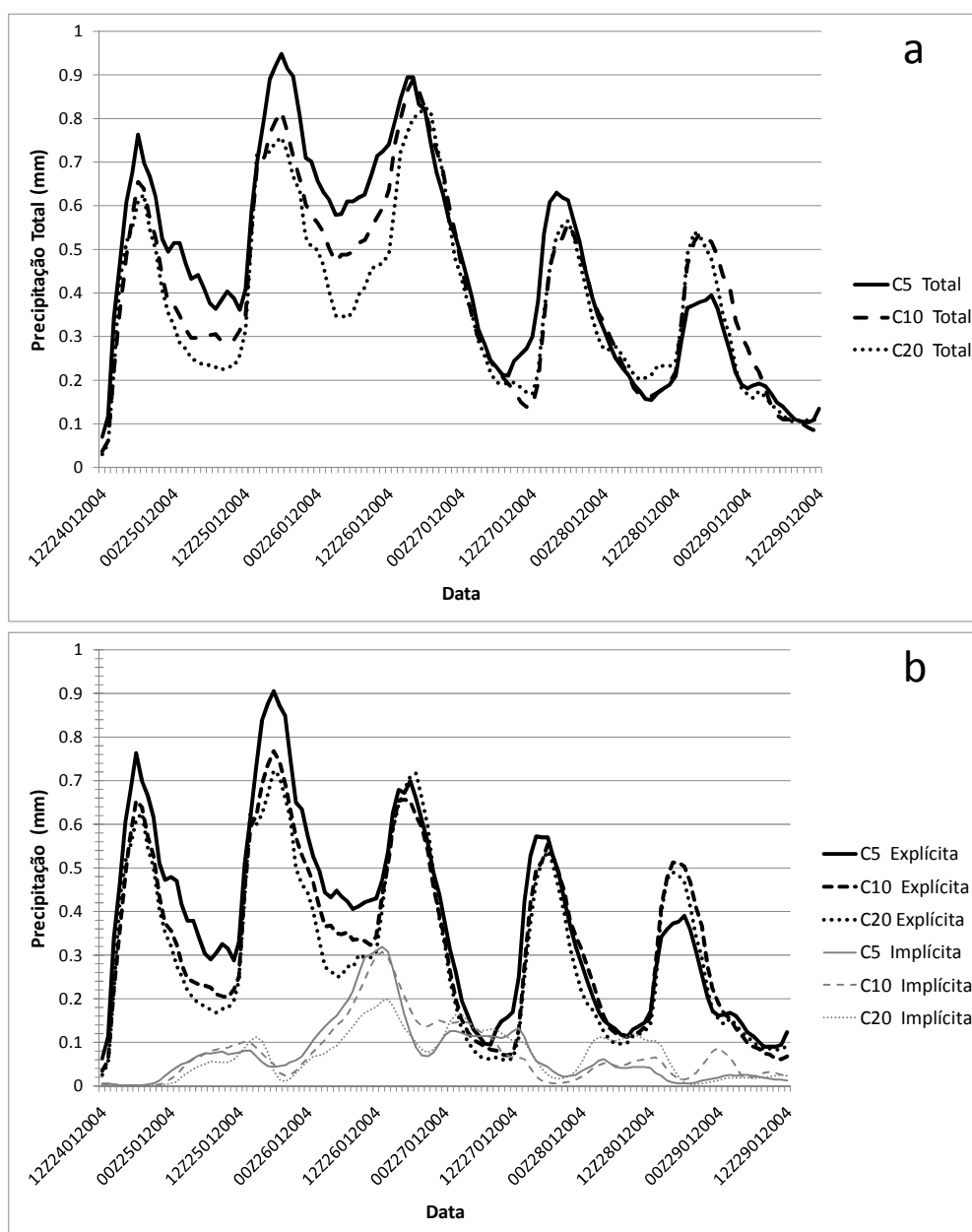


Figura 4.4 – Precipitação média sobre todo o domínio do modelo: a. precipitação total (mm); b. precipitação implícita e explícita (mm); e c. porcentagem da precipitação implícita e explícita em relação à precipitação total (%). Experimento C20 representado pelas linhas pontilhadas e experimentos C10 e C5 representados, respectivamente, pelas linhas tracejadas e cheias.

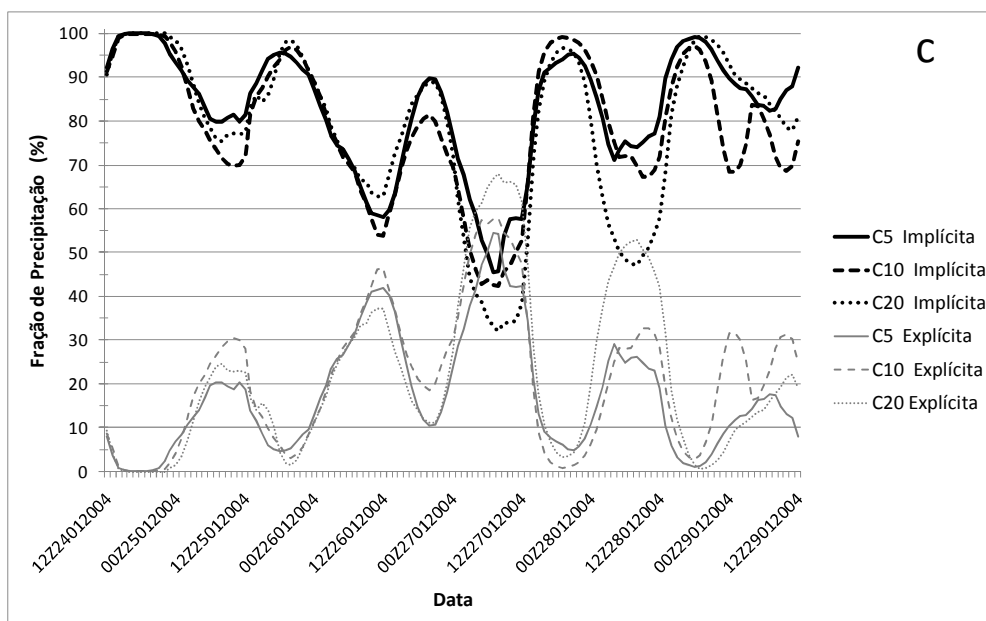


Figura 4.4 – Conclusão.

Comparando a precipitação total, média sobre todo o domínio do modelo, obtida pelos experimentos C10 e C5 com a obtida com o experimento C20, verifica-se um aumento de 8% para o experimento C10 e um aumento de 20% para o experimento C5. A precipitação implícita e explícita teve, respectivamente, um aumento de 8% e 11%, para o experimento C10, e de 22% e 8% para o experimento C5. Este comportamento do modelo é oposto ao esperado com o aumento da resolução horizontal do modelo, onde se espera um aumento da precipitação explícita com o aumento da resolução horizontal do modelo. Entretanto, neste caso a precipitação implícita aumentou e a explícita diminuiu com a redução do tamanho da grade do modelo de 20 km para 10 e 5 km. A Figura 4.4b mostra a evolução temporal da precipitação implícita e explícita, comparando com a total (Figura 4.4a) nota-se que a implícita contribui com a maior parte da precipitação total gerada pelo modelo em todas as 3 resoluções utilizadas neste trabalho. Observa-se que as curvas da precipitação implícita e explícita estão fora de fase. Quando a implícita atinge o máximo, a explícita está no seu mínimo, e quando a explícita é máxima a implícita é mínima. Adicionalmente temos que, para todas as resoluções, a precipitação explícita é sempre menor do que a implícita. Na Figura 19c temos a partição da precipitação implícita e explícita em relação à

total. Nota-se que a explícita representa menos que 50%, mesmo quando a implícita atinge o seu valor mínimo.

4.3 Avaliação objetiva

Nesta subseção mostraremos a avaliação objetiva dos experimentos controle com o intuito de se verificar a destreza do modelo. As previsões de precipitação foram avaliadas baseadas nos índices ETS e BIAS.

O índice ETS (Figura 4.5a) indica similar destreza entre os experimentos C20, C10 e C5 para intervalos de classe de chuvas fracas (abaixo de 6.35 mm). Para taxas de precipitação maiores do que 19.05 mm, o experimento de mais alta resolução (C5) indicou o melhor skill, enquanto que os experimentos C20 e C10 apresentaram similar destreza.

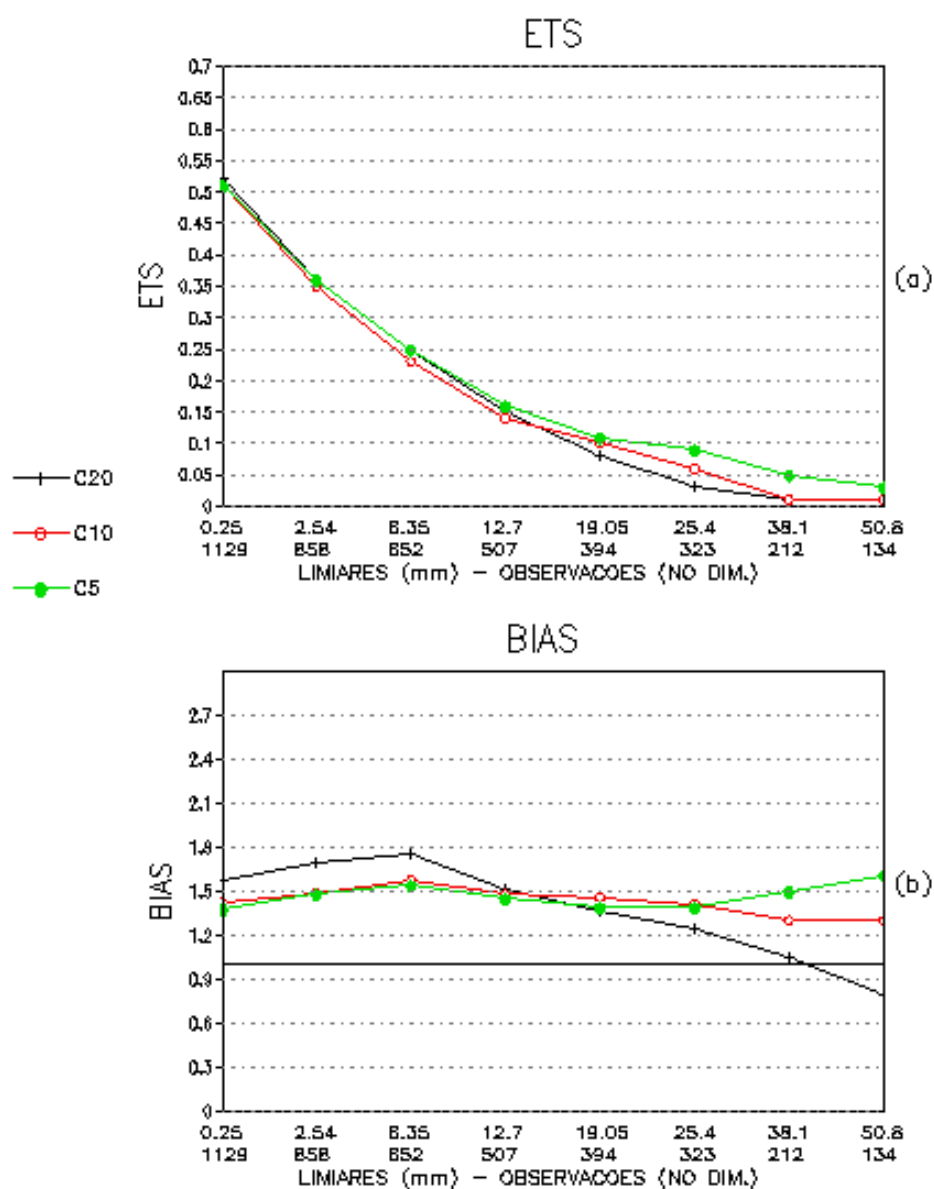


Figura 4.5 - (a) Equitable Threat Score; (b) BIAS score para os experimentos controle C20 (linha cheia e grossa), C10 (linha cheia) e C5 (linha tracejada). Os prazos de previsão de 36, 60, 84, 108 e 132h foram considerados para a elaboração dos índices.

O BIAS (Figura 4.5b) mostra que para as resoluções mais altas (10 e 5 km) o modelo superestima a chuva para todos os intervalos de classe, enquanto que a resolução mais baixa (20 km) as chuvas mais intensas são subestimadas.

Para chuvas mais intensas (38.1 e 50.8 mm), o índice BIAS aumenta com o aumento da resolução horizontal do modelo (Figura 4.5b). A melhora na destreza, para os limiares de classe acima de 19.05 mm pelo experimento C5, se deve ao fato de que esse experimento superestima as chuvas nestes intervalos de classe.

A versão controle do modelo falhou em representar o posicionamento da banda de precipitação associada ao evento de ZCAS ocorrido nos 24 a 29 de janeiro de 2004. Os resultados das simulações C20, C10 e C5 indicaram uma distribuição espacial e temporal da precipitação similares. Com o aumento da resolução horizontal do modelo notou-se uma intensificação da precipitação.

A avaliação objetiva mostrou que o aumento da resolução horizontal do modelo indicou uma pequena melhora no desempenho do modelo para intervalos de chuvas moderadas e fracas. Essa melhora no desempenho para intervalos mais altos indica que o aumento da resolução foi ineficaz para a melhoria da simulação do posicionamento do sistema. Por essa razão testes serão realizados alterando-se o esquema de parametrização de convecção com o objetivo de se melhorar a representação da precipitação obtida pelo modelo.

A intensificação da precipitação, obtida ao se aumentar a resolução horizontal do modelo se deve a uma maior atividade do esquema de parametrização de cúmulos. A análise da partição da precipitação implícita e explícita para os experimentos controle C20, C10 e C5 mostrou que o modelo não representa bem essa partição. A maior parte da precipitação total gerada pelo modelo nas rodadas controle é devido ao esquema implícito. Com a redução da grade horizontal do modelo, nota-se um aumento na precipitação explícita obtida pela simulação do evento de ZCAS. Esse aumento coincide em posição com o aumento da precipitação implícita, ou seja, a produção da precipitação explícita é modulada pela produção da precipitação implícita.

4.4 Partição da precipitação - experimentos com o parâmetro F

A precipitação acumulada no evento ZCAS0104 para os diferentes experimentos com o parâmetro F na grade de 20 km é mostrado na Figura 4.6. A precipitação total é mostrada na primeira coluna, a precipitação implícita e explícita na segunda e terceira coluna, respectivamente. Para o experimento F208, quando o parâmetro F foi reduzido para 0,8, a precipitação total simulada mostrou uma ligeira redução e a banda de precipitação associada à ZCAS indicou um pequeno deslocamento para leste (Figura 4.6a), quando comparado com o a rodada controle (Figura 4.1a). Nota-se que esta redução na precipitação total foi causada por uma menor atividade do esquema implícito (Figura 4.6b). Com a menor atividade do esquema implícito uma maior disponibilidade de água em estado líquido é deixada no ponto de grade para o esquema explícito, o que contribui para um aumento gradativo na quantidade e na área de cobertura da precipitação produzida pelo esquema explícito (Figuras 4.6c, 4.6f e 4.6i).

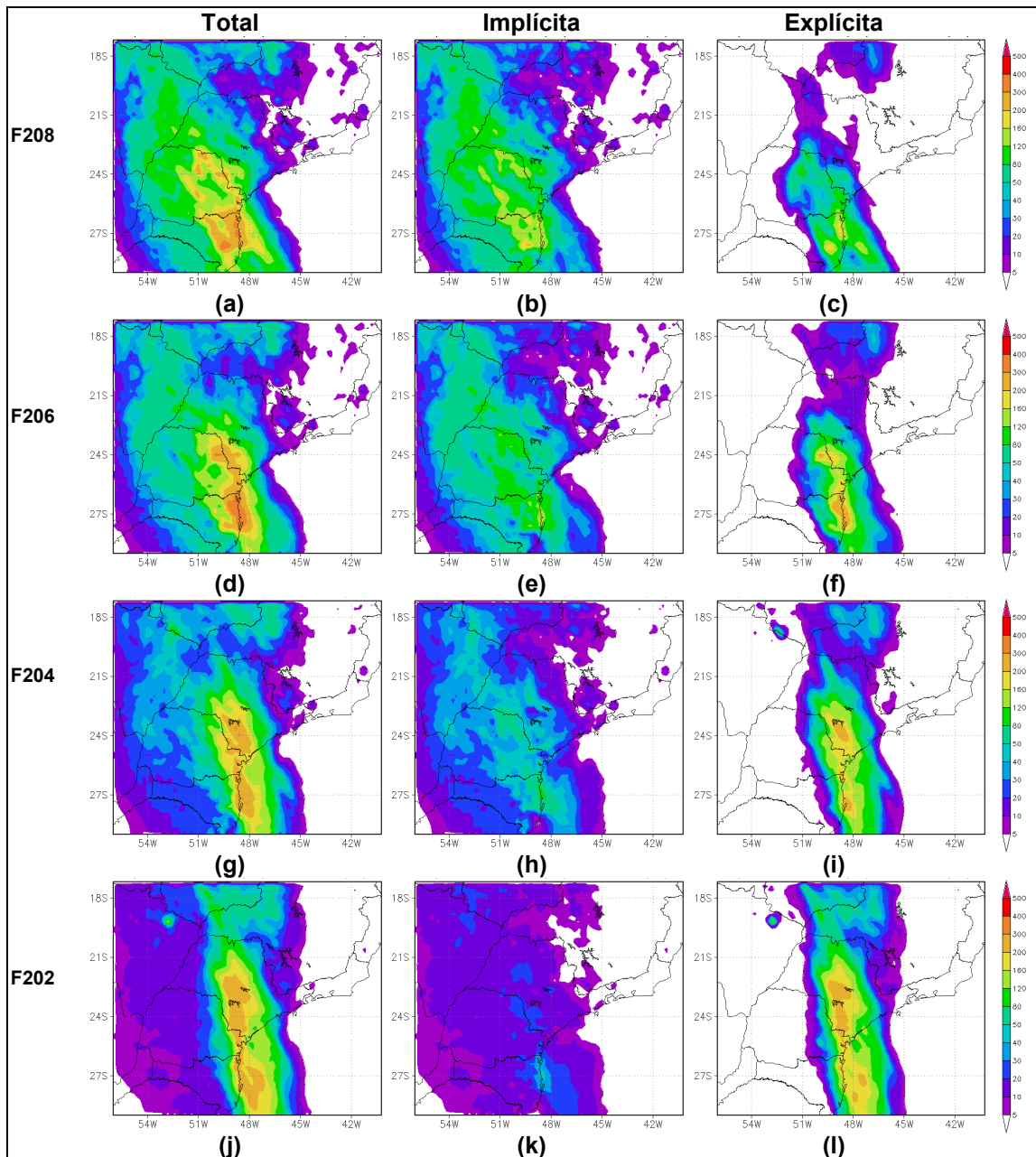


Figura 4.6 – Precipitação acumulada durante o evento ZCAS0104 para os experimentos com a resolução horizontal de 20 km. A primeira coluna mostra a precipitação total, a segunda a implícita e a terceira a explícita. As linhas indicam o experimento com diferentes valores do parâmetro F: A primeira linha mostra o experimento F208; a segunda linha o F206; a terceira linha o F204; e a quinta linha o experimento F202.

A Figura 4.7 mostra a precipitação total, implícita e explícita acumulada durante o evento de ZCAS0104 para a resolução horizontal de 10 km. Observou-se comportamento semelhante à resolução horizontal de 20 km, onde precipitação implícita diminui à medida que o parâmetro F diminui. Quando comparado os experimentos de mesmo valor de F, ou seja, F208 X F108; F206 X F106, F204

X F104 e F202 X F102, notou-se que núcleos de precipitação foram mais intensos para o modelo com resolução horizontal mais alta. A intensificação dos máximos esteve associada a maior atividade do esquema implícito.

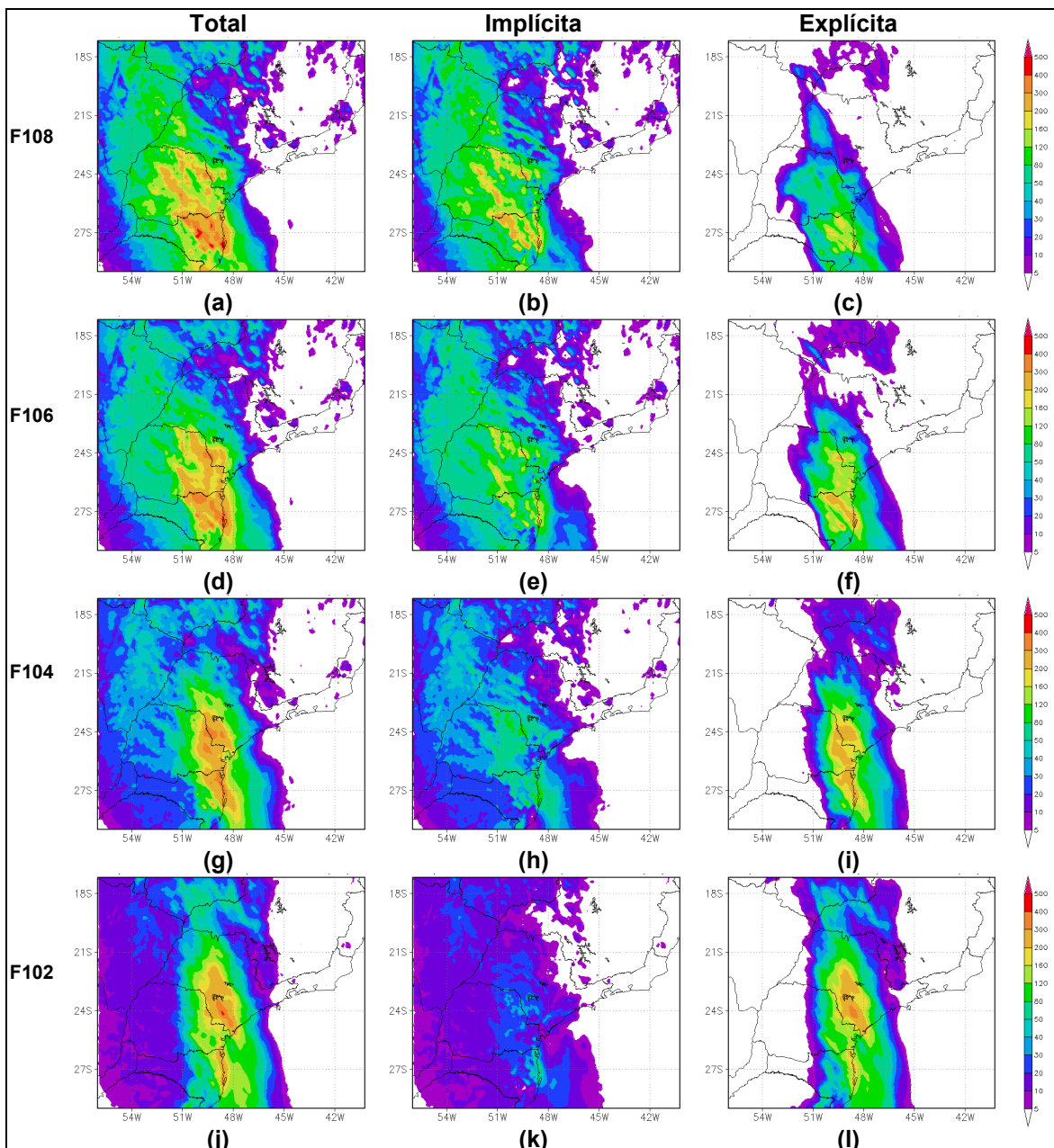


Figura 4.7 – Idem à Figura 21 para a resolução horizontal de 10 km.

Os resultados numéricos com a variação do parâmetro F para a resolução horizontal de 5 km é mostrada na Figura 4.7 Assim como observado para as resoluções horizontais de 20 e 10 km, verificou-se um padrão de redução/aumento da precipitação implícita/explícita com a diminuição do parâmetro F. Comparado os experimentos de 10 km de mesmo valor de F, ou

seja, F108 X F58; F106 X F56, F104 X F54 e F102 X F52, verificou-se que núcleos de precipitação foram mais intensos para o modelo com 5 km de resolução horizontal. Novamente, assim como para os experimentos com 20 km de resolução horizontal, a intensificação dos máximos foi associada a maior atividade do esquema implícito.

Observa-se nos experimentos com as três resoluções horizontais que com a redução do parâmetro F os núcleos mais intensos de precipitação total foram reduzidos em função da menor atividade do esquema implícito. Observa-se também que o esquema explícito aumenta a sua atividade, produzindo mais precipitação explícita posicionando o sistema mais ao norte contribuindo para uma melhor representação da posição da ZCAS (Figuras 4.8 e 4.9).

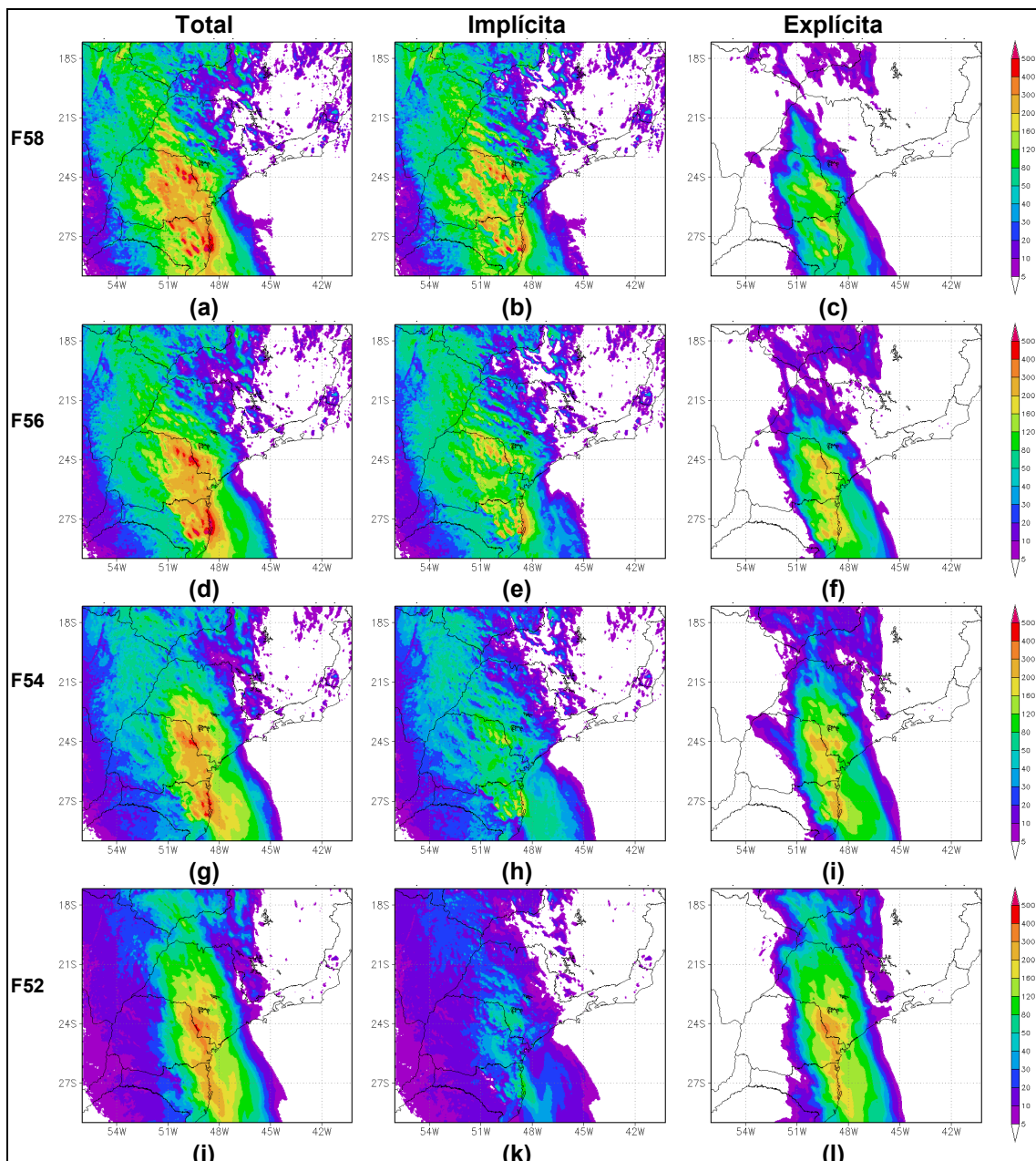


Figura 4.8 – Idem às Figura 21 para a resolução horizontal de 5 km.

A Tabela 4.1 mostra a variação percentual da precipitação total, implícita e explícita para cada experimento em relação ao experimento controle C20. Os valores foram obtidos da média sobre todo o domínio do modelo durante o período do evento ZCAS0104. Verifica-se uma diminuição da precipitação implícita com a variação do parâmetro F, onde quanto menor o valor de F maior é a redução da precipitação implícita. A redução da atividade do esquema implícito possibilitou uma maior atividade do esquema explícito, que por consequência, produziu um volume maior de precipitação.

Tabela 4.1 - Porcentagem de mudança da precipitação total, implícita e explícita dos experimentos com a variação do parâmetro F em relação ao experimento controle nas resoluções de 20, 10 e 5 km. Média sobre todo o domínio de modelo e período do evento ZCAS0104.

Resolução (km)	Experimentos	Total	Implícita	Explícita
		(%)		
20	F208	-6	-11	18
	F206	-13	-30	61
	F204	-23	-53	113
	F202	-28	-76	189
10	F108	-1	-6	26
	F106	-9	-25	62
	F104	-23	-51	102
	F102	-31	-75	167
5	F58	13	7	38
	F56	4	-14	81
	F54	-10	-42	102
	F52	-21	-70	202

A redução da precipitação implícita em relação ao experimento controle de 6%, 13%, 23% e 28% resultaram em um aumento da precipitação explícita em 18%, 61%, 113% e 189%, respectivamente, para os experimentos F208, F206, F204 e F202. Notou-se que o aumento da atividade do esquema explícito contribuiu positivamente para um melhor posicionamento do máximo de precipitação mais ao norte (Figura 4.8a, 4.8d, 4.8g e 4.8j).

A simulação da posição do sistema obtido com os experimentos com o parâmetro F foi melhor do que o obtido com os experimentos controle. Os experimentos com o parâmetro F produziram diferentes padrões de distribuições horizontais, alterando também as quantidades de precipitação implícita e explícita gerada pelo modelo. Apesar do melhor posicionamento da banda de precipitação associada ao evento de ZCAS, os diferentes valores de F não representaram a área de precipitação estratiforme associado ao sistema.

A Figura 4.9 mostra a evolução temporal, para o conjunto de valores do parâmetro F, da precipitação total, implícita e explícita, para a grade de 20 km, média em todo o domínio do modelo. Nota-se uma redução da quantidade de precipitação total gerada pelos experimentos de redução do parâmetro F. Nota-se também uma mudança na fase da ocorrência do pico de precipitação

implícita máxima com relação ao pico de precipitação explícita máxima. A evolução temporal da precipitação implícita (Figura 4.9b) mostra que com a redução de F há uma diminuição gradual do total gerado pelo esquema de convecção KF. O oposto é visto para a precipitação explícita (Figura 4.9c), onde a redução de F trouxe um aumento na quantidade de precipitação gerada pelo esquema de microfísica das nuvens FR. Com a redução do parâmetro F os máximos de precipitação implícita foram reduzidos, contudo instantes de ocorrência dos mesmos permaneceram inalterados. Isso mostra que a variação do parâmetro F atua no controle da conversão da precipitação não no mecanismo de disparo do esquema (“trigger”). Por outro lado, a precipitação explícita alterou a intensidade da precipitação gerada, bem como o posicionamento dos máximos. Pode-se observar o surgimento de picos secundários ao reduzirmos o parâmetro F de 0,8 para 0,6. Esse aumento da precipitação explícita se deve ao fato de que mais umidade estava disponível no ponto de grade do modelo, sendo assim o esquema explícito tornou-se mais ativo, o que gerou mais precipitação explícita. O pico da atividade do esquema explícito ocorreu no instante de menor atividade do esquema implícito, como visto no experimento controle C20. O aumento da atividade do esquema explícito contribuiu para o atraso da ocorrência do máximo da precipitação total (Figura 4.9a). Nestes casos, a maior parte da precipitação total é devido ao esquema explícito. Esse padrão torna-se evidente no experimento F202, onde a redução do F foi maior e, por consequência, houve uma maior atividade do esquema explícito.

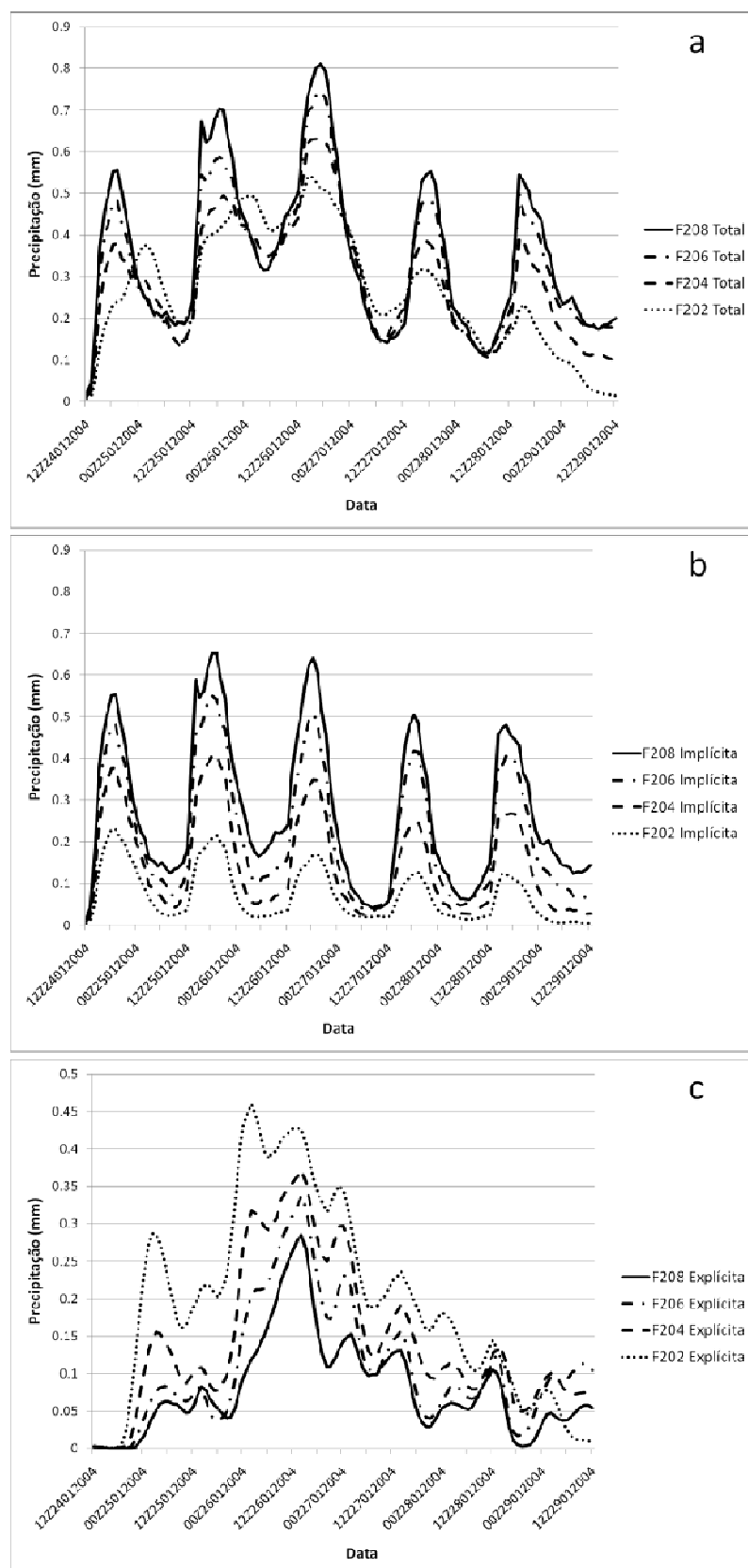


Figura 4.9 – Evolução temporal da precipitação média em todo o domínio do modelo para: a) precipitação total; b) precipitação implícita e c) precipitação explícita. Valores em mm/h. Linhas cheias referem-se ao experimento F208; traço-ponto F206; tracejada F204 e pontilhada F202.

Padrões similares aos descritos acima foram observados nos experimentos com o parâmetro F para as resoluções horizontais de 10 e 5 km, onde a precipitação implícita teve uma redução, e a precipitação explícita um aumento do seu volume com a redução do parâmetro F (figuras não mostradas). Como no caso do experimento de 20 km, os experimentos com variação de F nas grades de 10 e 5 km indicaram um melhor posicionamento da ZCAS. Esta melhoria se deve a partição mais realística da precipitação implícita e explícita simulado pelo modelo.

4.4.1 Verificação com a partição da precipitação convectiva e estratiforme estimada pelo radar

As Figuras 4.10, 4.11 e 4.12 mostram a evolução temporal da proporção da precipitação implícita e explícita, média na área de quantificação do radar delimitada pelo círculo mostrado na Figura 3.5, respectivamente, para as resoluções de 20, 10 e 5 km para o evento de ZCAS0104. Os experimentos controle estão representados pelas linhas pretas com círculos abertos, o radar está representado pela linha magenta com cruz e os experimentos com a variação do parâmetro F pelas linhas vermelhas, verdes, azuis e laranjas, respectivamente, para FX8, FX6, FX4 e FX2, respectivamente, onde X representa a resolução horizontal do modelo (20, 10 e 5).

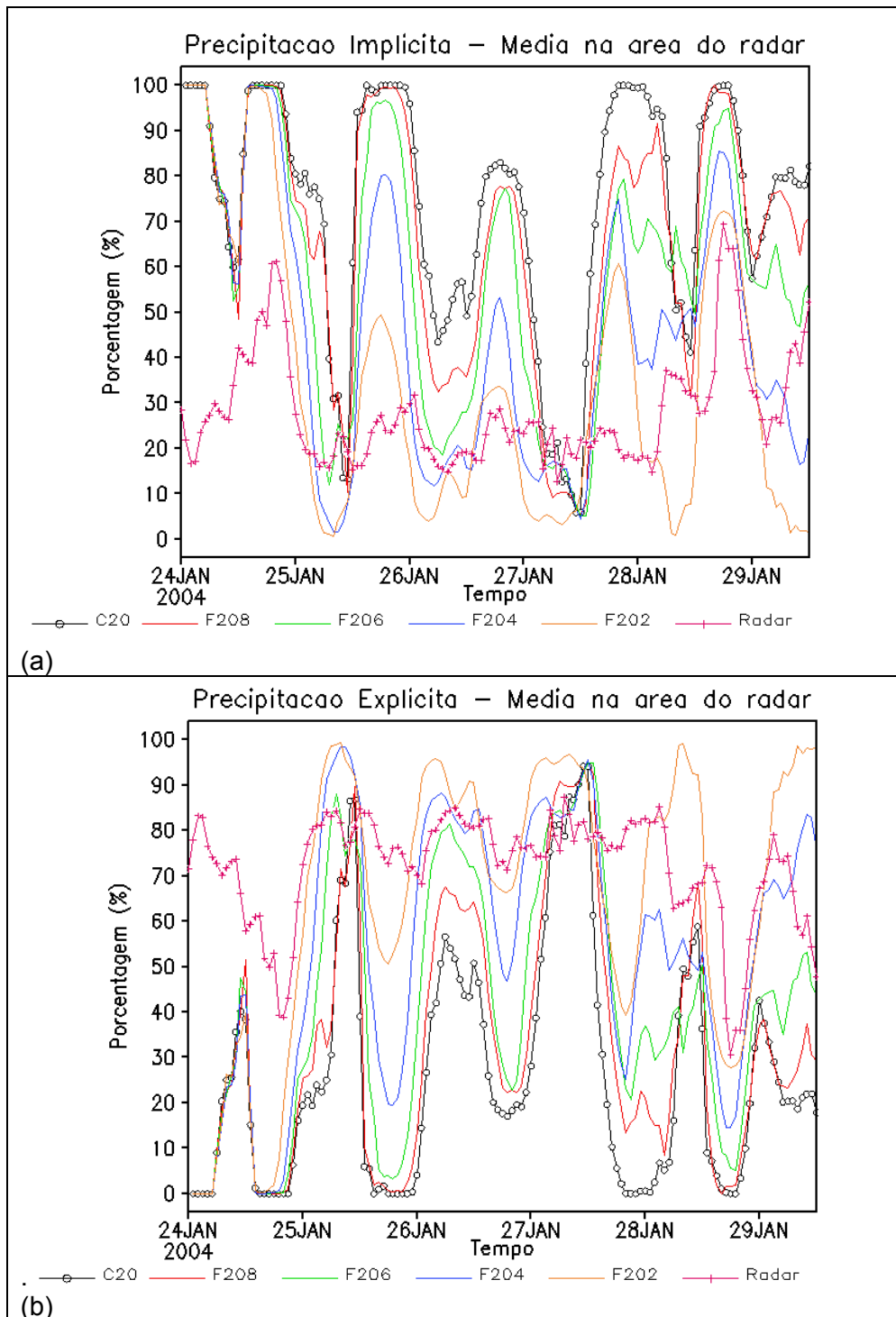


Figura 4.10 – Evolução temporal da proporção de precipitação média na área quantitativa do radar de Bauru (%), indicado pelo círculo na Figura 3.5 para: (a) implícita e convectiva, respectivamente, para os experimentos com o modelo Eta e radar de Bauru; (b) explícita e estratiforme, respectivamente, para o modelo Eta e radar de Bauru. As linhas pretas com círculos abertos indicam o experimento controle C20; as linhas vermelhas, verdes, azuis, e laranjas indicam, respectivamente, os experimentos F208, F206; F204 e F202; as linhas magentas com o traço vertical indicam o radar.

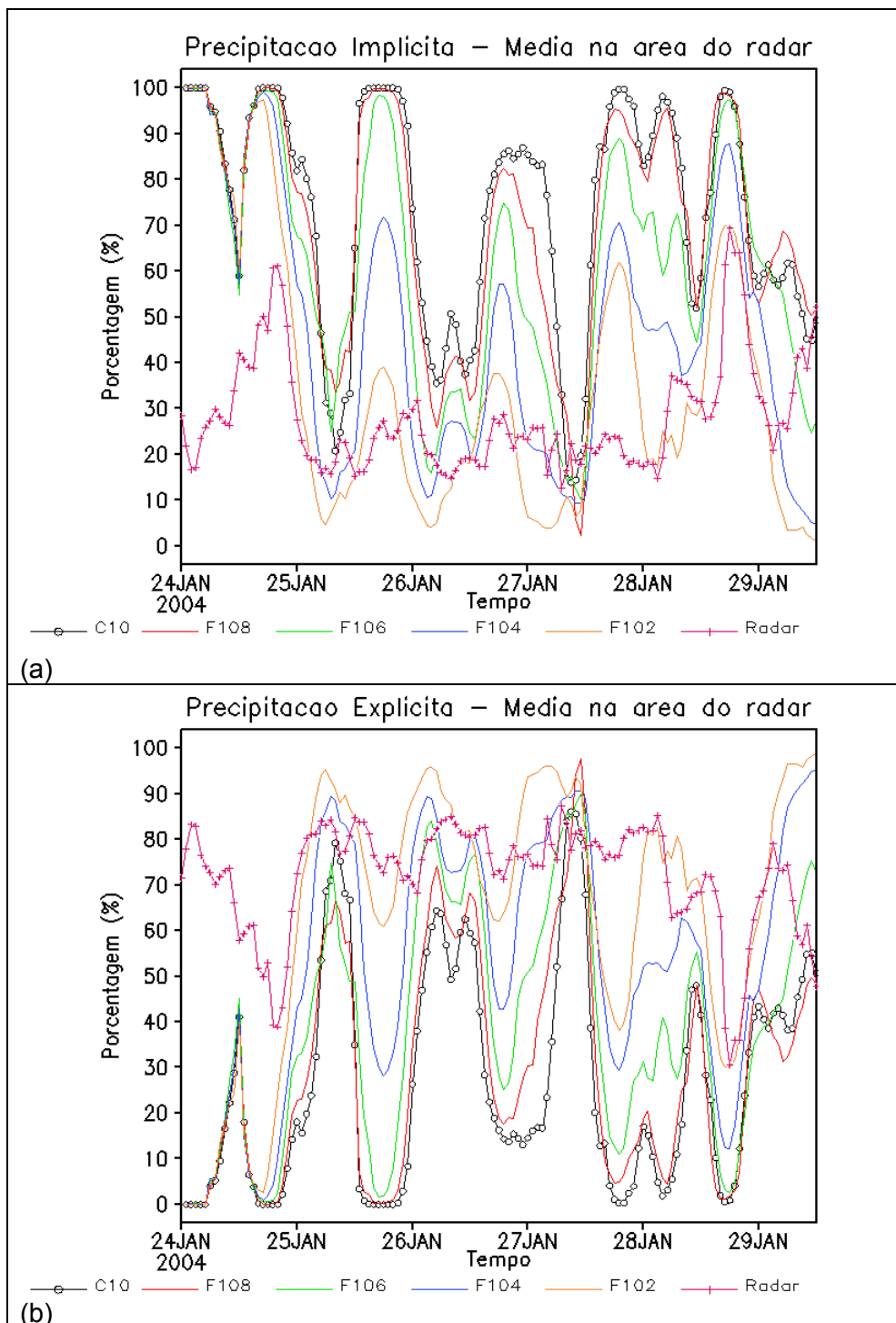


Figura 4.11 – Idem à Figura 4.10 para os experimentos C10, F108, F106, F104 e F102.

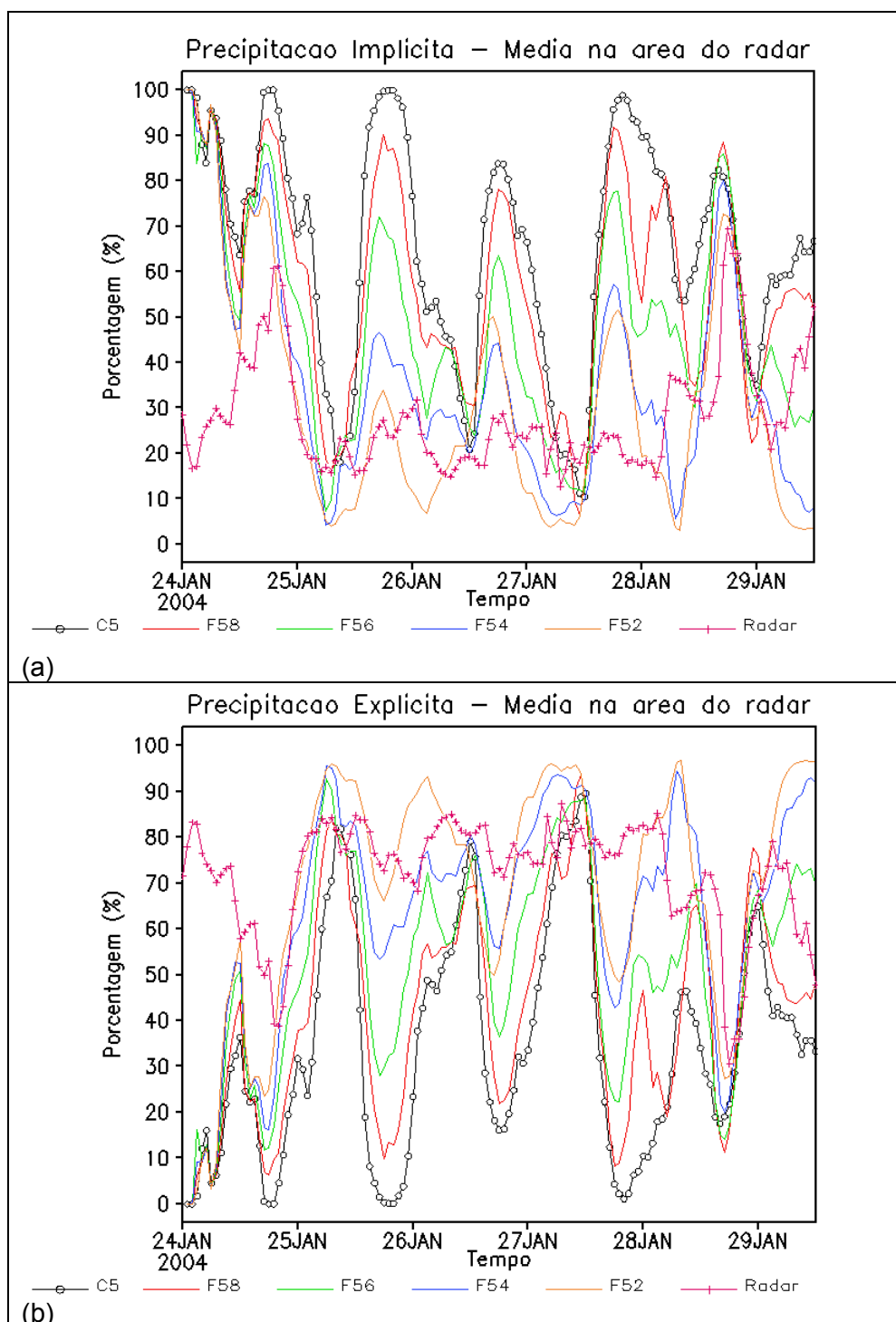


Figura 4.12 – Idem à Figura 4.10 para os experimentos C5, F58, F56, F54 e F52.

Observa-se pelas informações obtidas pelo radar que a precipitação convectiva é modulada pelo aquecimento diurno (Figura 4.10a linha magenta com cruz). Os picos de precipitação convectiva ocorrem no final da tarde e início da noite, quando a convecção atinge a proporção máxima diária. A evolução da precipitação estratiforme estimada pelo radar é mostrada na Figura 4.10b pela

linha magenta com a cruz. Verifica-se que a precipitação estratiforme é predominante durante praticamente todo evento de ZCAS0104. A precipitação convectiva domina somente na fase inicial e final do evento de ZCAS, dias 24 e 28 de janeiro à tarde.

A evolução da porcentagem de precipitação implícita obtida com os experimentos de resolução horizontal de 20 km é mostrada na Figura 4.10a. A evolução temporal da precipitação convectiva foi capturada pelos experimentos, onde os picos de máxima precipitação implícita ocorreram próximos aos horários observados pelo radar. Exceto para as primeiras horas de integração quando o modelo encontrava-se em fase de ajuste devido às condições iniciais. Nota-se que o experimento controle indicou uma porcentagem maior de precipitação implícita do que a estimada pelo radar, linha preta com círculo aberto. Com a redução do parâmetro F a proporção de precipitação implícita obtida pelo modelo foi reduzida. Com a redução da precipitação implícita a precipitação explícita aumentou a proporção (Figura 4.10b). A mudança na partição entre precipitação implícita e explícita com a redução do parâmetro F evoluiu em direção à partição entre precipitação convectiva e estratiforme verificada pelo radar. O experimento que melhor representou a partição da precipitação implícita e explícita para o evento de ZCAS0104 foi o experimento F202.

Com o aumento da resolução horizontal de 20 para 10 km, assim como no caso de 20 km, verifica-se que a redução do parâmetro F indicou uma mudança na partição da precipitação no sentido de redução da precipitação implícita, e por consequência o aumento da precipitação explícita. O tempo de ajuste no início da integração foi o mesmo. Comparando a evolução temporal das duas resoluções horizontais de 20 e 10 km (Figuras 4.10a e 4.11a), observa-se que o experimento controle C10 gerou mais precipitação implícita quando comparado ao experimento C20.

O experimento que mais se aproximou da partição precipitação convectiva e estratiforme estimada pelos dados do radar (Figura 4.10a e 4.10b linha magenta com traço vertical) foi o experimento com redução de 80% da

conversão da água líquida gerada pelo esquema de KF em precipitação implícita (Figuras 4.10a e 4.10b linhas laranja).

Comportamento similar ao observado para as resoluções horizontais de 20 e 10 km foi verificado para os experimentos com 5 km de resolução horizontal (Figuras 4.12a e 4.12b). Assim como nas resoluções anteriores o experimento que melhor representou a partição da precipitação implícita e explícita foi o experimento com a redução de 80% da conversão da água líquida gerada pelo esquema de KF em precipitação implícita (Figuras 4.12a e 4.12b linhas laranja).

A verificação da partição da precipitação implícita e explícita com os dados de radar indicaram que os experimentos com a redução de 80% da conversão da água líquida pelo esquema de KF indicaram as melhores partições da precipitação total.

4.5 Avaliação dos campos horizontais de pressão ao nível médio do mar, vento

A Figura 4.13 mostra a pressão ao nível médio do mar (PNMM), válidas para o dia 26 de janeiro de 2004 às 12Z, para os experimentos com resolução horizontal de 20 km. Essa data foi escolhida devido ao fato de que o evento de ZCAS0401 estar na fase mais ativa. A Figura 4.13a mostra o campo para o experimento controle C20. Com a redução do parâmetro F a simulação do campo de PNMM o núcleo de baixa pressão de 1006 hPa localizado em 20S/54W foi gradativamente melhor representado pelo modelo. A melhora no campo de pressão foi observada até a redução do $F=0.4$ (Figuras 4.13b – 4.13d).

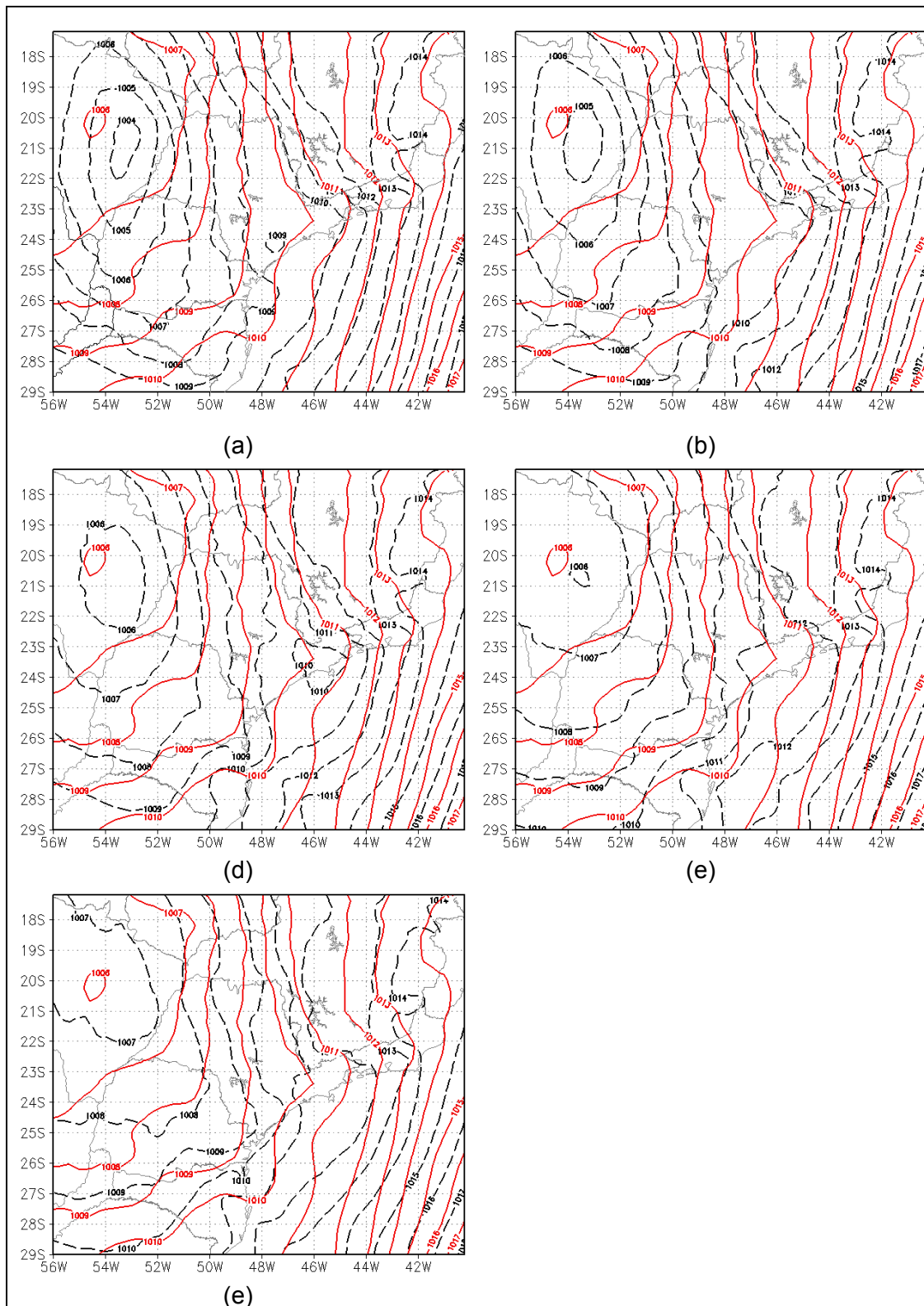


Figura 4.13 – Pressão ao nível médio do mar (hPa) após 60 horas de integração, válida para o dia 26/01/2004 às 12Z para: (a) C20; (b) F208; (c) F206; (d) F204 e (e) F202. Experimentos representados pelas linhas pretas e tracejadas e as análises do NCEP linhas vermelhas e cheias.

A Figura 4.14 mostra os campos de PNMM para a resolução de 10 km. Verificou-se um padrão similar ao observado para os experimentos com a resolução de 20 km. O campo de PNMM foi simulado mais próximo ao observado na análise do NCEP com a redução do parâmetro F. Assim como para o modelo configurado com 20 km de resolução horizontal, o experimento que apresentou os menores desvios em relação à análise foi o experimento com $F=0,4$ (F104). Para os experimentos com a resolução de 5 km (Figura 4.15), verifica-se um padrão similar aos observados nos casos dos experimentos de 20 e 10 km de resolução horizontal, de melhoria da simulação do campo de PNMM com a redução do parâmetro F. O experimento que simulou o núcleo de baixa pressão e com a intensidade verificada na análise foi o F56.

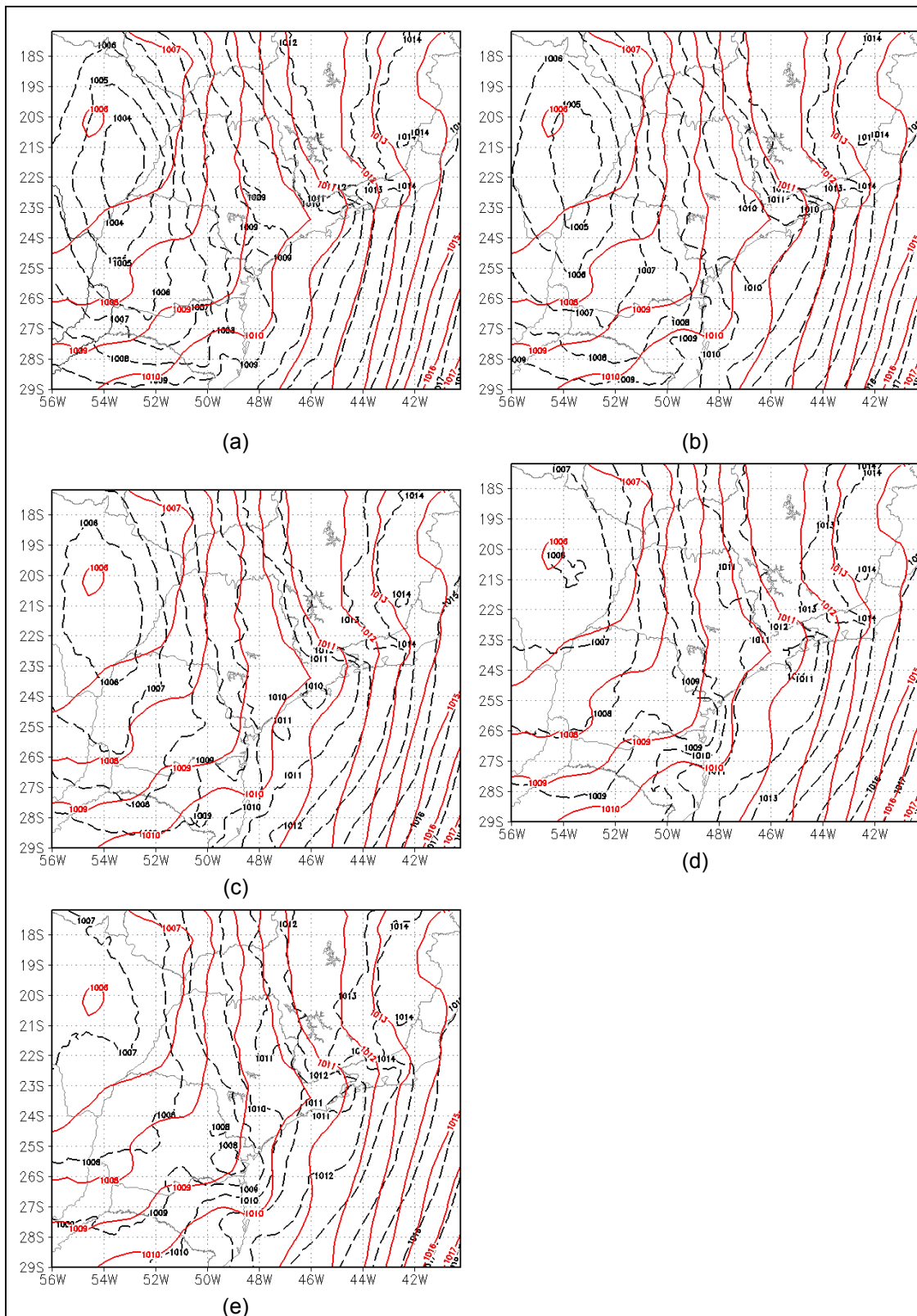


Figura 4.14- Idem à Figura 4.13 para os experimentos: (a) C10; (b) F108; (c) F106; d) F104 e (e) F102

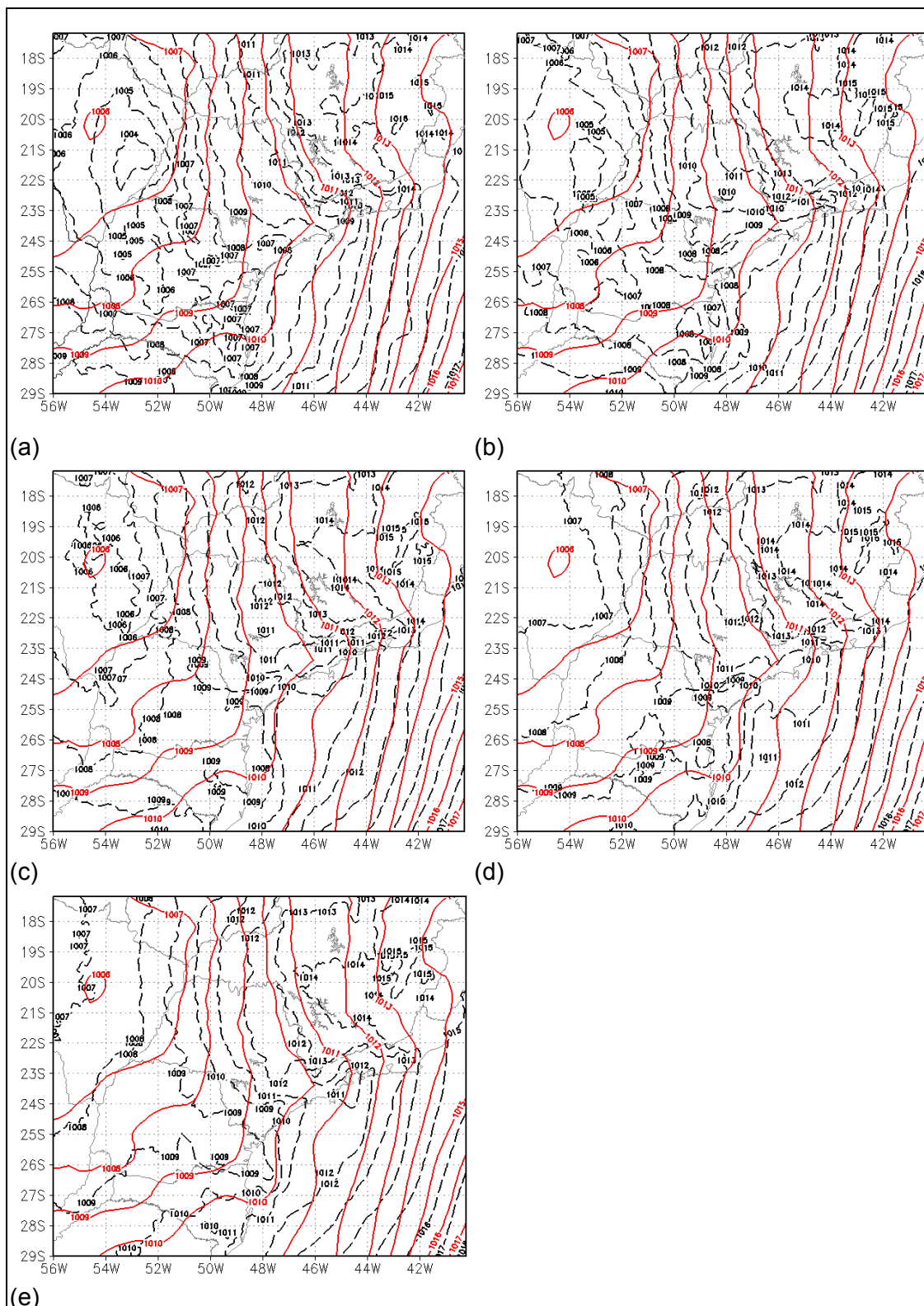


Figura 4.15- Idem à Figura 4.13 para os experimentos: (a) C5; (b) F58; (c) F56; (d) F54 e (e) F52

Em altos níveis (250 hPa) o cavado associado com ao sistema frontal à superfície foi simulado deslocado para leste. Com a redução de F o fluxo divergente moveu em direção ao norte padrão consistente com o deslocamento da frente fria em superfície em direção ao norte. Esse padrão foi observado para todas as resoluções horizontais testadas no presente trabalho (20, 10 e 5 km). A comparação entre os experimentos com o parâmetro F e as análises do NCEP mostrou que os experimentos F206, F104 e F54 indicaram as melhores simulações.

A Figura 4.16a mostra a diferença entre a água de nuvem e gelo produzidos pelo experimento F206 e o experimento C20 em 500 hPa. Campos são médios sobre o período de 25 a 27 de Janeiro de 2004 às 12Z. Esse período foi considerado porque este é o intervalo onde a ZCAS se apresentava mais ativa. Os valores positivos mostram o aumento de água e gelo de nuvem produzido pelo esquema KF alterado. Verifica-se uma maior disponibilidade de água líquida/gelo a leste da faixa de precipitação do experimento C20, o que indica um melhor posicionamento da banda de precipitação observada pelo experimento F em relação ao experimento C20.

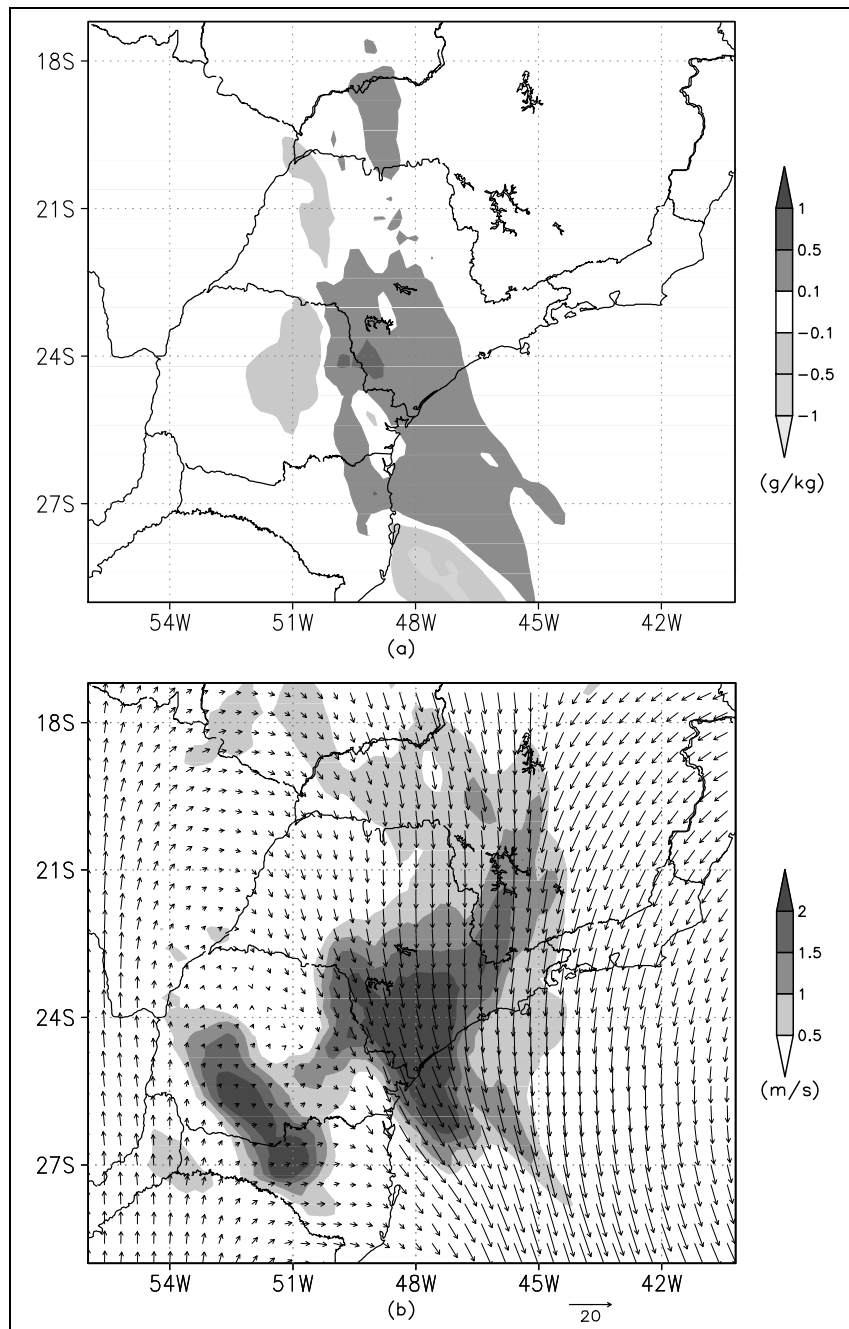


Figura 4.16 – a) Diferença da água líquida/gelo de nuvem entre os experimentos F206 e C20 em 500 hPa; b) Vento em 500 hPa (vetor) e diferença da componente zonal do vento entre os experimentos F206 e C20 em 500 hPa (campo sombreado). Campos médios no período entre 25 de Janeiro de 2004 às 12Z e 27 de janeiro de 2004 às 12Z.

Figura 4.16b mostra o vento em 500 hPa (vetor) e a diferença da componente zonal do vento entre os experimentos F206 e C20. Os campos são médios sobre o período de 25 a 27 de Janeiro de 2004 às 12Z. As diferenças positivas mostram um aumento da componente zonal do vento na região onde a água/gelo de nuvem apresentou um aumento. Estes campos indicam que com

a redução do parâmetro F, ocorreu uma advecção para leste água da nuvem e por consequência a precipitação aumentou sobre essa região.

Para mostrar as diferenças entre as simulações numéricas obtidas pelo experimento F206 e o experimento controle C20 ao longo integração, a média da precipitação implícita, explícita e total foram calculadas na região definida pelas latitudes 25°S e 23°S e longitudes 49°W e 47°W, esta área inclui a região de fronteira leste onde as grandes diferenças de precipitação ocorreram. As Figuras 4.17a, 4.17b e 4.17c mostram a mudança temporal na ocorrência da precipitação implícita, explícita e total dos experimentos F206 e C20. A comparação entre as duas curvas mostra que o esquema diminuiu consideravelmente a precipitação convectiva, e que o esquema explícito aumentou significativamente a precipitação de grande escala, devido à redução do parâmetro F. Verifica-se um atraso na ocorrência dos picos de precipitação implícita para o experimento F206 quando comparado ao experimento controle C20. Neste caso a precipitação explícita contribuiu significativamente para a precipitação total durante o período de ZCAS mais ativa, entre 25 de janeiro de 2004 12Z e 27 de janeiro de 2004 12Z. O experimento mostrou uma mudança na partição entre a precipitação implícita na área considerada.

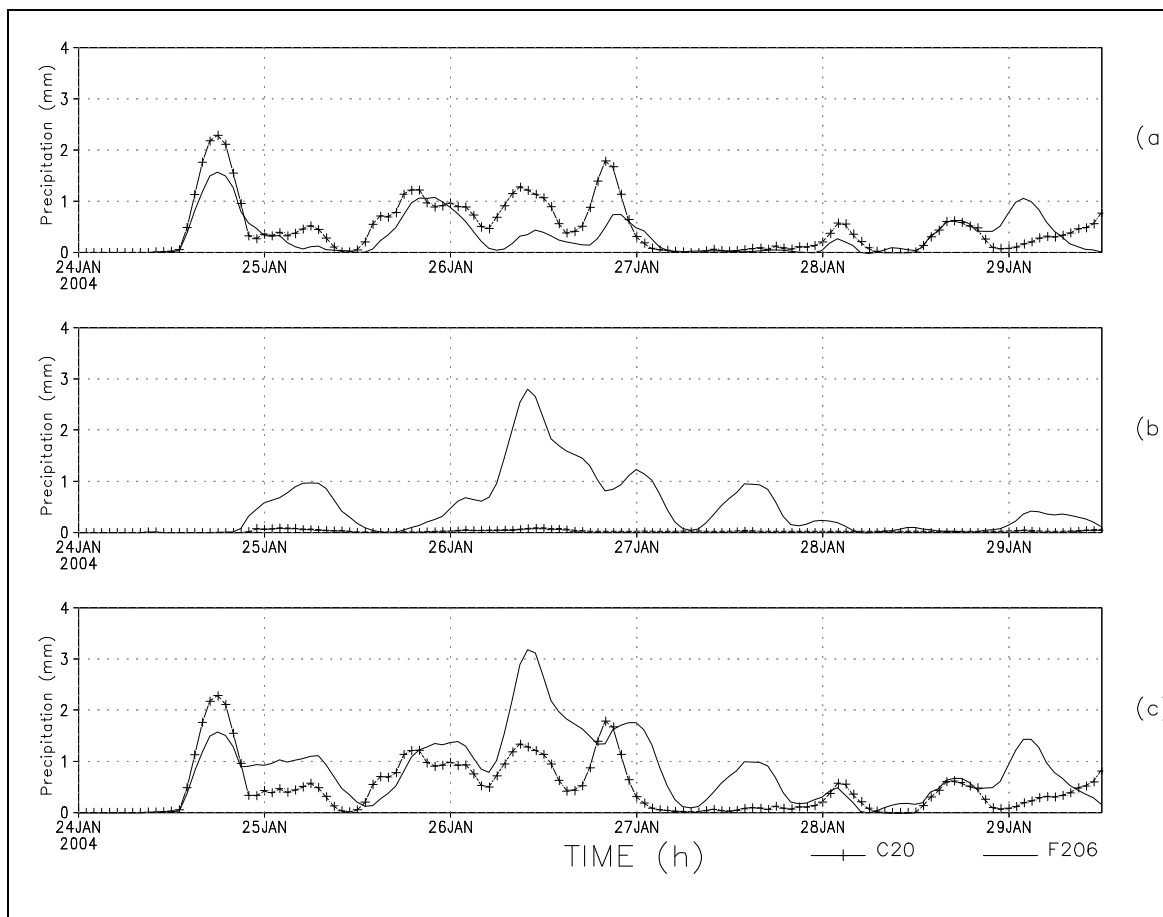


Figura 4.17 – Evolução temporal da precipitação média sobre a região definida pelas latitudes 25°S e 23°S e longitudes 49°W e 47°W (mm) para os experimentos C20 (linhas com traço vertical) F206 (linha sem marcador): (a) precipitação implícita; (b) precipitação explícita e (c) precipitação total.

4.6 Perfis verticais

A Figura 4.18 mostra a evolução temporal da seção vertical das diferenças entre os experimentos F206 e C20, para água líquida/gelo de nuvem, temperatura e umidade específica. Estes são valores médios dentro da mesma região definida na Figura 4.17. Nota-se que não havia água líquida/gelo de nuvem antes da atuação do esquema implícito sobre a região no experimento C20. Portanto, no momento inicial da formação das nuvens, as diferenças mostradas na Figura 4.18a para água líquida/gelo de nuvem se devem à produção de água/gelo de nuvem pelo experimento F206. A subsequente produção de precipitação explícita em 25 janeiro de 2004, 00Z é devido à redução de F para 0,6. Nota-se um acréscimo de água/gelo de nuvem pelo experimento F206 durante o período de ZCAS mais ativa. Este aumento

contribuiu para o aumento da precipitação explícita. Não foram observadas diferenças significativas na evolução temporal dos perfis de umidade específica e temperatura até a ativação da convecção às 18Z do dia 24/01/2004 (Figura 4.18b e 4.18c). As diferenças no perfil de temperatura sugerem que a redução do parâmetro F resfria o ar abaixo de 600 hPa e aquece o ar em torno de 400 hPa estabilizando a coluna atmosférica. As diferenças no perfil de umidade específica mostram um aumento de umidade nos níveis médios do modelo e uma redução nos níveis mais baixos (Figura 4.18c). Esta combinação resulta em uma saturação adicional nos níveis mais baixos, devido ao resfriamento, e uma saturação adicional nos níveis médios, devido ao aumento da umidade nesses níveis.

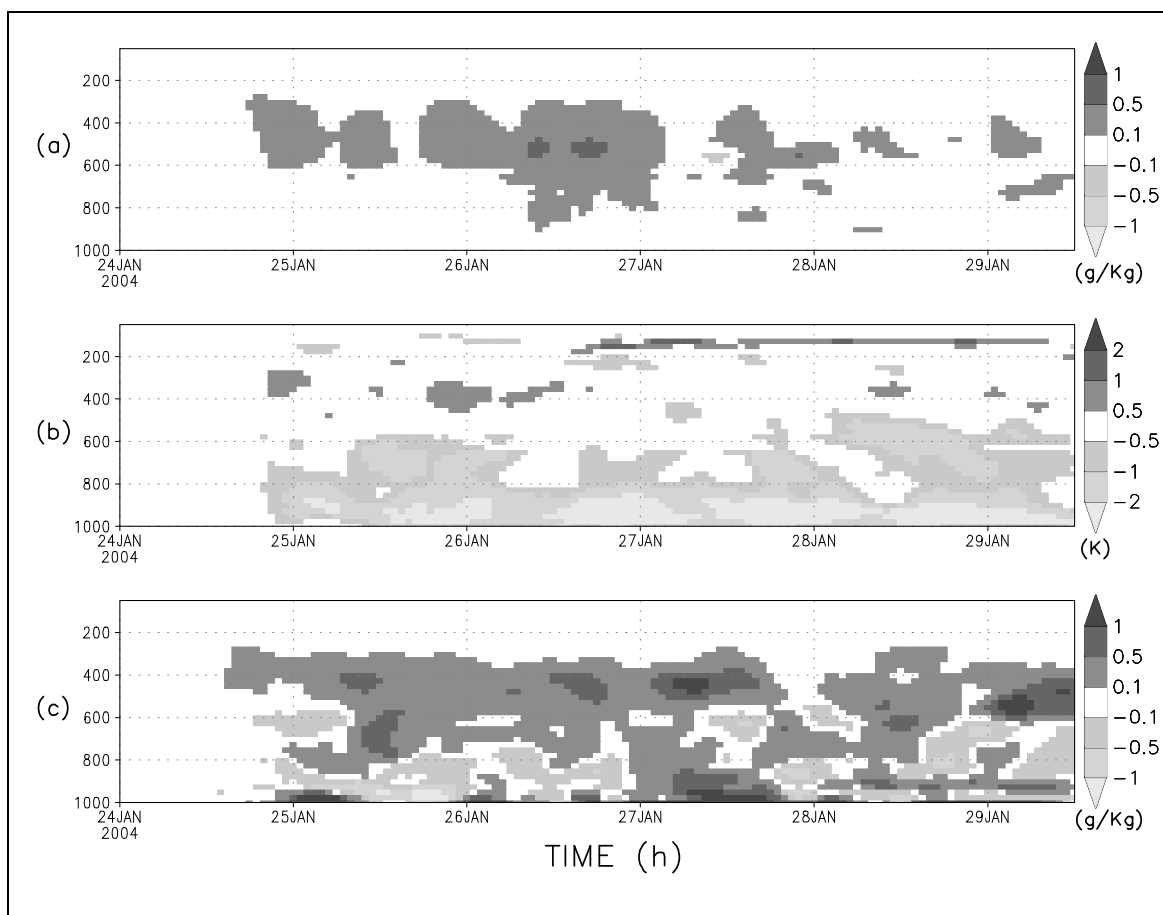


Figura 4.18 – Evolução temporal do perfil vertical da diferença entre os experimentos F206 e C20 para: (a) água líquida/gelo de nuvem (g/kg); (b) Temperatura absoluta (K) e (c) umidade específica (g/kg). Os valores são médios na área definida na Figura 4.17.

Características similares foram verificadas para os experimentos F208, F204 e F202. A resposta foi mais fraca para o F208 e mais forte para F204 e F202. O mesmo se aplica à mudança de resolução horizontal do modelo para 10 e 5 km. Quanto maior a resolução horizontal do modelo maior foi a produção de precipitação implícita pelo experimento controle (C10 e C5). Por consequência, a redução do parâmetro F produziu um maior impacto na redução da precipitação implícita.

4.7 Definições do parâmetro F para as resoluções de 20, 10 e 5 km

Para a definição dos valores do parâmetro F que melhor ajusta o modelo para as resoluções de 20, 10 e 5 km foi realizado um conjunto de rodadas contendo 4 casos de ZCAS e 5 casos de frentes frias (Tabela 3.5). Para todos os casos foram rodados os experimentos controle e os experimentos com os diferentes valores do parâmetro F definidos na Tabela 3.1.

Baseado na verificação objetiva da precipitação, através dos índices ETS e BIAS foi definido o experimento que indicou o valor do parâmetro F que produziu os melhores resultados para cada resolução horizontal do modelo.

A Figura 4.19 mostra os índices ETS e BIAS de todos os experimentos com o parâmetro F, incluindo o experimento controle, para a resolução horizontal de 20 km. A Figura 4.19a mostra as curvas do ETS. Nota-se que para todos os limiares os ETS ficaram confinados em uma faixa estreita de valores. Valores esses bem próximos aos do experimento controle C20 (representado na figura pela linha preta). A Figura 4.19b mostra o índice BIAS. Nota-se que com a redução do parâmetro F obteve-se uma redução da superestimativa verificada no caso controle C20 (linha preta). Analisando em conjunto os índices ETS e BIAS concluiu-se que o experimento F206 apresentou o melhor desempenho para a resolução horizontal de 20 km.

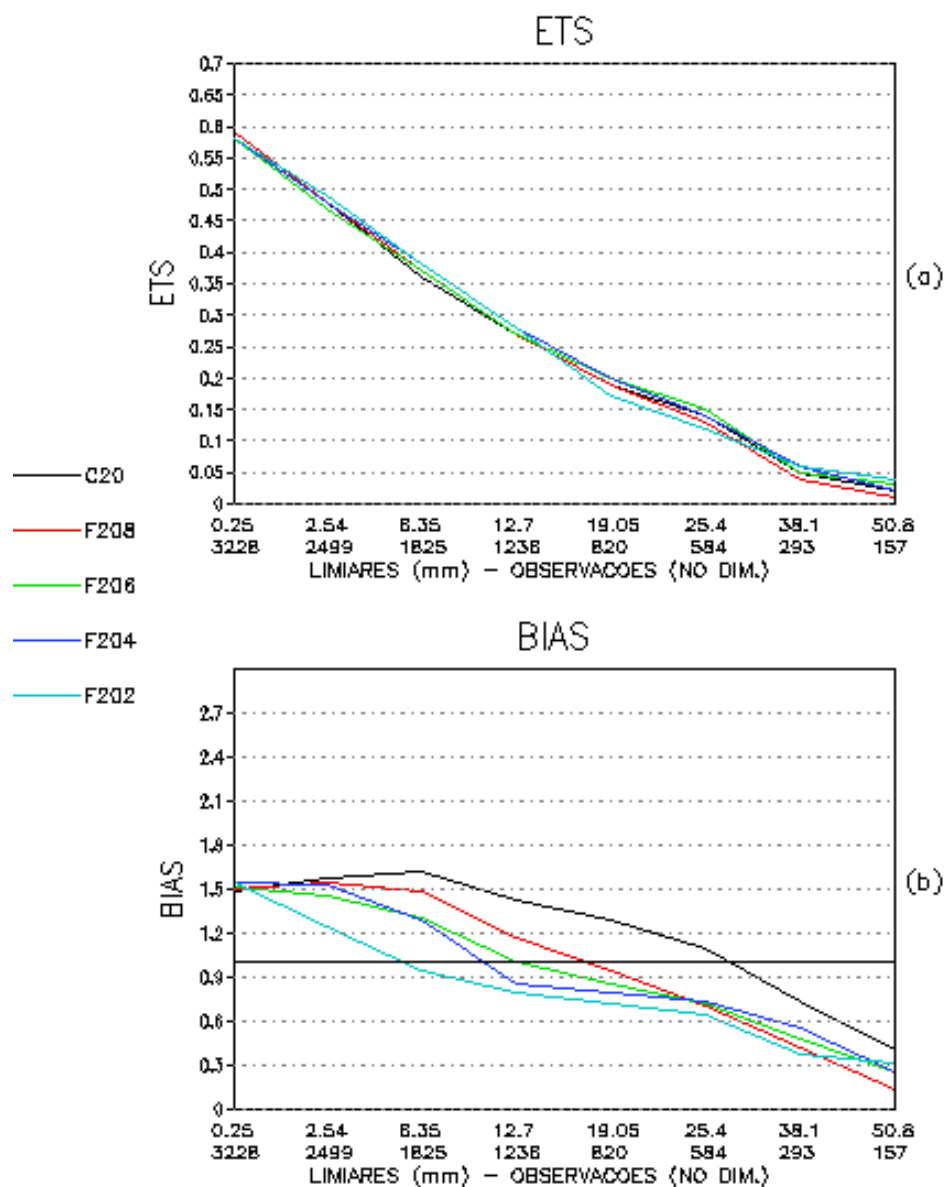


Figura 4.19 – (a) índice ETS; (b) índice BIAS. Para os experimentos C20 (linhas pretas; F208 (linhas vermelhas); F206 (linhas verdes); F204 (linhas azuis escuras) e F202 (linhas azuis claras). Nos eixos x a primeira linha indica os limiares de precipitação (mm) e a segunda linha indica o numero de observações utilizadas para cada limiar. Os prazos de previsão de 36, 60, 84, 108 e 132h foram considerados para a elaboração dos índices

A Figura 4.20a mostra o ETS para os experimentos rodados com a resolução horizontal de 10 km. Verifica-se que o experimento que produziu os maiores índices foi o F104 (linha azul escura). Com relação ao BIAS um comportamento similar à resolução de 20 km foi verificado, com a redução da superestimativa observada no experimento controle sendo reduzida com a diminuição do

parâmetro F. Com relação ao BIAS, o experimento que apresentou o melhor índice foi o F104 (Figura 4.20b). Portanto, para a resolução horizontal de 10 km o valor do parâmetro $F=0,4$ foi o definido como o que indicou os melhores resultados.

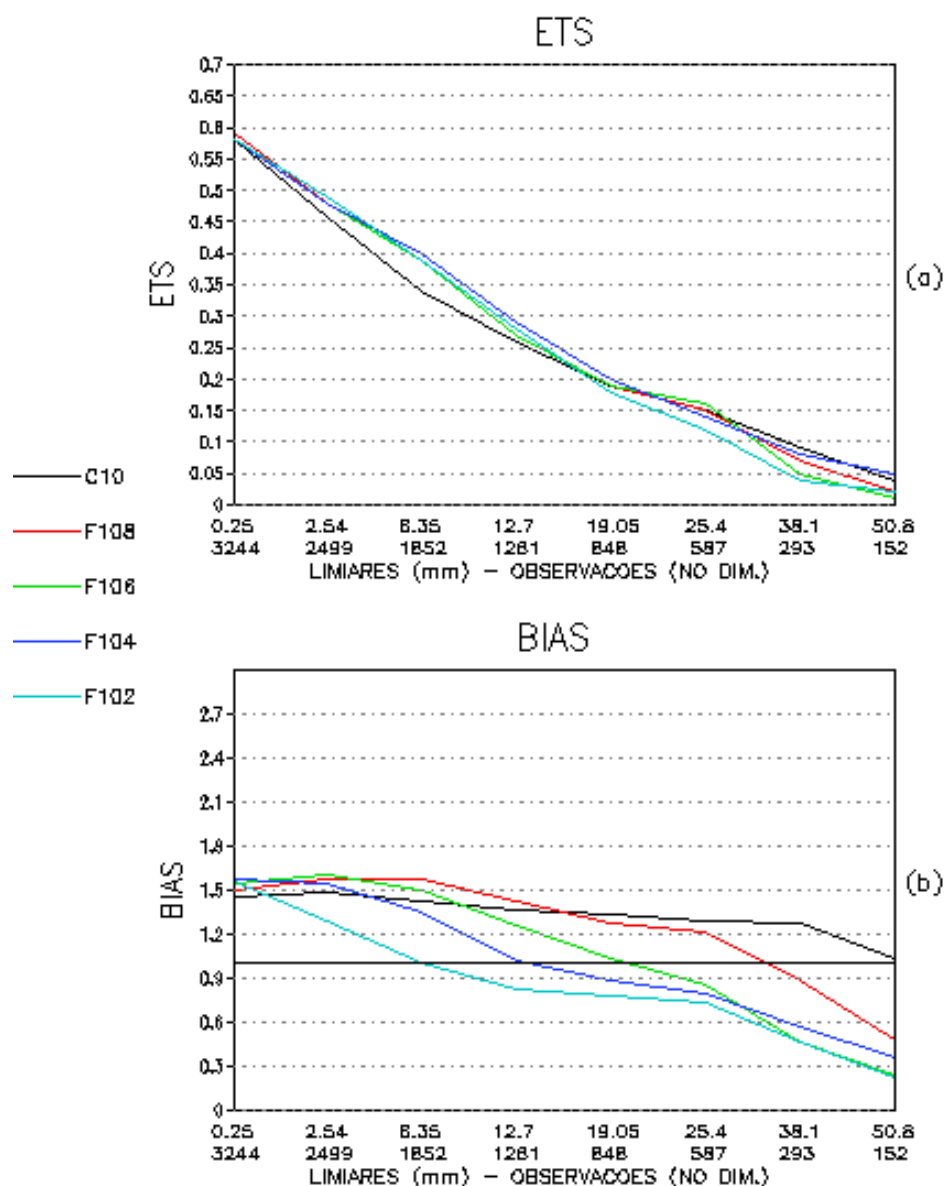


Figura 4.20 – Idem à Figura 4.19 para os experimentos C10, F108, F106, F104 e F102.

O ETS e o BIAS para os experimentos na resolução de 5 km é mostrado na Figura 4.21. Assim como para o caso de 10 km, o experimento com o parâmetro $F=0,4$ foi o que apresentou os maiores ETS (Figura 4.21a linha azul escura). O ETS foi maior para todas as categorias, exceto para o caso do limiar de chuvas mais intensas, onde o experimento controle C5 produziu os

melhores resultados (linha preta). Contudo, esse melhor desempenho do experimento controle se deve ao fato de uma superestimativa do modelo nessa categoria (Figura 4.21b, linha preta). Observa-se na Figura 4.21b o mesmo padrão de redução da superestimativa observada no experimento controle nas resoluções horizontais de 20 e 10 km (Figuras 4.19 e 4.20). Para a resolução de horizontal de 5 km o menor BIAS foi obtido pelo experimento F54. Portanto, os índices ETS e BIAS indicam que o $F=0,4$ apresenta os melhores resultados para a resolução de 5 km.

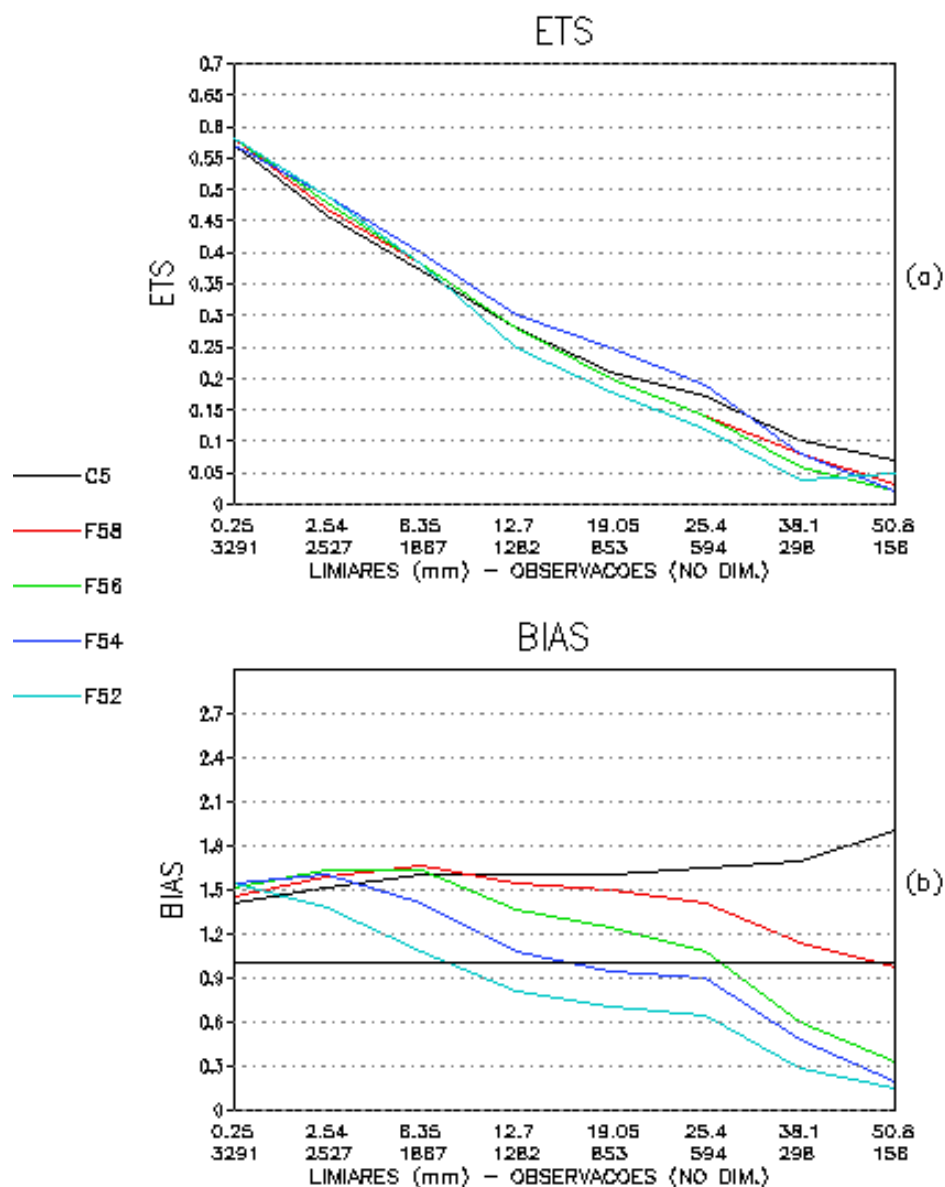


Figura 4.21 – Idem à Figura 4.19 para os experimentos C5, F58, F56, F54 e F52.

4.8 Função F proposta

A partir dos valores definidos na subseção anterior para o parâmetro F nas resoluções horizontais de 20, 10 e 5 km, e considerando que para modelos configurados com resoluções horizontais menores que 40 km $F=1$, e para modelos com resoluções maiores que 3 km $F=0$. Considerando que o parâmetro F varia linearmente dentro dos intervalos definidos pelas resoluções do modelo acima descritas, uma função de controle do parâmetro F com a resolução horizontal foi proposta e incluída no código do esquema de parametrização de convecção KF. A inclusão da função no código tem por objetivo o ajuste automático da física do modelo com o intuito de melhor representar a partição da precipitação implícita e explícita do modelo de acordo com a resolução horizontal do modelo definida pelo usuário. A Equação 4.1 abaixo mostra a variação do parâmetro F com a resolução horizontal do modelo.

$$F(\Delta x) = \begin{cases} 0,0 & \Delta x \leq 3km \\ 0,2 \times \Delta x - 0,6 & 3km \leq \Delta x \leq 5km \\ 0,4 & 5km < \Delta x < 10km \\ 0,02 \times \Delta x + 0,2 & 10km \leq \Delta x < 40km \\ 1,0 & \Delta x \geq 40km \end{cases} \quad (4.1)$$

Onde Δx é a resolução horizontal do modelo em quilômetros.

A Figura 4.22 mostra graficamente a variação do parâmetro F dada pela Equação 4.1 com a resolução horizontal. Os círculos em vermelho destacam os valores utilizados como base para a determinação da Equação 4.1. Para as resoluções horizontais de 20, 10 e 5 km os valores foram determinados através de experimentos de sensibilidade. Para experimentos com resolução horizontais menores que 40 km o esquema de parametrização de convecção deva converter toda água/gelo de nuvem em precipitação convectiva. Para experimentos com resolução horizontais maiores que 3 km o esquema de parametrização de convecção é desligado e tanto a precipitação explícita quanto a implícita será gerada pelo esquema de microfísica de nuvens.

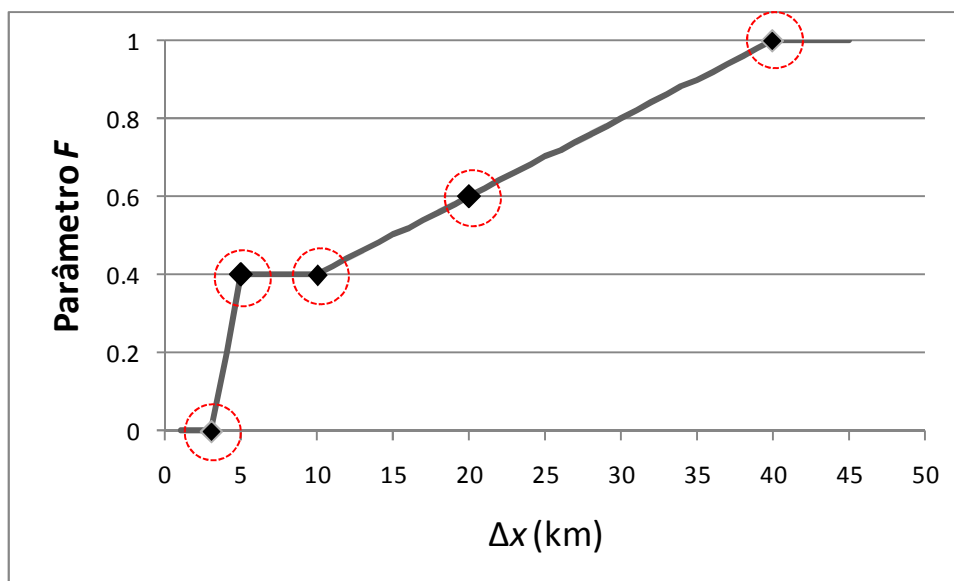


Figura 4.22 – Variação do parâmetro F com a resolução horizontal.

A Figura 4.23 mostra os resultados do modelo com a inclusão da função dada pela Equação 4.1 no código do modelo. O modelo foi rodado para o evento ZCAS0104 com as resoluções de 20, 10 e 5 km. Os campos de precipitação total, implícita, e explícita foram acumulados durante o período do evento de ZCAS. A primeira, segunda e terceira colunas indicam, respectivamente a precipitação total, implícita e explícita. Com o aumento da resolução horizontal do modelo de 20 para 10 km, o esquema implícito tornou-se menos ativo, e por consequência produzindo menos precipitação implícita, enquanto que o esquema explícito indicou uma maior atividade e produziu mais precipitação explícita. Como o aumento de resolução de 10 para 5 km o esquema implícito produziu mais precipitação implícita e em relação à resolução de 10 km, porém verifica-se que a precipitação explícita também aumentou a sua área de cobertura. Este é o padrão desejável de mudança na partição da precipitação implícita e explícita com a variação da resolução horizontal do modelo.

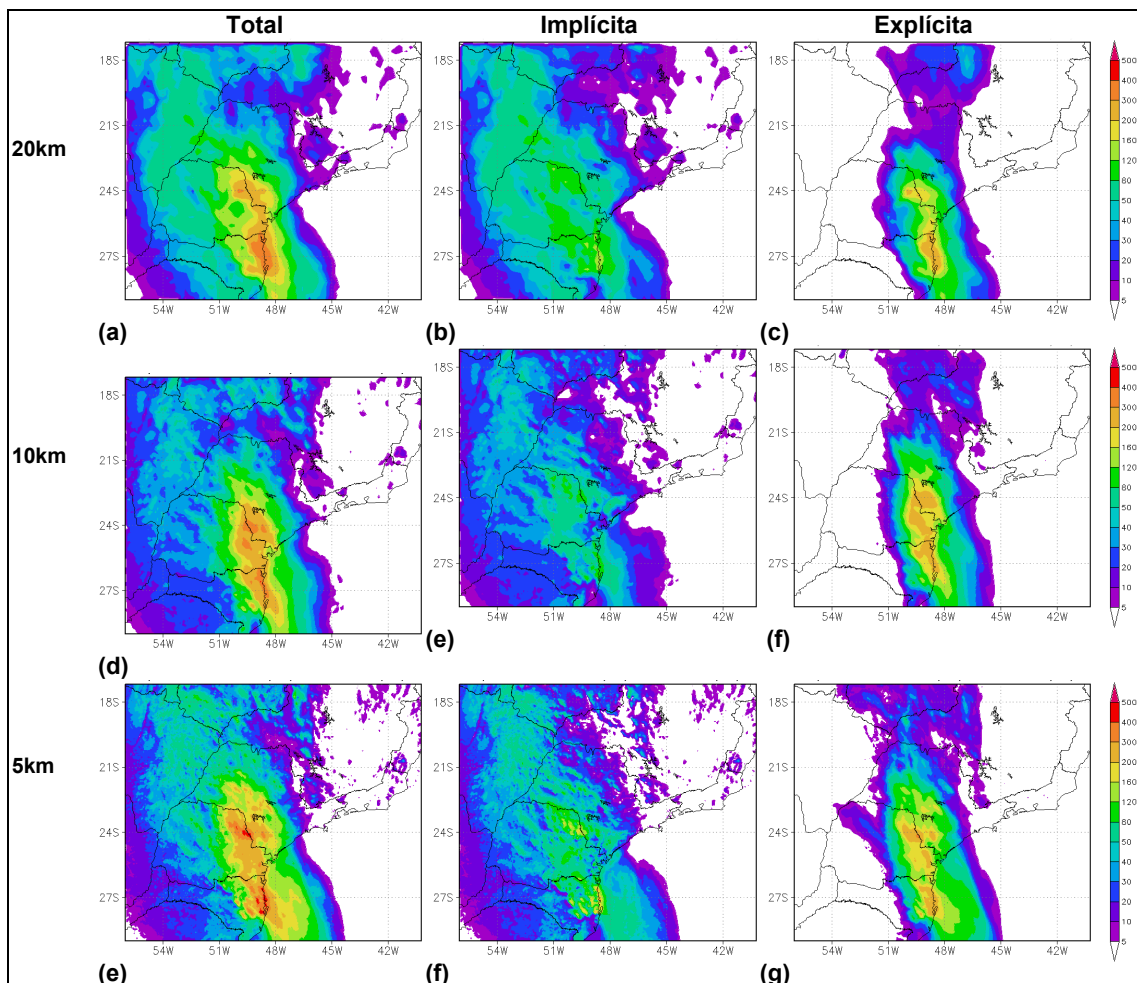


Figura 4.23 - Precipitação acumulada durante o evento de ZCAS0104 (mm) para as simulações numéricas do Modelo de Mesoescala Eta nas resoluções horizontais de 20, 10 e 5 km com a inclusão da Equação (7) no código do esquema de parametrização KF. Precipitação total na primeira coluna; precipitação implícita na segunda coluna e precipitação explícita na terceira coluna. As linhas indicam as resoluções horizontais do modelo.

4.9 Conclusões preliminares dos testes com o esquema de convecção KF

Os resultados apresentados nas seções anteriores mostrou o papel dos esquemas de parametrização de convecção cúmulos KF e de microfísica de nuvens FR na produção da precipitação do modelo Eta para um caso de ZCAS. O impacto da resolução horizontal do modelo na partição da precipitação em implícita e explícita também foi examinado.

A versão controle do modelo falhou em representar o posicionamento da banda de precipitação associada ao evento de ZCAS estudado. Os resultados das simulações com 20, 10 e 5 km de resolução horizontal indicaram uma

distribuição espacial e temporal da precipitação similares. Com o aumento da resolução horizontal do modelo notou-se uma intensificação da precipitação. A intensificação da precipitação, obtida ao se aumentar a resolução horizontal do modelo se deve a uma maior atividade do esquema de parametrização de cúmulos.

A análise da partição da precipitação implícita e explícita para os experimentos controle C20, C10 e C5 mostrou que o modelo não representa bem essa partição, onde a maior parte da precipitação total gerada pelo modelo nas rodadas controle foi devido ao esquema implícito.

As verificações das simulações numéricas mostraram que o modelo possui uma tendência a superestimar a precipitação observada. Comparando a precipitação total, média sobre todo o domínio do modelo, obtida pelos experimentos C10 e C5 com a obtida com o experimento C20, verifica-se um aumento de 8% para o experimento C10 e um aumento de 20% para o experimento C5. A precipitação implícita e explícita teve, respectivamente, um aumento de 8% e 11%, para o experimento C10, e de 22% e 8% para o experimento C5. Este comportamento do modelo é oposto ao esperado com o aumento da resolução horizontal do modelo, onde se espera um aumento da precipitação explícita com o aumento da resolução horizontal do modelo.

A inclusão do parâmetro F no código do esquema de parametrização de KF possibilitou o controle do volume de precipitação implícita gerado pelo modelo, com isso, a partição da precipitação implícita e explícita do modelo pode ser melhor representada. Testes de sensibilidade com o parâmetro F indicaram que quando o parâmetro F assume os valores 0,6; 0,4 e 0,4, respectivamente para as resoluções de 20 10 e 5 km resultaram em uma partição de precipitação implícita e explícita mais realista o que contribuiu para a melhora na representação dos sistemas. As superestimativas verificadas nos experimentos controle foram reduzidas, principalmente para os intervalos de chuvas mais intensas, onde os experimentos com o parâmetro F indicaram uma subestimativa.

Com o intuito de se reduzir viés negativo verificado com a redução da atividade do esquema de parametrização de convecção KF, testes de sensibilidade foram feitos com o esquema de microfísica de nuvens FR com a finalidade de se determinar parâmetros sensíveis na produção de precipitação explícita. Os resultados dos experimentos serão mostrados nas seções 4.10 e 4.11.

4.10 Experimentos de sensibilidade com o esquema de parametrização de nuvens FR

Estes testes de sensibilidade têm como objetivo determinar os parâmetros de maior sensibilidade na produção de precipitação explícita. Somente os experimentos onde a variação do parâmetro se mostrou sensível na produção de precipitação explícita serão mostrados a seguir para as resoluções horizontais de 20 e 5 km. Os parâmetros que indicaram alteração na produção de precipitação para a resolução de 20 km foram: velocidade terminal de queda das gotas, daqui por diante referenciados como VTG0520 (para diminuição de 50% do valor padrão), VTG1520 (para aumento de 50% do valor padrão); velocidade terminal de queda do gelo, daqui por diante referenciados como VTI0520 (diminuição de 50% do valor padrão); VTI1520 (aumento de 50% do valor padrão); e umidade relativa crítica para início da formação das gotas, daqui por diante referenciado como RHcr20. O experimento controle será referenciado como CNTRL20. Os parâmetros de efeito da ventilação da chuva; efeito da ventilação do gelo; taxa de coalescência das gotas e taxa de agregação do gelo apresentaram sensibilidade em campos tais como, concentração de água líquida/gelo de nuvem, perfil de temperatura e umidade, porém não foram sensíveis na produção de precipitação, portanto não serão mostrados. Com o objetivo de se investigar a sensibilidade das mudanças nos parâmetros em função da variação da resolução horizontal somente os experimentos que indicaram sensibilidade na produção de precipitação na resolução horizontal de 20 km serão aqui mostrados. Os experimentos foram referenciados como: VTG055 e VTG155, respectivamente para a redução e aumento em 50% da velocidade terminal de queda das gotas; VTI055 e VTI15, respectivamente, para diminuição e aumento de 50% do valor padrão da velocidade terminal de queda do gelo; e RHcr5 para umidade relativa crítica

para início da formação das gotas. O experimento controle foi referenciado como CNTRL5.

4.10.1 Experimento controle

A Figura 4.24a mostra o campo de precipitação explícita acumulada em 24 horas para o período entre os dias 25/01/2004, 12Z e 26/01/2004, 12Z para o experimento controle CNTRL20. Nota-se uma banda de precipitação com orientação meridional que se estende desde que a região oeste do Estado de Minas Gerais até a faixa leste do Estado de Santa Catarina. O extremo sul do Estado de São Paulo e faixa leste de Santa Catarina foram as regiões onde o esquema de FR se apresentou mais ativo. A Figura 4.24b mostra a evolução temporal da precipitação explícita, média sobre a região delimitada pela caixa vermelha indicada na Figura 4.24a, daqui por diante essa área será referenciada como área A1. Nota-se que o esquema é mais ativo após às 18Z do dia 25/01 e produz a maior parte da precipitação após esse horário.

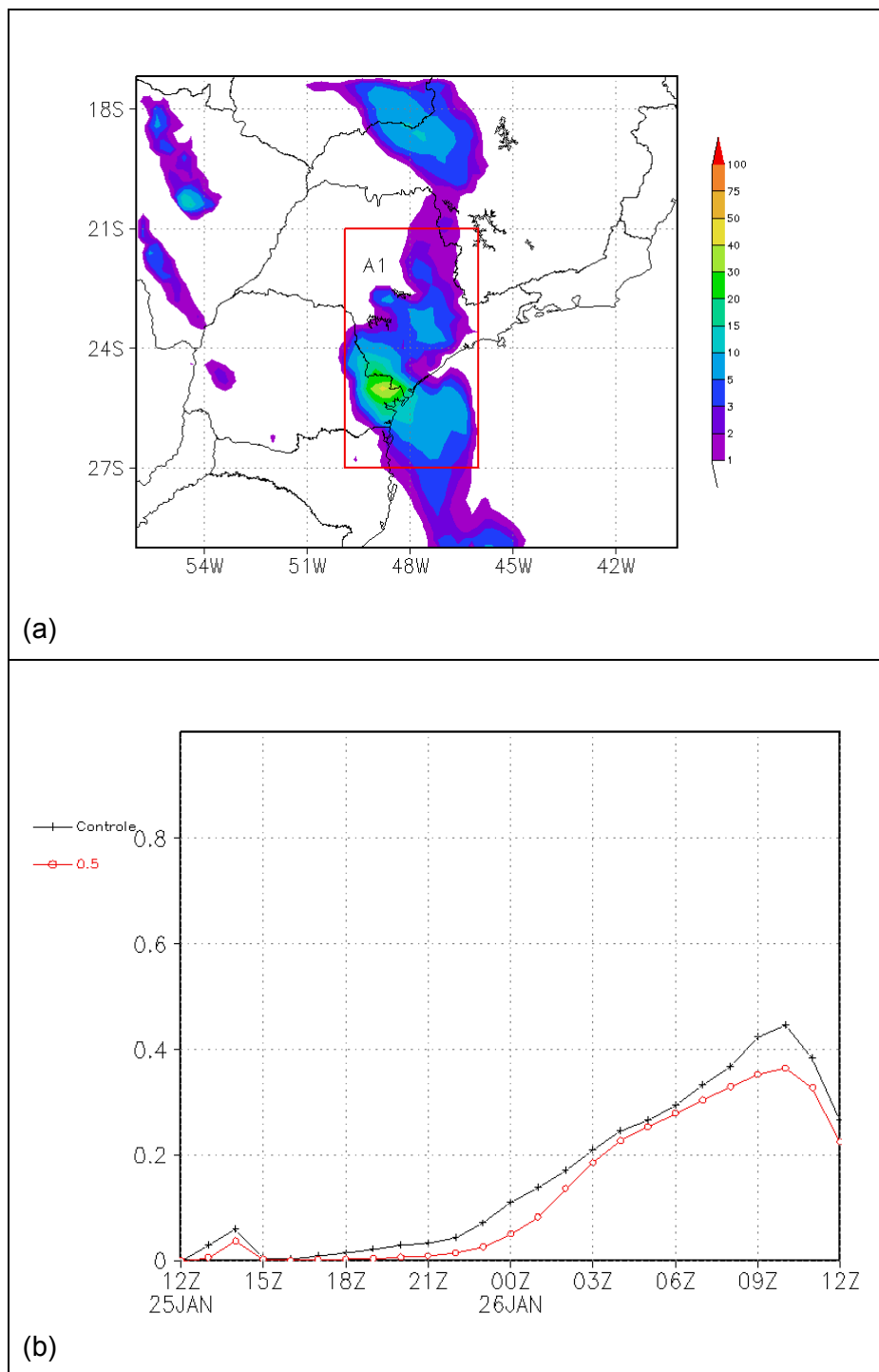


Figura 4.24 - (a) precipitação explícita acumulada em 24 horas para o período entre os dias 25 e 26 de janeiro de 2004 às 12z; (b) precipitação explícita média sobre a caixa vermelha indicada na Figura 4.23a. Valores em mm.

4.10.2 Velocidade terminal de queda das gotas

As Figuras 4.25a-d mostram, respectivamente, os perfis verticais de água líquida/ gelo de nuvem, temperatura, umidade específica e precipitação explícita para o experimento VTG0520. Os valores mostrados são médios na área A1 (Figura 4.24a).

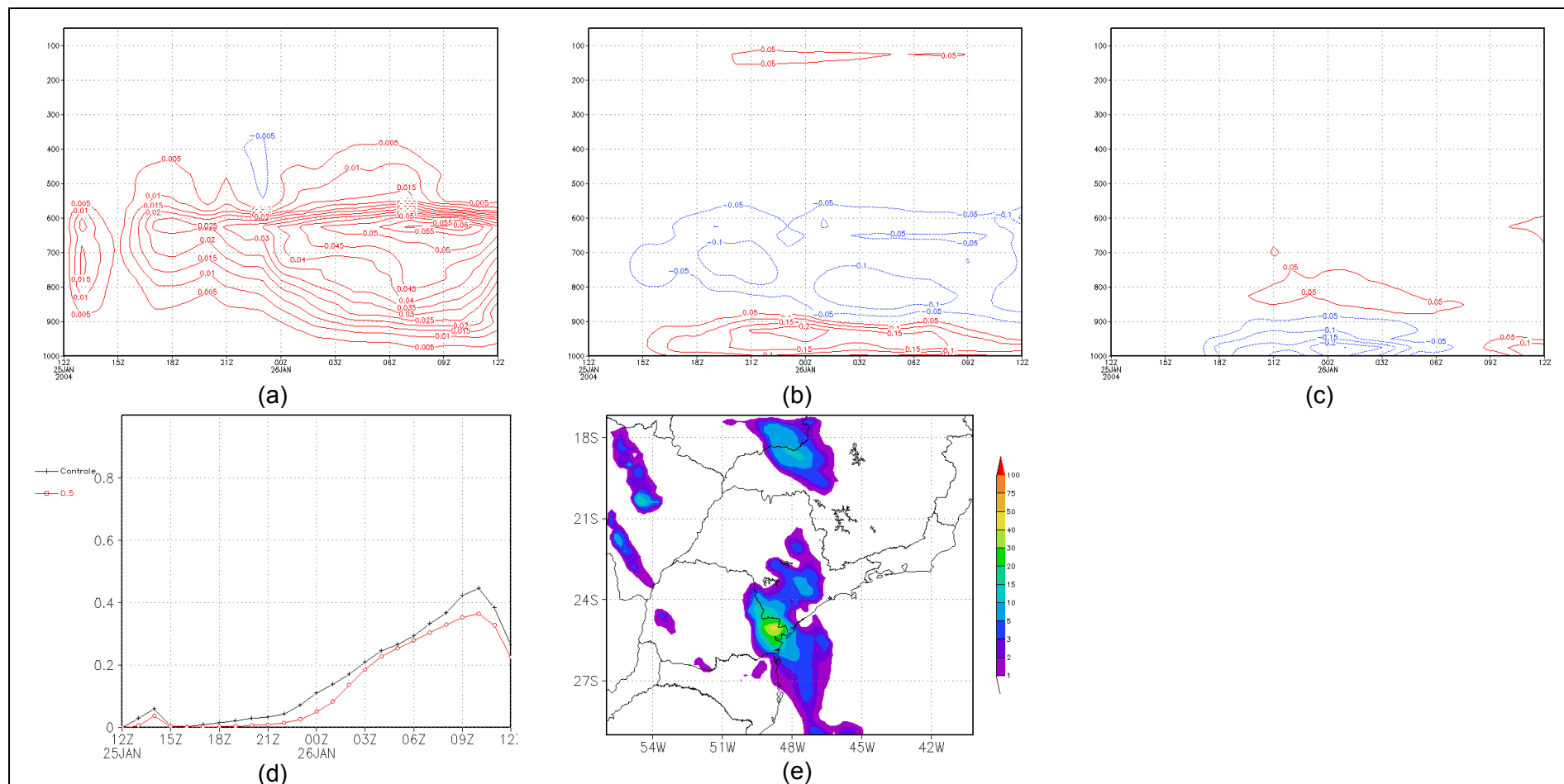


Figura 4.25 - Experimento com a redução da velocidade terminal das gotas de nuvem em 50% do seu valor original para os experimento com 20 km de resolução horizontal (a) Água líquida/gelo de nuvem (g/Kg); (b) temperatura (K); (c) umidade específica (g/kg); (d) precipitação explícita (mm) e (e) precipitação acumulada em horas para o período entre os dias 25 e 26 de janeiro de 2004 às 12z (mm). Os Valores indicados na figuras de a-d foram obtida através do respectivo campo sobre o quadrado vermelho indicado na Figura 4.24a.

A Figura 4.25a mostra a evolução no tempo do perfil vertical da água líquida/gelo de nuvem, diferença entre o experimento com redução de 50% em relação ao valor VTG0520 e o experimento controle CNTR20. Com a redução da velocidade terminal o perfil de água líquida/gelo de nuvem aumentou o seu valor na região abaixo de 400 hPa. Esse parâmetro atua apenas na região onde a água se encontra em seu estado líquido. Com a redução da velocidade terminal das gotas a taxa de crescimento das gotas foi reduzida devido a menor probabilidade de colisão, e posterior coalescência, entre as gotas. A evaporação das gotas também é afetada pelo efeito da ventilação nas gotas, que neste caso é menos efetivo devido ao menor arraste dinâmico das gotas com o ar à sua volta. Com a redução das colisões tempo de permanência das gotas na atmosfera, aumentou a população das gotas de menor tamanho. Por ser mais leve houve uma ascensão vertical das mesmas influenciando o crescimento de gelo de nuvem em níveis acima da isoterma de 0 °C. A Figura 4.25b mostra o perfil de diferenças da temperatura. Observa-se que o experimento produziu ar mais frio na camada entre 600 e 900 hPa e ar mais quente abaixo deste nível. O resfriamento da atmosfera se deve ao fato de que com uma menor taxa de evaporação menos energia foi as mesmas permanecem por um período maior na atmosfera para a atmosfera o que ocasionou o resfriamento da atmosfera. A redução da velocidade terminal provocou uma redução da precipitação total que chega à superfície, como mostra a comparação entre os experimentos VTG0520 (linha vermelha) e CNTRL20 (linha preta) (Figura 4.25d). A Figura 4.25c mostra que a região próxima à superfície ficou mais seca o que contribui para o aumento da temperatura.

A Figura 4.25e mostra o campo de precipitação acumulada no mesmo período da Figura 4.24a. Nota-se que a precipitação teve uma redução significativa quando comparado com o experimento controle (Figura 4.24a). Destaca-se a região nordeste do Estado de São Paulo, próximo da divisa com o Estado de Minas Gerais onde o modelo indicou uma redução significativa da precipitação explícita.

A Figura 4.26 mostra os resultados obtidos com o experimento VTG1.520. Nota-se que o efeito foi o oposto ao verificado para a redução do parâmetro. Com o aumento da velocidade de queda das gotas, aumenta-se o número colisões entre as gotas, o que proporciona um crescimento mais acelerado das gotas através do processo de colisão e coalescência. A Figura 4.26a mostra uma redução da água líquida/gelo de nuvem. Como a velocidade é maior, as gotas permanecem por menos tempo na atmosfera, além disso, devido a maior coleta das gotas menores as gotas maiores rapidamente crescem a tamanho de gotas de chuva. Desde que o aumento da velocidade foi proporcional em todo espectro de tamanho de gotas, a diferença da velocidade entre gotas menores e maiores tornou-se ainda maior, pois gotas maiores possuem diferença da velocidade terminais maiores o que acelera ainda mais o processo de colisão.

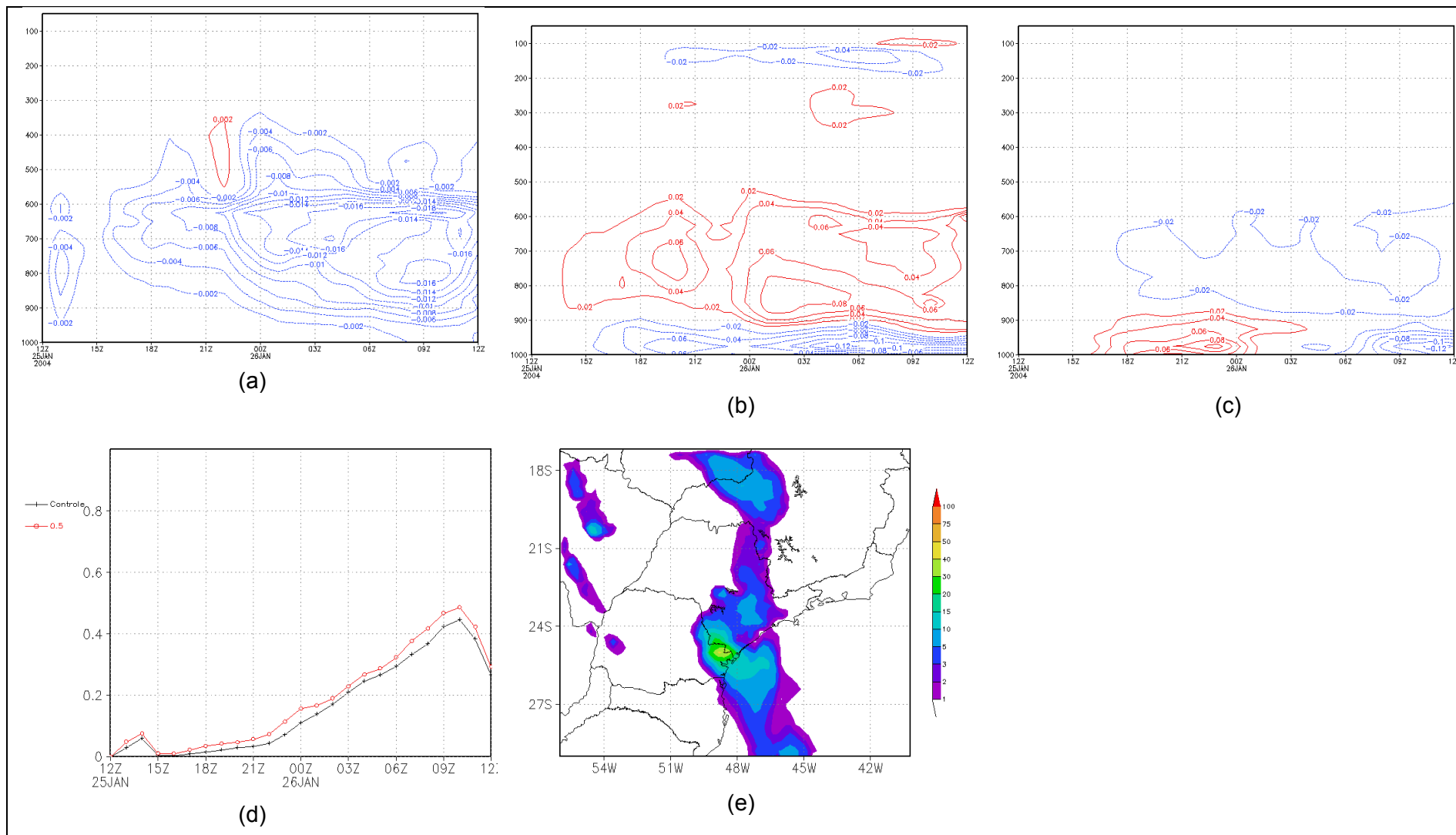


Figura 4.26 - Idem à Figura 4.25 para o aumento da velocidade terminal de queda das gotas em 50%.

Verifica-se na Figura 4.26b que o aumento da velocidade provocou um aumento na temperatura entre os níveis de 500 e 900 hPa. Esse aumento na temperatura é explicado pela remoção mais efetiva da umidade da atmosfera, como se pode ver no campo de umidade específica na Figura 4.26c. Próximo à superfície novamente verifica-se o efeito contrário da redução da velocidade terminal, com o resfriamento e umedecimento da camada próxima da superfície. A Figura 4.26d mostra a evolução temporal da precipitação explícita, média na área A1 (Figura 4.24a). Nota-se que o aumento da velocidade terminal produziu aumento da precipitação explícita. Comparando-se as Figuras 4.26d com a Figura 4.24d, verifica-se a precipitação total mostrou-se bastante sensível e proporcional à velocidade terminal.

A Figura 4.26e indica o campo de precipitação acumulada em 24 horas. Nota-se que os núcleos de precipitação se expandiram em área, produzindo assim mais precipitação explícita.

4.10.3 Velocidade terminal de queda do gelo

A velocidade terminal dos cristais de gelo atua nas camadas acima da isoterma de 0°C. A Figura 4.27a mostra o perfil de água líquida/gelo de nuvem para o experimento onde a velocidade terminal foi reduzida em 50% dos valores iniciais. Nota-se que com a redução da velocidade de queda aumentou o conteúdo de gelo da nuvem na alta troposfera. Como os cristais possuem velocidades de quedas menores os processos de crescimento dos cristais de gelos, tais como, a colisão e agregação se tornam menos efetivos. Com isso menos cristais são coletados permanecendo assim suspensos na atmosfera.

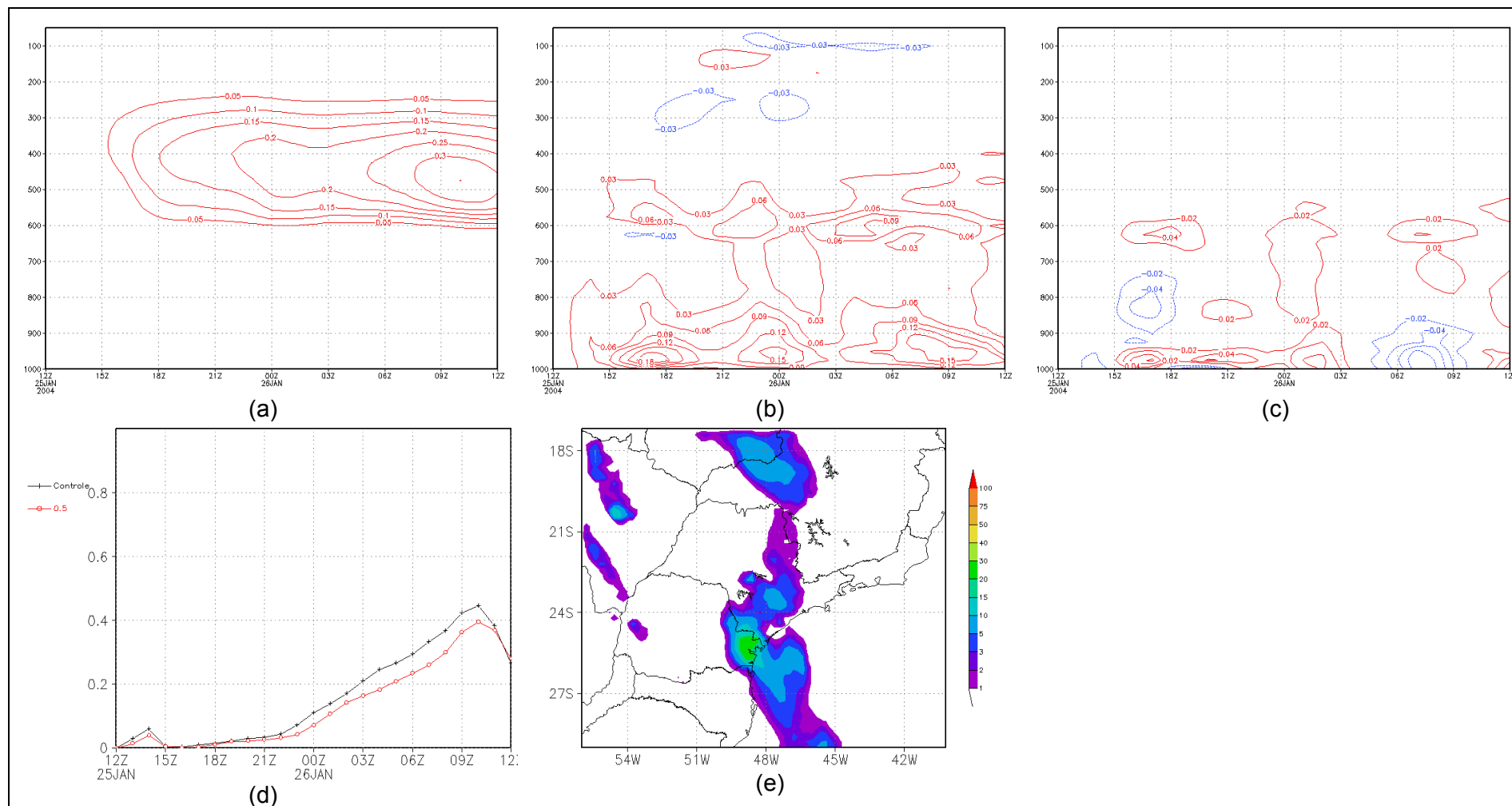


Figura 4.27 - Idem à Figura 4.25 para a diminuição da velocidade terminal de queda do gelo em 50%.

A pesar de atuar apenas na alta troposfera, os efeitos desse parâmetro nos campos de temperatura e umidade específica ficaram confinados na média e baixa troposfera (Figuras 4.27b e 4.27c). No tempo de pico de máxima precipitação, entre 06z e 11Z do dia 26/01/2004 (Figura 4.27d), verifica-se um padrão de aquecimento e resfriamento nas camadas mais baixas da troposfera. Com a diminuição da eficiência na remoção dos cristais de gelo a temperatura da baixa e média troposfera aumentou. O perfil de umidade específica.

Assim como a redução da velocidade de queda das gotas, a redução da velocidade de queda dos cristais de gelo causou uma redução da precipitação explícita (Figura 4.27c). Pode-se notar essa redução na Figura 4.27e com a redução do núcleo de máxima precipitação sobre o leste do Estado do Paraná.

O aumento da velocidade terminal do gelo produz um efeito contrario ao verificado com a diminuição em relação ao gelo da nuvem (Figura 4.28). Neste caso uma quantidade maior de gelo foi removida da alta troposfera. O aumento da velocidade altera os perfis de temperatura e umidade específica na camada principalmente abaixo de 500 hPa.

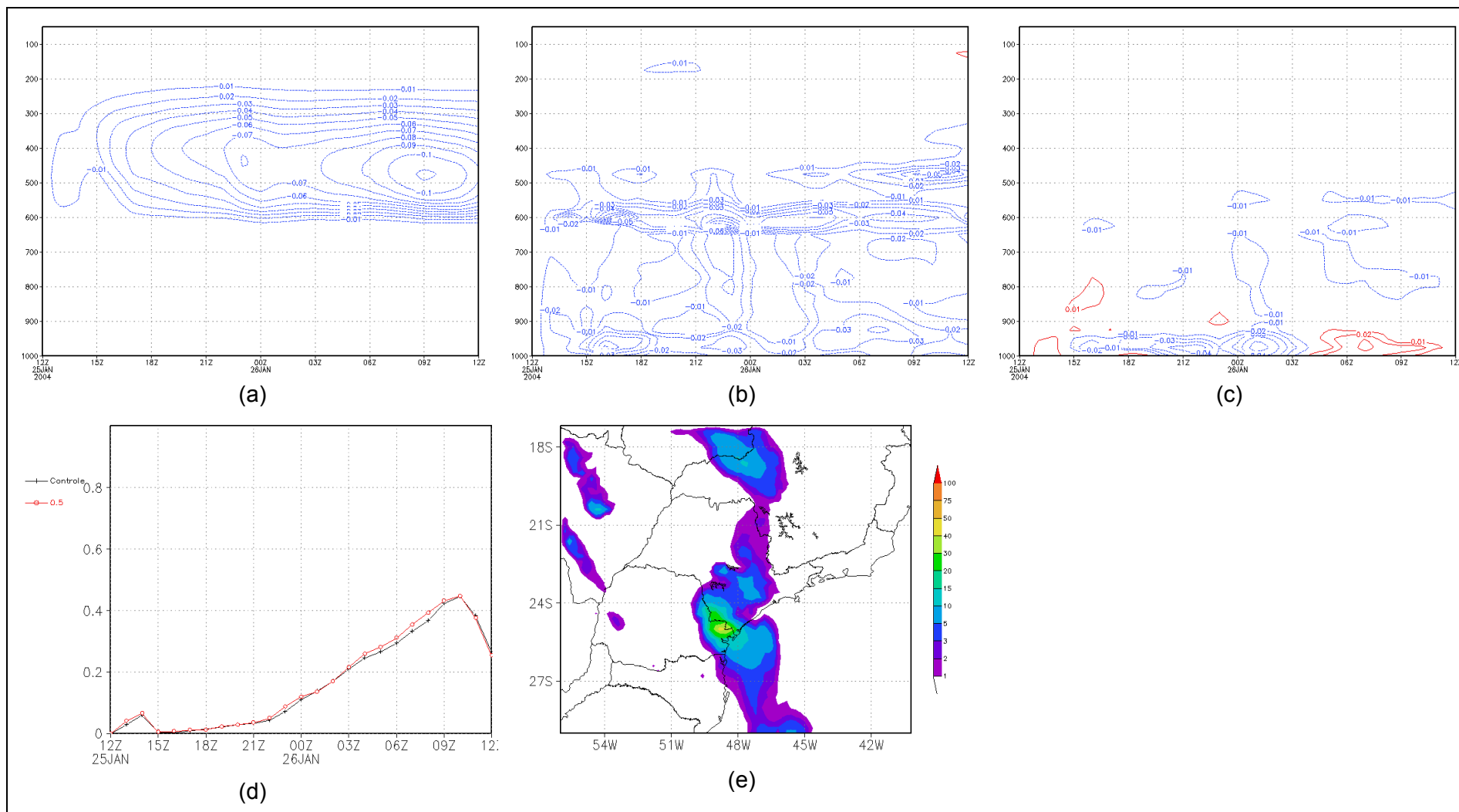


Figura 4.28 - Idem à Figura 4.25 para o aumento da velocidade terminal de queda do gelo em 50%.

O aumento da velocidade terminal do gelo mostrou pouca sensibilidade na produção de precipitação, como se pode notar na Figura 4.28d. Comparando a precipitação acumulada em 24 horas dada pela Figura 4.28e com a Figura 4.24a nota-se que o padrão é similar.

4.10.4 Umidade relativa crítica para o início da condensação

O experimento com a modificação dos parâmetros na Equação 3.6 é mostrado na Figura 4.29. Para a resolução horizontal de 20 km os valores são 0,973 para o experimento controle e 0,970 para o experimento com a alteração no valores dos parâmetros da formula proposta por Asai (1965).

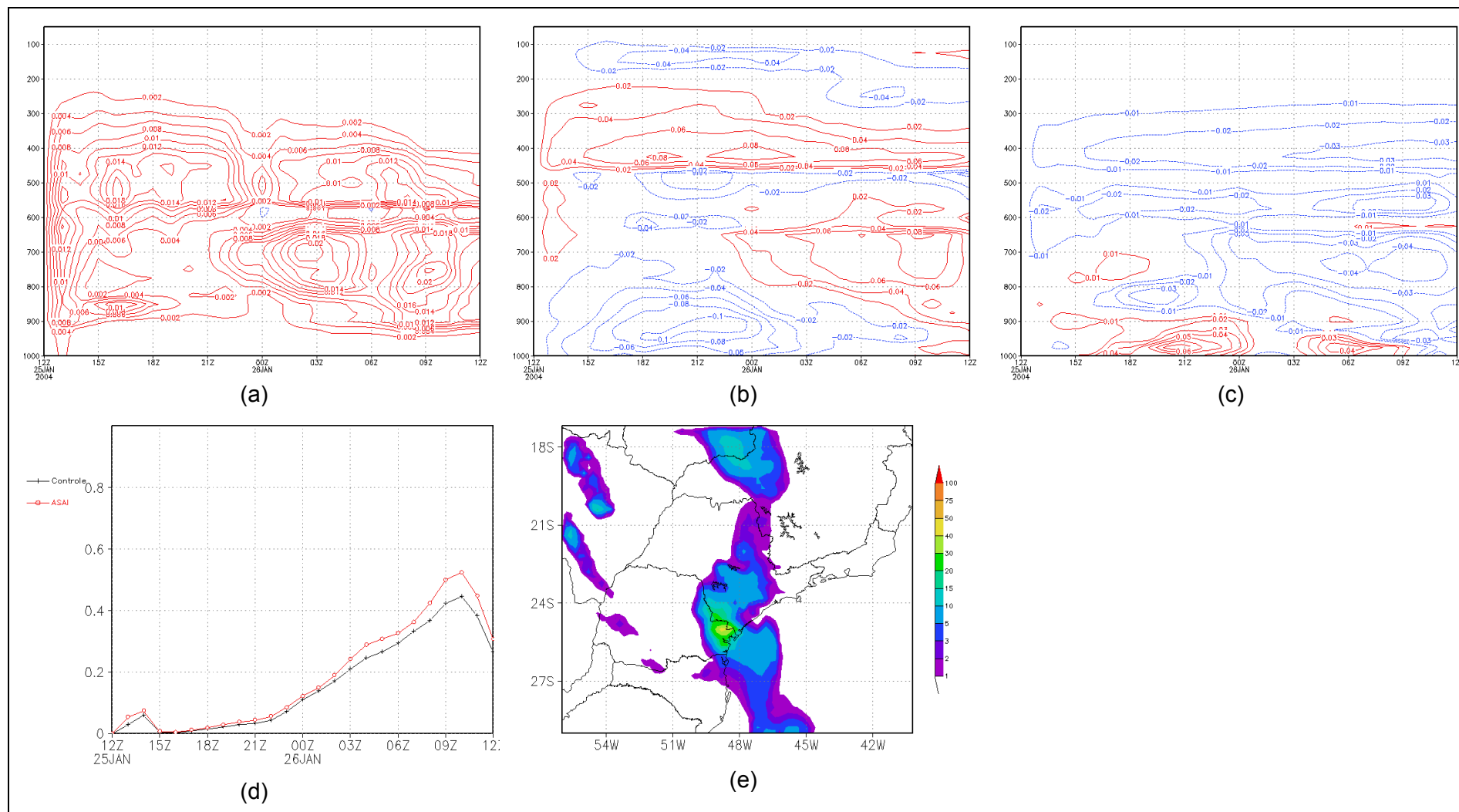


Figura 4.29 - Idem à Figura 4.25 para a modificação da umidade relativa crítica para a formação da gotas de nuvem

A modificação reduziu o valor crítico no ponto de grade necessário para o início da formação das gotas por deposição de vapor, com isso o valor crítico foi alcançado mais rapidamente e um número maior de gotas se formou em praticamente toda troposfera (Figura 4.29a). Os perfis de temperatura e de umidade apresentam um padrão de redução da temperatura e aumento de umidade e um aquecimento associado a uma redução da umidade específica.

O campo de precipitação respondeu com um aumento associado à modificação da umidade relativa crítica para a formação das gotas. Como esperado, pois com o aumento do número de gotas em suspensão na atmosfera a partir de 20 μm , maiores são as chances de colisão e coleta das gotas menores pelas maiores.

A Figura 4.29d mostra a evolução temporal da precipitação explícita média na área A1 (Figura 4.24a). Nota-se que a modificação atua com maior eficiência quando há maior produção de chuva explícita. O campo de precipitação acumulada em 24 horas mostra um aumento e expansão dos núcleos de máxima precipitação.

4.11 Sensibilidade dos parâmetros em função da mudança de resolução horizontal do modelo

Inicialmente serão descritos os resultados do experimento controle em 5 km de resolução e comparado aos resultados dos experimentos em 20 km

4.11.1 Experimento controle

A Figura 4.30a mostra a precipitação acumulada em 24 horas para o período entre 25 e 26 de janeiro de 2004 para o experimento controle CNTRL5. Comparando com o experimento controle CNTRL20 (Figura 4.24a) nota-se que com o aumento na resolução horizontal há aumento na produção da precipitação explícita tanto em área quanto em volume. A Figura 4.30b mostra a evolução temporal da precipitação explícita, valores médios na área A1 indicada na Figura 4.24a. Observa-se que o padrão de evolução temporal é similar quando comparado com o experimento CNTRL20. Tanto o início quanto

os picos de máxima precipitação ocorreram nos mesmos horários para as duas resoluções, contudo a produção de precipitação é mais intensa para o experimento de maior resolução horizontal, o pico de máxima precipitação para o experimento CNTRL20, que ocorreu às 10Z do dia 26, foi de aproximadamente 0.4 mm/hora (Figura 4.24b), enquanto que para o experimento CNTRL5 esse valor foi de aproximadamente 0,8 mm/hora (Figura 4.30b).

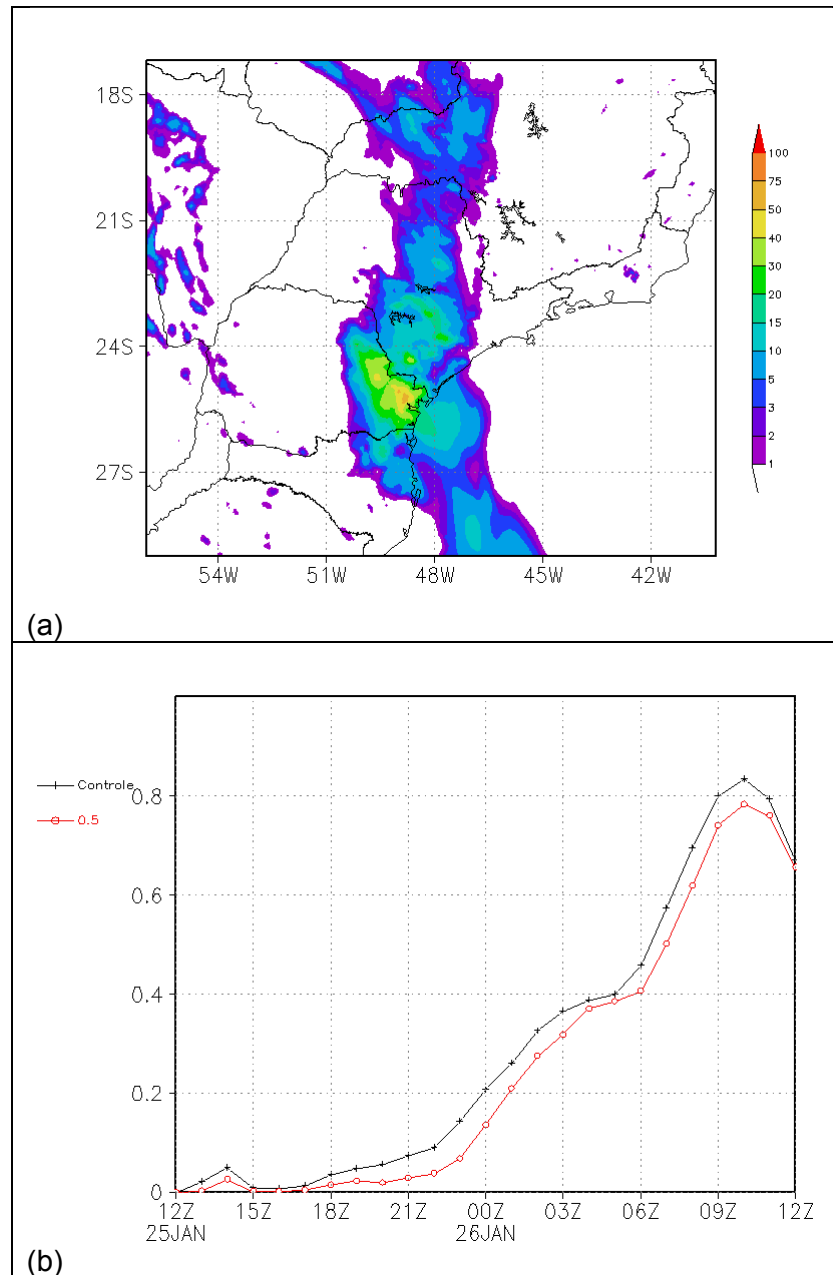


Figura 4.30 – Idem à Figura 4.24 para o experimento CNTRL5. Valores em mm/hora.

4.11.2 Velocidade terminal das gotas

As Figuras 4.31a 4.31b e 4.31c mostram a evolução temporal do perfil vertical das diferenças entre experimento VTG055, redução da velocidade terminal das gotas, e o experimento controle CNTRL5, respectivamente, para a água líquida/gelo de nuvem, temperatura e umidade específica. Comparando-se com as Figura 4.25a, 4.25b e 4.25c verifica-se que o comportamento é similar entre as duas resoluções. O campo de água líquida/gelo de nuvem indicou um aumento na baixa troposfera quando comparado com o controle. Assim como para o experimento com 20 km de resolução horizontal, o perfil de temperatura indicou um aquecimento próximo à superfície entre 1000 e 900 hPa e um resfriamento na camada acima, entre 900 e 650 hPa. O campo de umidade específica também indicou o mesmo padrão observado no caso de 20 km, porém neste caso as diferenças significativas iniciaram após 2 horas de integração do modelo, enquanto que para a resolução de 20 km as diferenças significativas só foram notadas após 5 horas de integração. A magnitude das diferenças foram ligeiramente maiores no experimento VTG055 quando comparado com o experimento VTG0520. A Figura 4.31d mostra a precipitação explícita, integrada na área A1 (Figura 4.24a) para o experimento VTG055 (linha vermelha) e para o experimento controle CNTRL5 (linha preta). Quando comparada com a Figura 4.25d, nota-se a mesma tendência de redução da precipitação explícita.

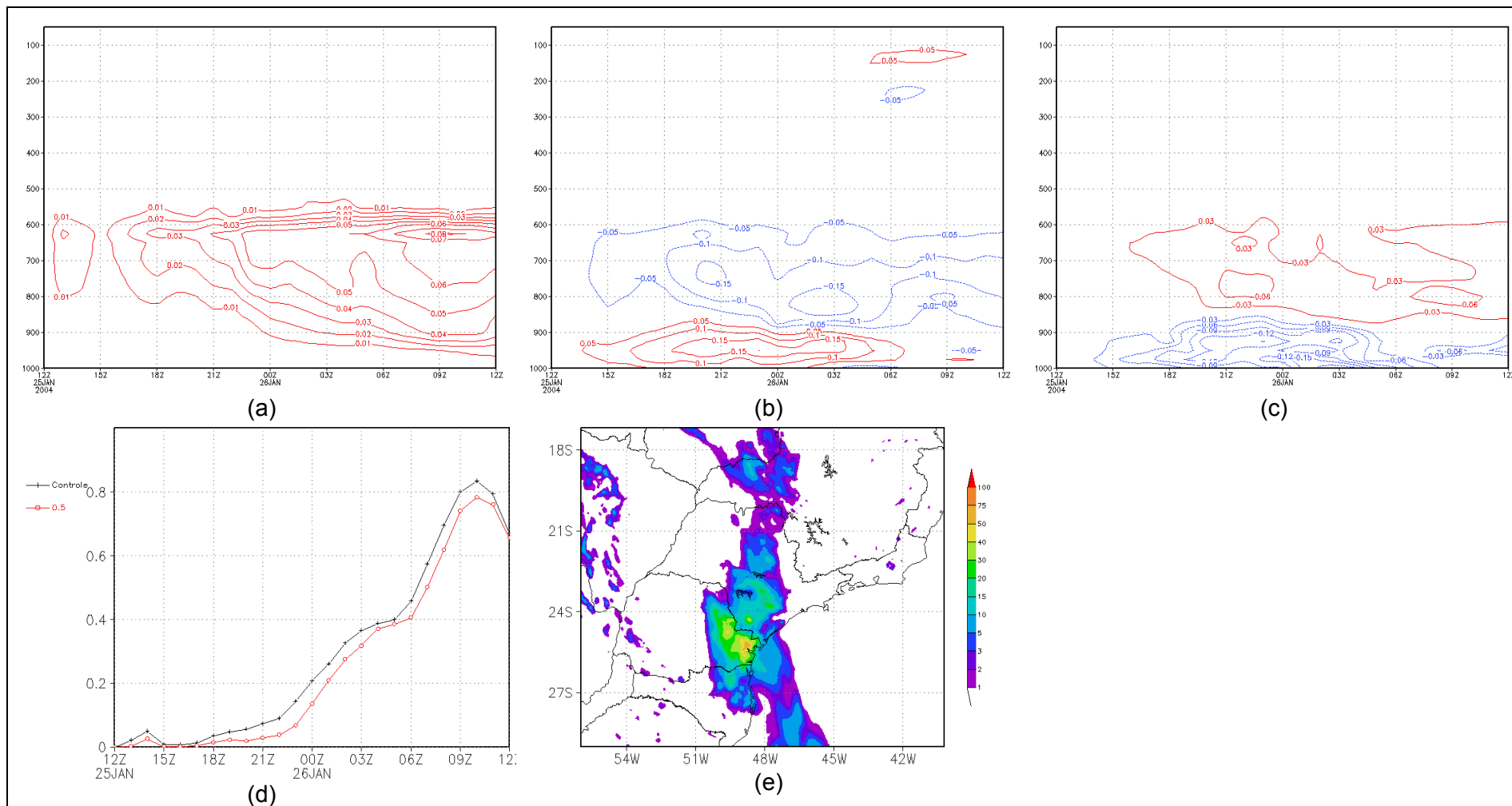


Figura 4.31 - Idem à Figura 4.25 para a resolução horizontal de 5 km.

Comparando a evolução temporal da precipitação explícita obtida pelo experimento VTG055 (Figura 4.31d) com o experimento VTG0520 (Figura 4.25d) verifica-se que o experimento de maior resolução produz um maior volume de precipitação. A tendência de redução da precipitação com a redução da velocidade terminal de queda das gotas foi também observada.

A Figura 4.31e mostra a precipitação acumulada em 24 horas (valores em mm) entre os dias 25 e 26 de janeiro de 2004 às 12Z para o experimento VTG055. Com o aumento da resolução horizontal do modelo verificou-se uma intensificação dos núcleos de precipitação mais intensa e uma expansão em área. Essa característica também é observada entre os experimentos controle CNTRL20 (Figura 4.24a) e CNTRL5 (Figura 4.30).

Com o aumento da velocidade terminal das gotas em 50%, o padrão de diferenças entre o experimento VTG155 e o experimento controle CNTRL5 (Figura 4.32) foi similar ao obtido entre os experimentos VTG1520 e CNTRL20 (Figura 4.26). A magnitude das diferenças para o campo de água líquida/gelo de nuvem (Figuras 4.26a e 4.32a) e umidade específica (Figuras 4.26c e 4.32c) se mantiveram similares, enquanto que o campo de temperatura apresentou valores ligeiramente superiores para o modelo de maior resolução horizontal (Figuras 4.26b e 4.32b).

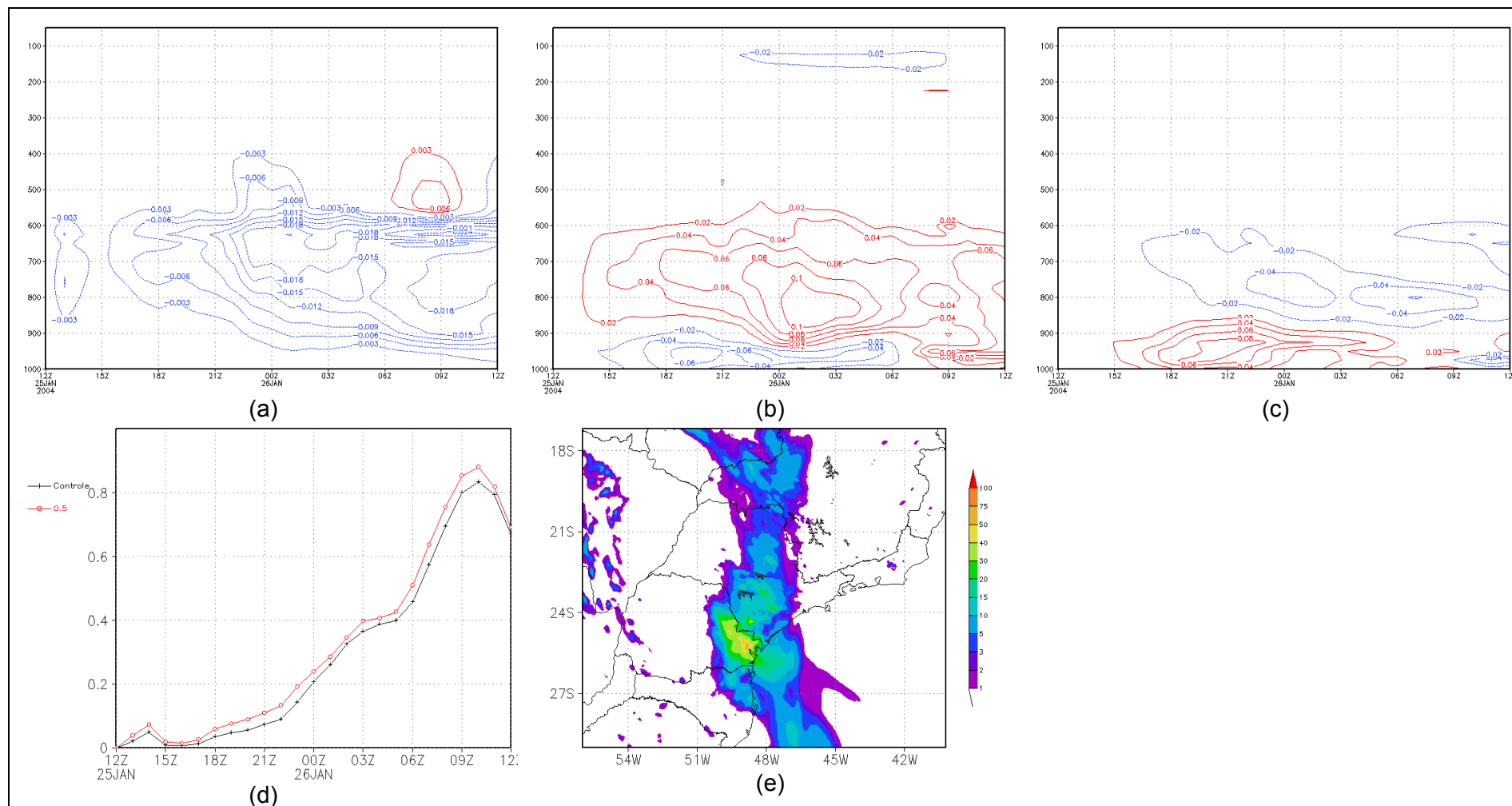


Figura 4.32 - Idem à Figura 4.26 para a resolução horizontal de 5 km.

A evolução temporal da precipitação (Figura 4.32e) mostrou o mesmo padrão de aumento da precipitação explícita com o aumento da velocidade terminal de queda das gotas. Portanto, a temperatura e a chuva respondem a variação neste parâmetro.

4.11.3 Velocidade terminal de queda da neve

A Figura 4.33a mostra a evolução temporal do perfil de água líquida/gelo de nuvem para o experimento VT1055. Comparando-se com o experimento VT1205 (Figura 4.28a) observa-se o mesmo padrão de aumento da gelo na camada acima de 600 hPa. A magnitude das diferenças é ligeiramente maior para o experimento VT1055. A evolução do perfil de temperatura (Figura 4.32b) apresentou padrão de evolução temporal e magnitudes similares. Também foi semelhante a evolução do perfil de umidade específica (Figura 4.32c), contudo, as magnitudes das diferenças para essa variável foram maiores para o experimento com maior resolução horizontal. A evolução da precipitação explícita do experimento VT1055 apresentou padrão similar ao experimento VT10520

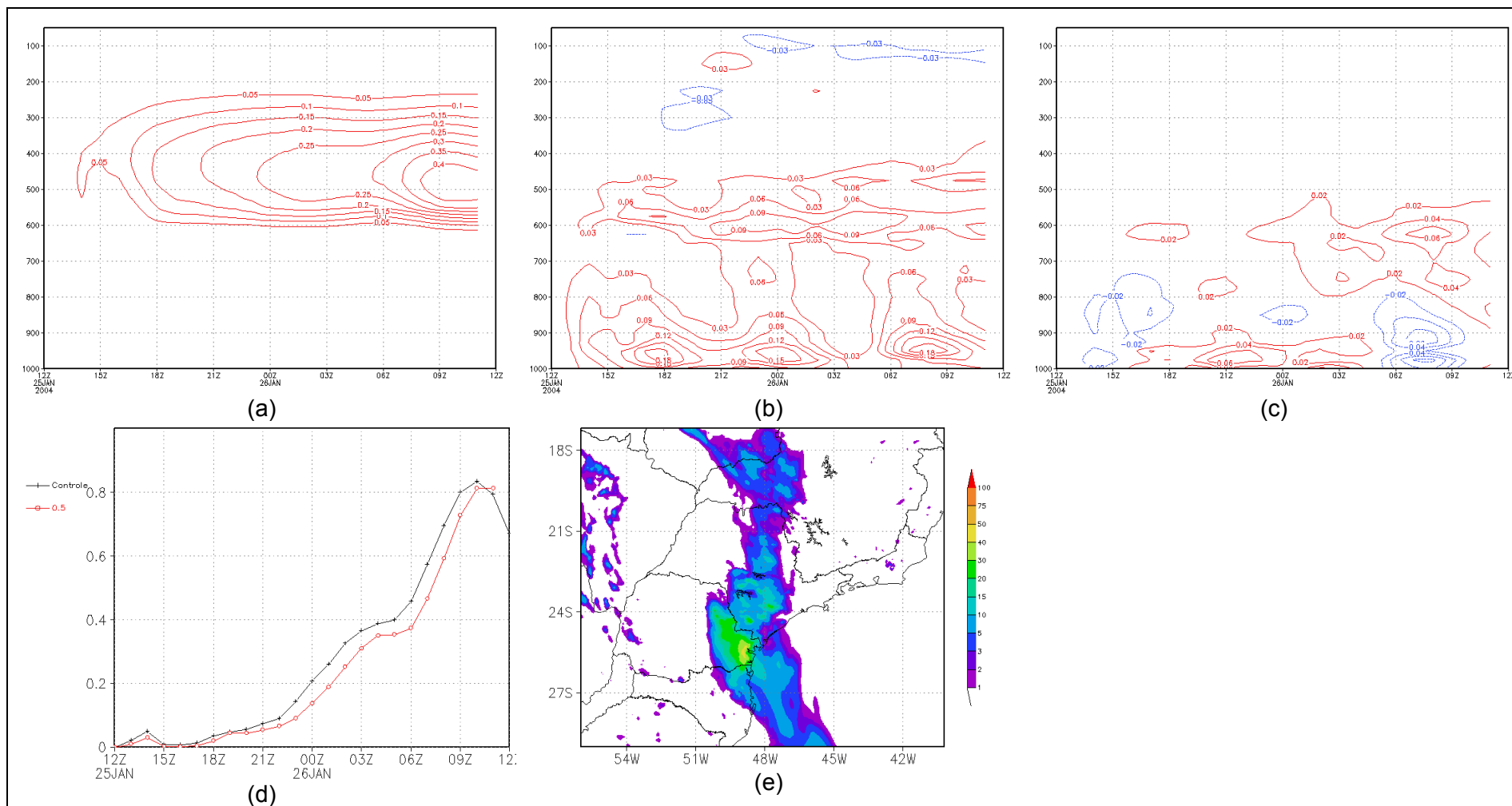


Figura 4.33 - Idem à Figura 4.27 para a resolução horizontal de 5 km.

Com o aumento da velocidade terminal de queda da neve, assim como no caso do experimento VTI1520, a concentração de gelo de nuvem reduziu nos níveis acima de 600 hPa (Figura 4.34). Neste caso as magnitudes das diferenças foram maiores para o experimento de maior resolução horizontal. A Figura 4.34b mostra a evolução temporal do perfil de temperatura, que neste caso as magnitudes dos experimentos VTI1520 e VTI155 foram comparáveis. Enquanto que as magnitudes das diferenças do campo de umidade específica foram maiores para o experimento VTI155. A Figura 4.34d mostra o perfil de evolução temporal da precipitação explícita para o experimento VTI155 (linha vermelha) e para o experimento controle CNTRL5 (linha preta). Comparando-se com o experimento VTI1520 (Figura 4.28d) observa-se que o experimento de maior resolução indica uma menor variação da precipitação em relação ao experimento controle, observa-se também que no tempo de máxima intensidade a precipitação reduziu o seu volume em relação ao controle, enquanto que no experimento VTI1520 a precipitação teve um aumento.

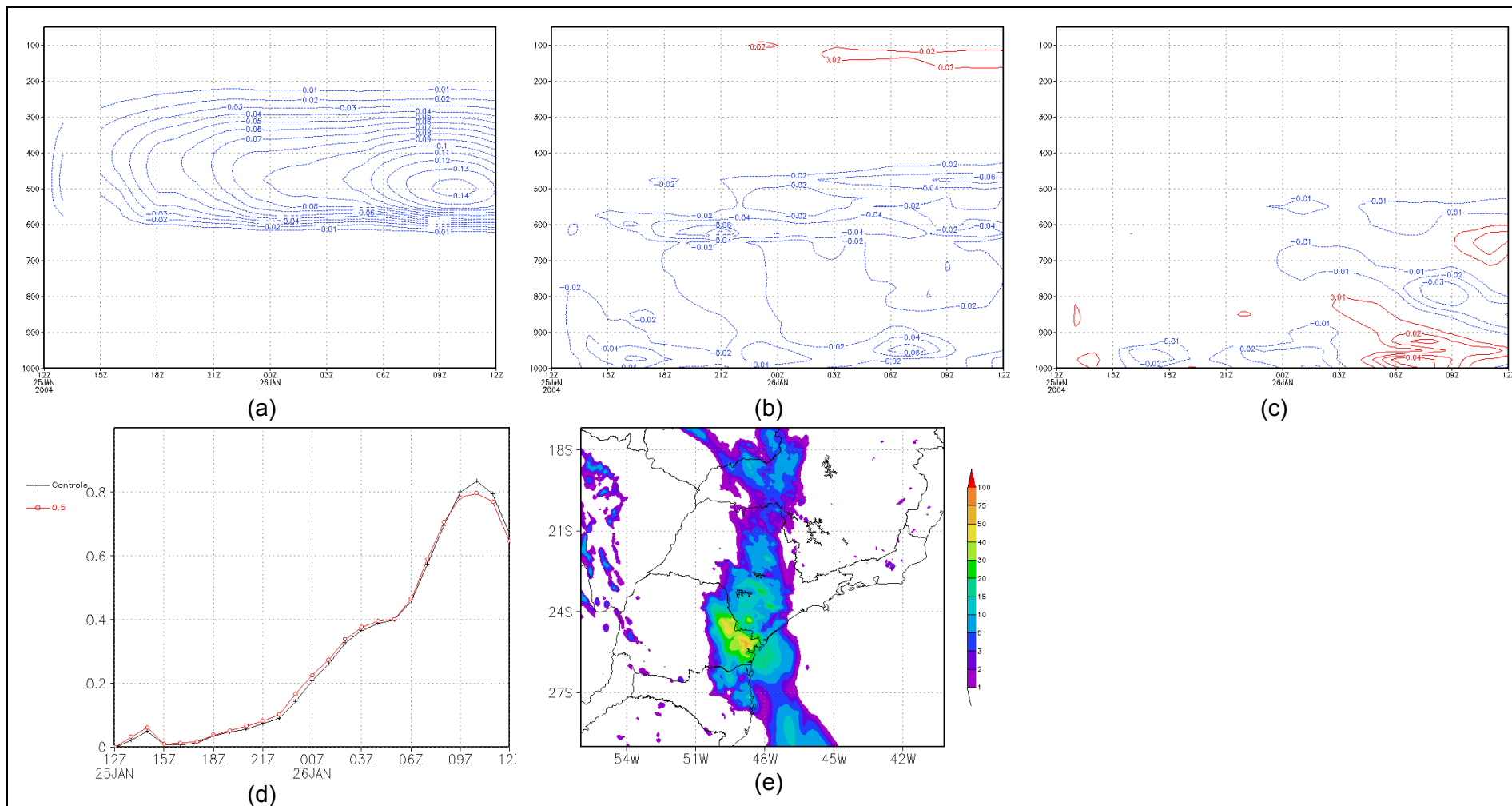


Figura 4.34 - Idem à Figura 4.28 para a resolução horizontal de 5 km.

4.11.4 Umidade relativa crítica para o início da condensação

A Figura 4.35 mostra os resultados do experimento RHcr20. Este parâmetro possui uma dependência com a resolução horizontal do modelo. Quanto mais alta a resolução do modelo maior será o valor de RHcr. A alteração aplicada tornou o RHcr mais restritivo em relação ao experimento controle, passando de 0,980 para 0,984. O contrário ocorreu para o caso do experimento com resolução horizontal de 20 km, onde o experimento controle foi menos restritivo assumindo os valores 0,973 para a versão controle e 0,957 para a equação alterada.

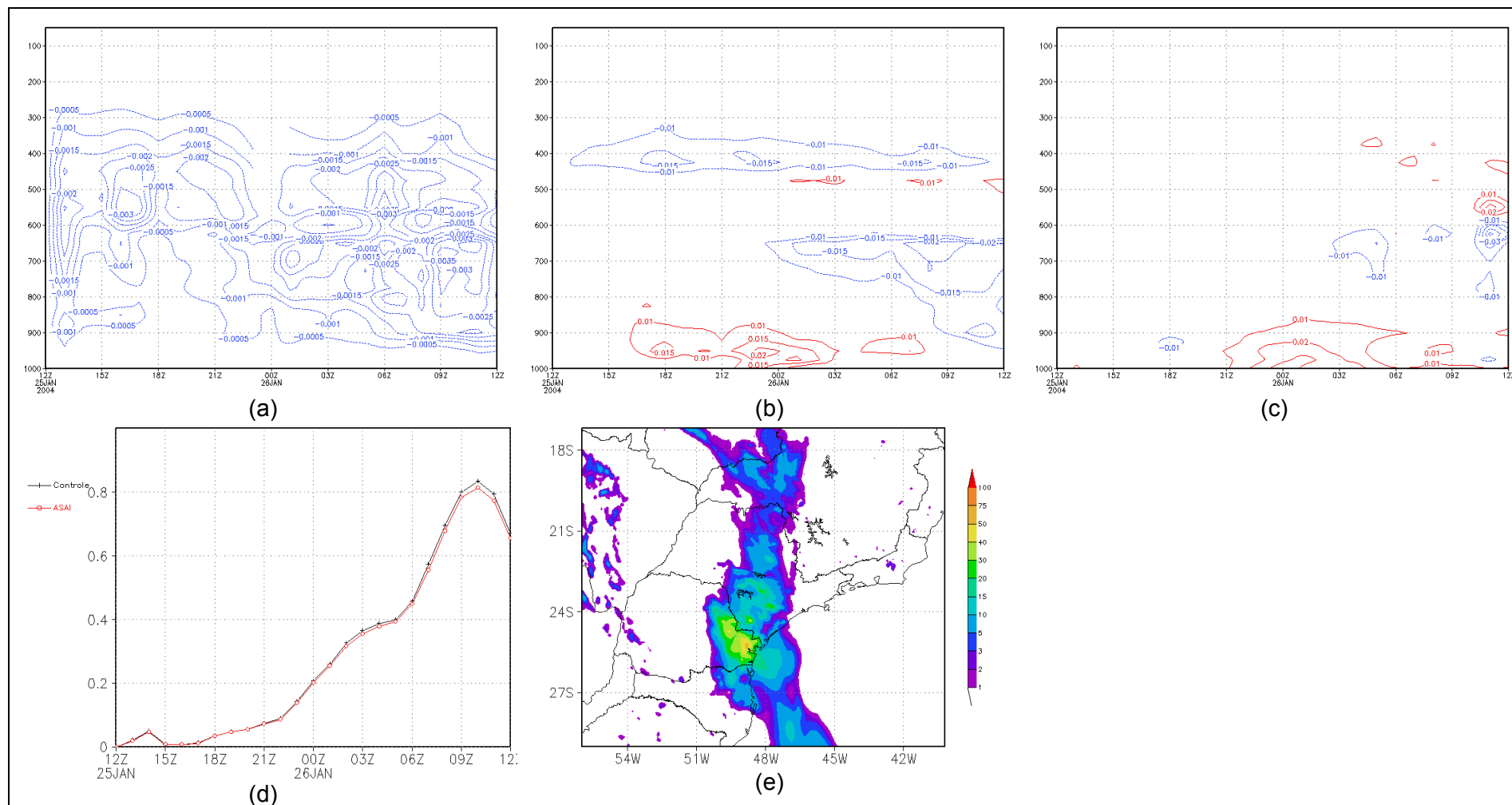


Figura 4.35 - Idem à Figura 4.29 para a resolução horizontal de 5 km.

Comparando as Figuras 4.35a-d com as Figuras 4.29a-d, observa-se que houve maior restrição para a formação das gotas por deposição de vapor, visto que os padrões de diferenças entre o experimento com a modificação da Equação 3.6 e o experimento controle foram opostos. Observou-se que onde ocorreram diferenças negativas (positivas) nos campos analisados para a resolução de 20 km, tem-se diferenças positivas(negativas) para a resolução de 5 km. Comparando as magnitudes das diferenças, observa-se que as mesmas foram uma ordem de grandeza menor no caso de resolução mais alta (5 km). A alteração da Equação 3.6 produziu menos impacto nos perfis de temperatura e umidade específica (Figuras 4.35b e 4.35c) na resolução horizontal de 5 km quando comparado com os testes em 20 km (Figuras 4.29b e 4.29c).

4.12 Conclusões preliminares dos testes com o esquema de microfísica de nuvens FR

Os testes de sensibilidade realizados com os parâmetros do esquema de microfísica de nuvens indicaram parâmetros potenciais para ajuste da partição da precipitação implícita e explícita do modelo.

A redução da velocidade terminal de queda das gotas indicou uma redução da produção da precipitação explícita. Observou-se uma contração da área de precipitação explícita, os núcleos de precipitação ficaram mais concentrados. Com o aumento da velocidade terminal de queda das gotas o efeito na produção da precipitação foi o oposto, o experimento indicou uma expansão em área o que resultou em um aumento da precipitação explícita.

A variação da velocidade de queda da neve mostrou comportamento similar ao observado para a velocidade terminal de queda das gotas. Observou-se uma redução de precipitação explícita associada à redução da velocidade terminal de queda da neve, e um aumento da produção da precipitação explícita com o aumento da velocidade terminal de queda da neve.

A mudança na equação que calcula a umidade relativa crítica para o início da condensação (Equação 3.6) tornou o modelo menos restritivo para a resolução

horizontal de 20 km, o que resultou em um aumento da precipitação explícita gerada por esse experimento.

Com o aumento da resolução horizontal do modelo de 20 para 5 km, o teste com o parâmetro velocidade terminal de queda das gotas apresentou padrões similares, entretanto, o experimento de maior resolução apresentou maiores valores. Com o aumento da velocidade de queda da neve os padrões de diferenças dos campos de gelo de nuvem; temperatura e umidade específica foram similares. O campo de precipitação explícita indicou menor sensibilidade à mudança da resolução horizontal do modelo.

A mudança na equação que define o valor da umidade relativa crítica para o início da formação das gotas tornou esse valor mais restritivo para a resolução horizontal de 5 km em relação ao experimento controle, com isso os campos de diferenças de água de líquida/gelo de nuvem, temperatura e umidade relativa indicaram variação oposta em relação ao experimento controle. A produção de precipitação explícita também indicou um comportamento oposto em relação ao experimento controle. Enquanto que a precipitação explícita aumentou na resolução horizontal de 20 km, na resolução horizontal de 5 km verificou-se uma redução

5.0 CONCLUSÕES

Esse trabalho teve como objetivo principal a busca de um ajuste dos processos de produção de precipitação do modelo Eta. Foi utilizada a versão do modelo Eta com os esquemas de parametrização de convecção Kain-Fritsch e microfísica de nuvens Ferrier. O modelo foi rodado com as resoluções horizontais de 20, 10 e 5 km com o objetivo de se determinar a dependência da partição da precipitação em função da resolução horizontal do modelo. Os resultados da versão controle do modelo mostraram que o mesmo não foi capaz de representar corretamente a partição da precipitação implícita e explícita.

Com o objetivo de obter uma partição de precipitação implícita explícita do modelo mais ajustada, foi incluído no esquema de KF um parâmetro F de controle da fração de água condensada pelo esquema que é convertida em precipitação implícita. Os testes realizados com o esquema de KF modificado apresentaram melhores resultados quando comparado com os experimentos controle.

Testes de sensibilidade foram feitos com o esquema de microfísica de nuvens e os resultados mostraram que o aumento da velocidade terminal de queda das gotas e da velocidade terminal de queda da neve indicaram um aumento da produção de precipitação explícita do modelo. A modificação da equação que determina a umidade relativa crítica para o início da formação das gotas tornou o modelo menos restritivo para a resolução horizontal de 20 km, o que resultou em um aumento da produção da precipitação explícita. Com o aumento da resolução horizontal do modelo para 5 km maior foi a restrição do esquema de microfísica para o início da formação das gotas de nuvem, o que resultou em uma redução da produção de precipitação explícita.

Para se fazer um diagnóstico da partição da precipitação total em precipitação implícita e explícita e a sua dependência com a resolução horizontal do modelo experimentos controle foram realizados com o modelo Eta nas resoluções de 20, 10 e 5 km para o evento de ZCAS0104. Os resultados indicaram que o modelo Eta utilizando o esquema de convecção Kain-Fritsch apresenta a

tendência de superestimar a precipitação total. Essa tendência é amplificada com o aumento da resolução horizontal do modelo.

A comparação entre os campos de precipitação implícita e explícita mostrou que a maior parte da precipitação total é devido ao esquema de parametrização cúmulos. Esse padrão de partição não foi observada nos dados de radar onde a maior parte da precipitação total foi de origem estratiforme. A partição da precipitação convectiva e estratiforme estimada pelo radar para o caso de ZCAS0104 mostra um padrão de distribuição espacial onde os eventos convectivos estão embebidos em uma região caracterizada por precipitação estratiforme espacialmente homogênea. A análise da precipitação média sobre a região de quantificação do radar revelou que a maior parte da precipitação total é de origem estratiforme. Neste caso a versão controle do modelo não representou corretamente a região de precipitação estratiforme associada ao evento de ZCAS utilizado neste estudo.

Analizando a evolução diária da precipitação acumulada em 24 horas, verificou-se que o esquema de parametrização de nuvens cúmulos modula a região e a intensidade da produção da precipitação do esquema de microfísica de nuvens. O padrão de expansão e intensificação da precipitação explícita coincide com a região onde se verifica a intensificação da precipitação implícita. Esse padrão foi observado nas resoluções testadas 20, 10 e 5 km.

Com redução da atividade do esquema implícito através da redução do parâmetro F, uma maior disponibilidade de água em estado líquido e vapor foi deixada no ponto de grade para o esquema explícito, o que contribuiu para um aumento gradativo na quantidade e na área de cobertura da precipitação produzida pelo esquema explícito. A redução da atividade do esquema implícito com a redução do parâmetro F foi aplicada a todas as resoluções horizontais testadas (20, 10 e 5 km).

A redução da atividade do esquema implícito possibilitou uma maior atividade do esquema explícito, que por consequência, produziu um volume maior de precipitação.

Os experimentos com o parâmetro F produziram diferentes padrões de distribuições horizontais, alterando também as quantidades de precipitação implícita e explícita gerada pelo modelo. A simulação da posição do sistema obtido com os experimentos com o parâmetro F reduzido foi melhor do que o obtido com os experimentos controle. Apesar do melhor posicionamento da banda de precipitação associada ao evento de ZCAS0104, os diferentes valores de F não representaram a área de precipitação estratiforme associado ao sistema.

Com uma partição mais ajustada da precipitação total entre os esquemas implícito e explícito o modelo foi capaz de capturar as circulações de mesoescala associadas ao sistema, proporcionando simulações mais acuradas. A simulação do evento de ZCAS0104 mostrou que o ciclo diurno da precipitação implícita e explícita foi alterado e a localização da banda de precipitação associada ao sistema foi melhor posicionada. Na superfície, a simulação da pressão ao nível médio do mar foi melhor representada quando se reduziu o parâmetro F para 0,6; 0,4 e 0,4, respectivamente para 20, 10 e 5 km.

Para a definição dos valores do parâmetro F que melhor ajusta o modelo foi realizado um conjunto de rodadas contendo 4 casos de ZCAS e 5 casos de frentes frias. Os índices ETS e BIAS indicaram que os valores do parâmetro F que produziram os melhores resultados para cada resolução horizontal do modelo foram 0,6, 0,4, 0,4, respectivamente para as resoluções horizontais de 20, 10 e 5 km. Baseado nestes resultados obtidos para o parâmetro F uma função dependente da resolução horizontal foi ajustada e incluída no esquema de KF. A inclusão da função proposta no modelo tem por finalidade o ajuste da partição da precipitação implícita e explícita de acordo com a resolução do modelo.

O evento de ZCAS0104 foi rodado com o modelo Eta com a inclusão da função proposta para as resoluções de 20, 10 e 5 km. Os resultados indicaram que com o aumento da resolução horizontal do modelo de 20 para 10 km, o esquema implícito tornou-se menos ativo, e por conseqüência produzindo menos precipitação implícita, enquanto que o esquema explícito indicou uma

maior atividade e produziu mais precipitação explícita, conforme desejado com o aumento de resolução de 10 para 5 km o esquema implícito produziu um pouco mais de precipitação implícita em relação à resolução de 10 km, porém verificou-se que a precipitação explícita também aumentou a quantidade e a sua área de cobertura. Este é o padrão desejável de mudança na partição da precipitação implícita e explícita com a variação da resolução horizontal do modelo. A avaliação objetiva mostrou uma redução da superestimativa de precipitação verificada nos experimentos controle, principalmente para os limiares de chuva mais intensa.

Com o intuito de se reduzir o viés negativo com a inclusão da função de controle da partição da precipitação implícita e explícita, testes de sensibilidade foram realizados com o esquema de microfísica de nuvens com o objetivo de se determinar possíveis parâmetros sensíveis na produção de precipitação explícita e permitir melhor ajuste da precipitação total. O modelo Eta foi rodado para as resoluções horizontais de 20 e 5 km.

Os testes de sensibilidade foram os seguintes parâmetros: ventilação da chuva; ventilação da neve; taxa de coalescência das gotas; taxa de agregação dos cristais de gelo; velocidade terminal de queda das gotas de nuvem; velocidade de queda dos cristais de gelo e umidade relativa crítica para o início da condensação.

Os resultados dos experimentos numéricos com a resolução horizontal de 20 km indicaram que os parâmetros velocidade terminal de queda das gotas, velocidade terminal de queda da neve e a umidade relativa crítica para o início da formação das gotas foram os parâmetros que indicaram maior sensibilidade na produção de precipitação explícita. Os demais parâmetros não se mostraram sensíveis na produção de precipitação, porém os mesmos alteraram os perfis de temperatura e umidade.

A redução da velocidade de queda das gotas resultou em uma diminuição da produção de precipitação explícita, enquanto o aumento indicou uma maior produção de precipitação explícita. Este resultado é consistente, pois com a

redução da velocidade terminal das gotas a probabilidade de as gotas se chocarem é menor, reduzindo a taxa de crescimento das gotas.

Com o aumento da resolução horizontal do modelo foi observado um padrão similar de aumento e redução da produção de precipitação explícita.

A redução da velocidade de queda da neve resultou em uma redução na produção de precipitação explícita que atinge a superfície. Assim como no caso das gotas, o aumento da velocidade terminal da neve resultou em um aumento da precipitação explícita que atinge a superfície.

Com o aumento da resolução horizontal do modelo, e a redução da velocidade terminal de queda da neve, verificou-se uma redução da precipitação explícita em relação ao experimento controle. Para o aumento da velocidade terminal o experimento de maior resolução teve menor variação em relação ao experimento controle.

A alteração da equação que determina a umidade relativa crítica para o início da formação das gotas reduziu o valor necessário para o início da formação das gotas por deposição de vapor. Com isso o valor crítico foi alcançado mais rapidamente e um número maior de gotas se formou em praticamente toda troposfera. O campo de precipitação explícita respondeu com um aumento associado à modificação da umidade relativa crítica para a formação das gotas. Como desejado, pois com o aumento do número de gotas em suspensão na atmosfera a partir de 20 μm , maiores são as chances de colisão e coleta das gotas menores pelas maiores.

Com o aumento da resolução horizontal do modelo a alteração da equação tornou esse valor da umidade relativa crítica para a formação de gotas mais restritivo em relação ao experimento controle, passando de 0,980 para 0,984. Com isso um número menor de gotas se formou em praticamente toda troposfera, resultando em uma redução da precipitação explícita. É fisicamente desejável uma maior restrição na formação das gotas com o aumento da resolução, entretanto, a mudança na equação não gerou o efeito desejado, ou seja, um aumento da precipitação explícita com o aumento da resolução.

A inclusão da função de ajuste da produção de precipitação convectiva proposta neste trabalho permite um melhor ajuste da precipitação implícita e explícita do modelo.

Os testes de sensibilidade com os parâmetros da microfísica indicaram que o aumento da velocidade terminal das gotas e o aumento da velocidade terminal da neve contribuem para a redução do viés negativo observado na precipitação total. A modificação da equação que determina a umidade relativa crítica para a formação das gotas indica um aumento da precipitação para a resolução de 20 km, porém o valor se tornou mais restritivo para a resolução de 5 km, reduzindo o volume de precipitação explícita gerada pelo modelo, efeito este não desejável.

6.0 SUGESTÕES

Sugere-se como trabalhos futuros:

- Experimentos com o esquema de KF modificado para um conjunto de casos para diferentes resoluções horizontais;;
- Experimentos com as resoluções de 20, 10 e 5 km por um período contínuo;
- Executar testes com a alteração dos parâmetros da microfísica de nuvens com o esquema de KF modificado;
- Modificar a equação de cálculo da umidade relativa crítica para o início da formação das gotas proposta por Asai (1965) com a finalidade de se aumentar a produção da precipitação explícita com o aumento da resolução horizontal;

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADLER, R. F.; AND A. J. NEGRI. A satellite infrared technique to estimate tropical convective stratiform rainfall. **J. Appl. Meteor.**, v. 27, p. 30-51, 1988.

AJAYI, G. O.; R. L. OLSEN. Measurements and analysis of raindrop size distribution in South Western Nigeria. **Proc. URSI Comm. Symp.**, p. 173-184, 1983.

_____. Modeling of a tropical raindrop size distribution for microwave and millimeter wave applications. **Radio Sci.**, v. 20, 2, p. 193-202, 1985.

ASAI, T. A numerical study of air-mass transformation over the Japan sea in winter. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 43, p. 1-15, 1965.

ARAKAWA, A.; V. R. LAMB. Computational design of the basic dynamical process of the UCLA general circulation model. **Methods Comput. Pys.** v. 17, 173-265, 1977.

AUSTIN, P. M.; AND R. A. HOUSE. Analysis of the structure of precipitation patterns in New England. **J. Appl. Meteor.**, v. 11, p. 926-935, 1972.

BALSLEY, B. B.; W. L. ECKLUND; D. A. CARTER; A. C. RIDDLE; AND K. S. GAGE. Average vertical motions in the tropical atmosphere observed by a radar wind profiler on Pohnpei (7°N lat, 157°E long). **J. Atmos. Sci.**, v. 45, p. 396-405, 1988.

BÉLAIR, S. D.; –L. ZHANG; AND J. MAILHOT. Numerical prediction of an intense convective system associated with the July 1987 Montreal flood. Part II: An trailing stratiform rainband. **Atmos. –Ocean**. v. 33, 475-500, 1995.

BÉLAIR, S. AND J. MAILHOT. Impact of horizontal resolution on the numerical simulation of a midlatitude squall line: Implicit versus explicit condensation. **Mon. Wea. Review.**, v. 129, n. 9, p. 2362-2376, 2001.

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

Calheiros, R. V., and P. R. P. Tepedino. Daily Interval and Range Stratification in Rainfall Measurements with the Bauru Radar, **4th European Conference on Radar in Meteorology and Hydrology ERAD 2006**. Barcelona, Spain, Sept 2006.

CHURCHILL, D. D., AND R. A. HOUZE: Development and structure of winter monsoon cloud clusters on 10 December 1978. **J. Atmos. Sci.**, v. 41, p. 933-960, 1984.

DEIRMEDJAIN, D., 1969. Electromagnetic scattering on spherical polydispersions. **Elsevier**, pp. 290.

DEMARIA, M. Linear response of a stratified tropical atmosphere to convective forcing. **J. Atmos. Sci.**, v. 42, p. 1944-1959, 1985.

DIXON, M. J.; AND G. WIENER. TITAN – Thunderstorm identification, tracking, analysis, and nowcasting – A radar-based methodology. **Journal of Atmospheric Oceanic Technology**, v.10, p. 785-797, 1993.

FEINGOLD, G.; AND Z. LEVIN. The lognormal fit to raindrop spectra from frontal convective clouds in Israel. **J. Clim. and Appl. Meteor.**, v. 25, p. 1346-1363, 1986.

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

FERRIER, B.. A double moment multiple-phase four-class bulk ice scheme. Part I: Description. **J. Atmos. Sci.**, v. 51, p. 249-280, 2004.

____. A new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. In **Spring Colloquim on the Physics of Weather and Climate: Regional Weather Prediction Modelling and Predictability**. Trieste, Italy, 2002.

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

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

GAMACHE, J. F.; R. A. HOUSE. Mesoscale air motions associated with a tropical squall line. **Mon. Wea. Rev.**, 110, 118-135, 1982.

HARDEN, B. N.. Report on a lognormal rain-drop size distribution. **Appleton Laboratory Report**. 1977.

HARTMANN, D. L.; H. H. HENDON; AND R. A. HOUZE JR. Some implications of the mesoscale circulations in tropical cloud clusters for large-scale dynamics and climate. **J. Atmos. Sci.**, v. 41, p. 113-121 1984.

HELD, A. M. G.. Utilização da técnica VxIAT para a determinação de volumes de precipitação na área central do estado de São Paulo. **Tese de doutorado da Faculdade de Ciências Agronômicas da UNESP**, Botucatu – São Paulo, 2007.

HOUSE, R. A. JR. Structures of atmospheric precipitation systems: A global survey: **Radio Sci.**, v. 16, p. 671-689, 1981.

____. Cloud cluster and large-scale vertical motions in Tropics. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 60, p. 396-410, 1982.

____. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for large-scale heating. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 115, p. 425-461, 1989.

_____. Cloud Dynamics. **Academic Press**, 573 pp, 1993.

_____. Stratiform precipitation in regions of convection: A meteorological paradox? **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 78, p. 2179-2196, 1997.

_____; E. N. Rappaport. Air motions and precipitation structure of an early summer squall line over the eastern tropical Atlantic. **J. Atmos. Sci.**, v. 41, p. 553-574, 1984.

HONG, S. -Y.; H. -L. PAN. Convective trigger function for a mass-flux cumulus parameterization. **Mon. Wea. Rev.**, 126, 2599-2620. 1988.

JANJIC, Z. I. Forward-backward scheme modified to prevent two-grid-interval noise and its application in sigma coordinate models. **Contributions to Atmospheric Physics**, v. 52, p. 69-84, 1979.

_____. Non-linear advection schemes and energy cascade on semi-staggered grids. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 1234-1245, 1984.

_____. The step-mountain eta coordinate model: further developments of the convection, viscous sub-layer and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 927-945, 1994.

JOHNSON, R. H.. Partitioning tropical heat and moisture budget into cumulus and mesoscale components: Implications for cumulus parametrization. **Mon. Wea. Rev.**, v. 112, p. 1590-1601, 1984.

_____. and P. J. Hamilton. The relationship of surface features to the precipitation and air flow structure of an intense midlatitude squall line. **Mon. Wea. Rev.**, v. 116, p. 1444-1472, 1988.

JOSS, J.; C. THAMS; AND A. WALDVOGEL. The variation of raindrop size distribution at Locarno. **Proc. Inst. Conf. Cloud Phys.**, pp. 369-373, 1968.

KAIN, J. S. The Kain–Fritsch Convective Parameterization: An Update. **Journal of Applied Meteorology**: v. 43, n. 1, p. 170–181, 2004.

_____. AND J. M. FRITSCH. Convective parametrization for mesoscale models: The Kain-Fritsch scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models. Meteor. **Monogr., Amer. Meteor. Soc.**, v. 46, p. 165-170 1993.

_____. A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parametrization. **J. Atmos. Sci.**, v. 47, p. 2784-2802, 1990.

KUMMEROW, C.; I. M., HAKKARINEN; H. F. PIERCE; AND J. A. WEINMAN,: **J. Atmos. Oceanic. Technol.**, v. 8, p. 148-158, 1991.

LAFORE, J. –P.; AND M. W. MONCRIEFF. A numerical investigation of the organization and interaction of the convective and stratiform regions of tropical squall lines. **J. Atmos. Sci.** v. 46, p. 521-544, 1989.

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

LAU, K. M.; AND L. PENG. Origin of the low-frequency (intra-seasonal) oscillation in the tropical atmosphere. Part I: Basic theory. **J. Atmos. Sci.**, v. 44, p. 950-972, 1987.

MACIEL, L. M.; AND M. S. ASSIS. Tropical rainfall drop-size distribution. **Int. J. Satel. Comm.**, v. 8, p. 181-186, 1990.

MANGARELLA, P. A.; A. J. CHAMBERS; R. L. STREET; AND E. Y. HSU. Laboratory studies of evaporation and energy transfer through a wavy air-water interface. **J. Phys. Oceanogr.**, v. 3, p. 93-101, 1973.

MAPES, B. E.; AND R. A. HOUSE JR. An integrated view of the 1987 Australian monsoon and its mesoscale convective systems. Part II: Vertical structure. **Quart. J. Roy Meteor. Soc.**, v. 119, p. 733-754, 1993.

_____. Diabatic divergence profiles in western Pacific mesoscale convective systems. **J. Atmos. Sci.**, v. 52, p. 1807-1828, 1995.

MARSHALL, J. S.; AND W. MCK, PALMER. The distribution of raindrop with size. **J. of Meteor.**, v. 5, p. 165-166, 1948.

MASSAMBANI, O.; E C. A. R., MORALES. Uma distribuição gamma de tamanhos de gotas de nuvens. **V Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro – RJ**, v. 2, p. 48, 1988.

_____. Specific attenuation as inferred from drop size distribution measurements in tropics. Regional Factors in Predicting Radiowave Attenuation Due to Rain – **URSI Comm. F Open Symp.**, Rio de Janeiro, 25-28, 1990.

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

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

MESINGER, F.. A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. **Riv. Meteor. Aeronaut.**, v. 44, p. 195-202, 1984.

MESINGER, F.; and T. BLACK. On the impact on forecast accuracy of the step-mountain (eta) vs. sigma coordinate. **Meteor. Atmos. Phys.** v. 50, p. 47-60, 1992.

____; JANJIC, Z. I.; S. NICKOVIC; D. GAVRILOV; AND D. G. DEAVEN. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Mon. Wea. Rev.**, v. 116, p. 1493-1518, 1988.

MOLINARI, J., 1993: Na overview of cumulus parameterization in mesoscale models. The Representation of Cumulus Convection In Numerical Models. **Amer. Meteor. Soc.**, v. 24, n. 46, p. 155-158.

MOLINARE, J.; AND M DUDECK. Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models. A critical review. **Mon. Wea. Rev.**, v. 120, p. 326-344, 1992.

PIELKE, R. A. Mesoscale Meteorological Modeling. **Academic Press**, International Geophysics Series. V. 78, 676p, 2002.

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

PRUPPACHER, H. R.; AND J. D. KLETT. Microphysics of clouds and Precipitation, **2nd Rev. Ed.**, 1997.

SCHUMACHER, C.; AND R. A. HOUZE JR. Stratiform rain in the Tropics as seen by the TRMM precipitation radar. **J. Climate**, v. 16, p. 1739-1756, 2003.

SCHUMACHER, C.; AND I. KRAUCUNAS. The tropical dynamical response to latent heating estimates derived from the TRMM precipitation radar. **J. Atmos. Sci.**, v. 61, p. 1341-1358, 2004.

SIMPSON, J.; R. F. ADLER; AND G. R. NORTH. Proposed Tropical Rainfall Measuring Mission (TRMM) satellite. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 69, p. 278-295, 1988.

SKAMAROCK, W. C.; M. L. WEISMAN; AND J. B. KLEMP. Three-dimensional evolution of simulated long-lived squall lines. **J. Atmos. Sci.**, v. 51, p. 2563-2584, 1994.

Slingo, J. M.. The development and verification of a cloud prediction scheme for ECMWF model. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 113, p. 899-927, 1987.

STANSKI, H. R.; L. J. WILSON; AND R. BURROWS. Survey of Common Verification Methods in Meteorology. **WMO Word Watch Report No 8, WMO/TD No 358. Second Edition**, 1989. 81p.

STEINER, M.; R. A. HOUZE; AND S. E. YUTER. Climatological characterization of three-dimensional storm structure from operational radar and rain gauge data. **J. Appl. Meteorol.** v. 34, p. 1978–2007, 1995.

TAO, W.; J. SIMPSON; C. –H. SUI; B. FERRIER; S. LANG; J. SCALA; M. D. CHOU; AND K. PICKERING. Heating, moisture, and water budgets of tropical and midlatitude squall lines: Comparison and sensitivity to longwave radiation. **J. Atmos. Sci.**, v. 50, p. 673-690, 1993.

TOKAY, A.; AND D. A. SHORT. Evidence from tropical raindrop spectra of origin of rain from stratiform versus convective clouds. **Jou. Appl. Meteor.**, v. 35, p. 355-371, 1996.

WAGNER, C. S.. Análise das relações entre energia, momentum, taxa de precipitação e refletividade do radar: Uma aplicação ao estudo da erosão. **Dissertação de Mestrado, ESALQ-USP**, 1986.

WALDVOGEL, A.. The N0 jump of raindrop spectra. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, n. 4, p. 1067-1078, 1974.

WEISMAN, M. L.; J. B. KLEMP; AND R. ROTUNNO. Structure and evolution of numerically simulated squall lines. **J. Atmos. Sci.**, v. 125, p. 527-548, 1997.

WILLIAMS, C. R.; W. L. ECKLUND; AND K. S. GAGE. Classification of precipitating clouds in the tropics using 915-MHz wind profiler. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 12, p. 996-1012, 1995.

Winninghoff, F. J.. On the adjustment toward a geostrophic balance in a simple primitive equation model with application to the problems of initialization and objective analysis. **Ph. D. thesis, University of California, Los Angeles**, 1968.

ZHANG, D. –L.; E. –Y. HSIE; AND M. W. MONCRIEFF. A comparison of explicit and implicit predictions of convective and stratiform precipitating weather systems with a meso- β scale numerical model. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 114, p. 31-60, 1988.

APÊNDICE A: Paper Meteorology and Atmospheric Physics

Dependence of partitioning of model implicit and explicit precipitation on horizontal resolution

Jorge Luís Gomes · Sin Chan Chou

Received: 18 September 2008 / Accepted: 9 November 2009 / Published online: 3 January 2010
© Springer-Verlag 2010

Abstract Model precipitation can be produced implicitly through convective parameterization schemes or explicitly through cloud microphysics schemes. These two precipitation production schemes control the spatial and temporal distribution of precipitation and consequently can yield distinct vertical profiles of heating and moistening in the atmosphere. The partition between implicit and explicit precipitation can be different as the model changes resolutions. Within the range of mesoscale resolutions (about 20 km) and cumulus scale, hybrid solutions are suggested, in which cumulus convection parameterization is acting together with the explicit form of representation. In this work, it is proposed that, as resolution increases, the convective scheme should convert less condensed water into precipitation. Part of the condensed water is made available to the cloud microphysics scheme and another part evaporates. At grid sizes smaller than 3 km, the convective scheme is still active in removing convective instability, but precipitation is produced by cloud microphysics. The Eta model version using KF cumulus parameterization was applied in this study. To evaluate the quantitative precipitation forecast, the Eta model with the KF scheme was used to simulate precipitation associated with the South Atlantic Convergence Zone (SACZ) and Cold Front (CF) events. Integrations with increasing horizontal resolutions were carried out for up to 5 days for the SACZ cases and up to 2 days for the CF cases. The precipitation partition showed

that most of precipitation was generated by the implicit scheme. As the grid size decreased, the implicit precipitation increased and the explicit decreased. However, as model horizontal resolution increases, it is expected that precipitation be represented more explicitly. In the KF scheme, the fraction of liquid water or ice, generated by the scheme, which is converted into rain or snow is controlled by a parameter S_1 . An additional parameter was introduced into KF scheme and the parameter acts to evaporate a fraction of liquid water or ice left in the model grid by S_1 and return moisture to the resolved scale. An F parameter was introduced to combine the effects of S_1 and S_2 parameters. The F parameter gives a measure of the conversion of cloud liquid water or ice to convective precipitation. A function dependent on the horizontal resolution was introduced into the KF scheme to influence the implicit and explicit precipitation partition. The explicit precipitation increased with model resolution. This function reduced the positive precipitation bias at all thresholds and for the studied weather systems. With increased horizontal resolution, the maximum precipitation area was better positioned and the total precipitation became closer to observations. Skill scores for all events at different forecast ranges showed precipitation forecast improvement with the inclusion of the function F .

1 Introduction

Precipitation in numerical weather prediction models may be generated implicitly through convective parameterization schemes and explicitly through cloud microphysics schemes. Quantitative precipitation forecasts are particularly complex for mesoscale models with resolution in the order of tens of kilometers. At this resolution, the implicit

J. L. Gomes · S. C. Chou (✉)
Center for Weather Prediction and Climate Studies (CPTEC),
National Institute for Space Research (INPE), Rod. Pres. Dutra,
km 39, Cachoeira Paulista, SP CEP 12630-000, Brazil
e-mail: chou@cptec.inpe.br

J. L. Gomes
e-mail: jorge.gomes@cptec.inpe.br

and explicit cloud schemes need to be used concurrently. A realistic balance between these two schemes is a key element for successful simulation of mesoscale convective system (Molinari and Dudek 1992; Zhang et al. 1994; Hong and Pan 1998). If the implicit schemes are too active, much of the water in the atmosphere is removed by the convective part of the scheme, while the explicit schemes may underestimate the stratiform region and the model is likely not to capture the internal mesoscale circulations of such a system. On the other hand, if the implicit scheme does not provide enough stabilization in the convective portion of the system, the explicit schemes may overestimate the grid-scale condensation and lead to exaggeratedly intense mesoscale circulations (Zhang et al. 1988). The activity of each of these two schemes is expected to be greater or less, depending on the model resolution. According to Molinari (1993), in models with grid size greater than 20 km, the precipitation should be simulated by implicit convective schemes with reasonable skill. In models with grid size smaller than 3 km, which approaches the cumulus cloud scale, the precipitation should be simulated by explicit schemes.

Adequate partition of implicit and explicit precipitation by NWP models is important for a better representation of the total precipitation and heating distribution. With increasing resolution, the explicit scheme should become more important and the representations of cloud processes become more sensitive to the model grid size. The version of the Eta Model using Kain-Fritsch cumulus parameterization scheme tends to overestimate precipitation over South America (Rozante and Cavalcante 2008).

The objective of the present work is to evaluate the precipitation production and partition at different horizontal resolutions using the Eta Model with Kain-Fritsch and Ferrier schemes and define a resolution-dependent function to allow the code to self-control the precipitation partition as resolution is changed.

This study is presented in the following manner; methodology is given in Sect. 2 with a brief description of the Eta model, the precipitation schemes and the case study; results are discussed in Sect. 3 and conclusions are drawn in Sect. 4.

2 Methodology

Initially, the model is run at different resolutions, and the partition between grid-scale and subgrid-scale precipitation is determined. Subsequently, a resolution dependency factor is included in the model to influence the production and partition of implicit and explicit schemes. The model is

run with different resolutions and evaluated based on subjective and objective metrics.

The South Atlantic Convergence Zone (SACZ) case of 24–29 January 2004 was chosen for a detailed study of the impacts of the proposed modifications included into the KF scheme. The SACZ used in this study is described in Sect. 2.3. The SACZ is a semi-stationary system that accumulates large amount of precipitation over the active period. An important feature of this system is the presence of convective cells embedded in a region of widespread stratiform precipitation. For additional evaluation, 4 SACZ cases and 6 cold fronts (CF) were considered. The SACZ cases were simulated in 132-h integrations whereas the CF cases were simulated in 48 h.

Daily precipitation from surface rain gauges was used to evaluate the runs. The equitable threat score (ETS) and bias score (BIAS) are defined as in Mesinger and Black (1992) and the model-simulated precipitation was evaluated at points where rain gauge measurements were available. These scores were based on 24-h precipitation accumulations.

2.1 The Eta model

The Eta model (Mesinger et al. 1988) is a grid point model and has a comprehensive physics package (Janjic 1990, 1994; Black 1994). It applies the eta vertical coordinate system (Mesinger 1984). The model topography is represented as discrete steps whose tops coincide exactly with one of the model vertical layer interfaces (Black 1994). While the version of the Eta Model in this study was run using the Kain-Fritsch convective scheme, the Eta model in the United States was run using the Betts-Miller-Janjic (BMJ) convective scheme. The model uses a semi-staggered Arakawa E grid in the horizontal. The radiation package used in the model is one developed by GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory). The atmospheric turbulence is treated by the Mellor-Yamada Level 2.5 scheme (Mellor and Yamada 1974). The prognostic variables are temperature, specific humidity, zonal and meridional wind components, surface pressure, turbulent kinetic energy and cloud hydrometeors. The lateral boundary conditions were updated every 6 h and tendencies were applied linearly within this time interval. The explicit precipitation is generated by the Ferrier cloud microphysics scheme (Ferrier 2002), hereafter referred to as FR; the implicit precipitation by the Kain-Fritsch cumulus parameterization scheme (Kain and Fritsch 1990, 1993; Kain 2004), hereafter referred to as KF. Further details of the model can be found in Black (1994) and in the Appendix B of Pielke (2002). In the next subsection, brief descriptions of the precipitation schemes used in the model are given.

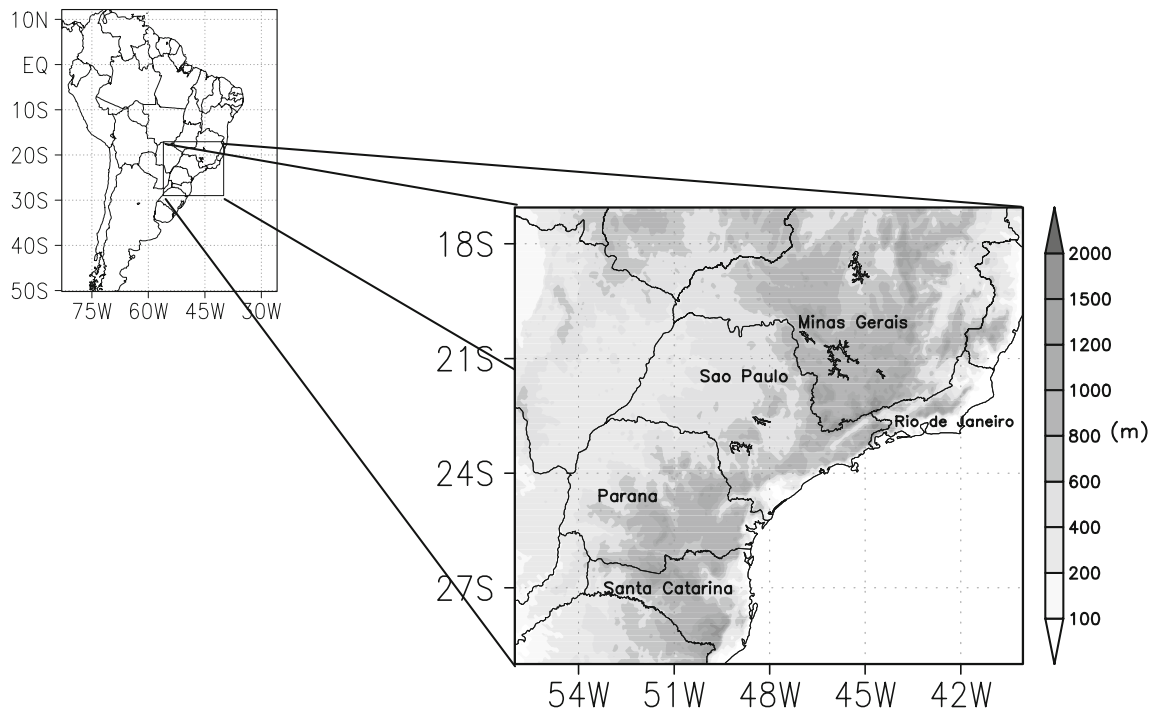


Fig. 1 Study domain in South America and topography (m). The names of the states mentioned in the text are indicated

2.1.1 Eta model precipitation schemes

2.1.1.1 Ferrier (FR) scheme This microphysics scheme predicts changes in water vapor and condensate in the forms of cloud water, rain, cloud ice, and precipitation ice (snow/graupel/sleet). The individual hydrometeors are combined into total condensate. The water vapor and total condensate are advected in the model.

2.1.1.2 The Kain-Fritsch (KF) scheme This scheme uses a Lagrangian parcel method along with vertical momentum dynamics to estimate the properties of cumulus convection. The trigger function identifies the potential updraft source layers associated with convection, whereas the formulation of mass flux and the mixing rates calculates the updraft, downdraft and the associated environmental mass fluxes. The KF scheme rearranges mass in a column using the updraft, downdraft, and environmental mass fluxes until at least 90% of the convective available potential energy (CAPE) is removed. The scheme assumes conservation of mass, thermal energy and total moisture. In the KF scheme, the fraction of liquid water or ice, generated by the scheme, which is converted into rain or snow, is controlled by a parameter S_1 . The S_1 can be set to any value from 0, when all condensate generated by KF scheme is converted into convective precipitation, to 1, when all condensate is kept as cloud water or ice and no precipitation conversion occurs.

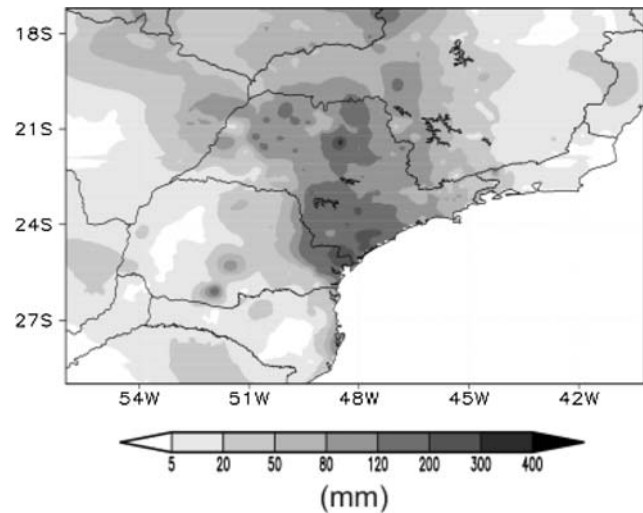


Fig. 2 Observed precipitation accumulated in period 25–29 January 2004 period (mm) for SACZ event

2.2 Proposed experiments

2.2.1 Model configuration

The Eta model was configured with 20-, 10-, and 5-km grid sizes. For 20- and 10-km grid sizes, the vertical resolution was set to 38 layers and the model was run in hydrostatic mode. The time steps were 40 and 20 s, respectively. At grid size of 5 km, the model was run in

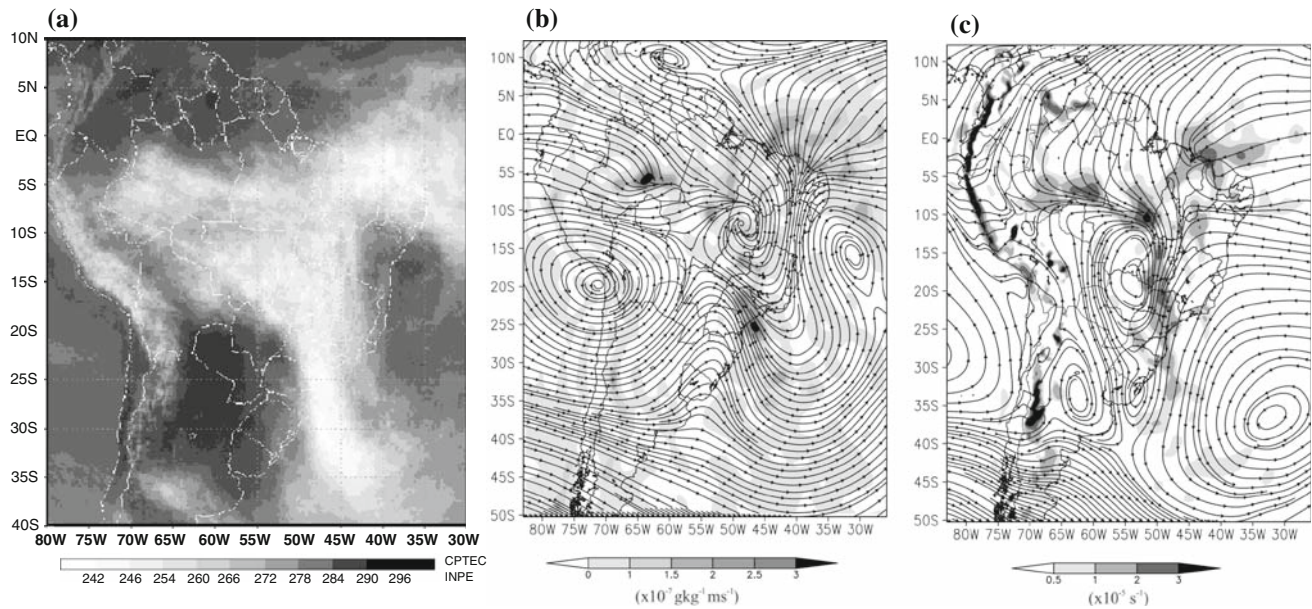


Fig. 3 (a) Infrared satellite mean brightness temperature (K) for the period between 24 and 29 January 2004; (b) streamlines and horizontal wind divergence (shaded) ($\times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$) at 200 hPa; (c) streamlines and moisture convergence (shaded) at 850 hPa ($\times 10^{-7} \text{ g kg}^{-1} \text{ m s}^{-1}$)

non-hydrostatic mode with 50 layers, and the time step was set to 10 s. The domain of the three resolutions was set exactly the same, in order to allow comparison among the runs. Initial and lateral boundary conditions were taken from National Centers for Environmental Prediction (NCEP) global analysis at T126L28 resolution. The domain of the study is shown in Fig. 1. Major topography feature is also shown.

2.2.2 Convective parameterization parameter tests

An additional parameter, S_2 , is introduced into the code and tested. When $S_1 > 0$, the S_2 parameter acts to evaporate a fraction of liquid water or ice that remained in the model grid and returns moisture to the resolved scale. In this way, part of condensate is kept as cloud water or ice and another part evaporates and increases environmental moisture. The temperature and moisture tendencies due to evaporation are applied, i.e., the environment is cooled and moistened. The S_2 can be set to any value from 0, when all cloud liquid water or ice is kept at the model grid, to 1, when all cloud liquid water or ice evaporates. The equations below define the conversion of condensate generated by KF scheme into precipitation and into cloud liquid water or ice, which is controlled by S_1 . In the control version of the KF scheme, S_1 is set equal to 0. Equations 3 and 4 are introduced into the code to express a subsequent partition of the condensate (the cloud liquid water or ice that remained in the model grid if $S_1 > 0$) which is partly kept in the model grid as cloud liquid water or ice and partly is evaporated and returns to model grid moisture,

Table 1 F parameter experiments

S_1 parameter	S_2 Parameter	F parameter	Horizontal grid size (km)		
			5	10	20
0.0	0.0	1.0	C5	C10	C20
0.2	0.2	0.8	F58	F108	F208
0.4	0.4	0.6	F56	F106	F206
0.6	0.6	0.4	F54	F104	F204
0.8	0.8	0.2	F52	F102	F202

$$CP = q_i(1 - S_1) \quad (1)$$

$$CW = q_i S_1 \quad (2)$$

$$CW = CW(1 - S_2) \quad (3)$$

$$E = CW \times S_2 \quad (4)$$

where CP is the convective precipitation; q is the hydrometeor mixing ratio (liquid water/ice); CW is the model cloud water or ice; E is the evaporation of condensate, and S_1 and S_2 are the conversion and feedback parameters, respectively. Here, the subscript i denotes the liquid water or ice.

The S_1 and S_2 parameters can assume any value between 0 and 1. To simplify the number of test runs, values of S_1 are set equal to S_2 . The combined S_1 and S_2 values can test the response of the model on the control of the scheme conversion of condensate into convective precipitation. An F parameter is introduced to combine the effects of S_1 and S_2 parameters. F assumes 1 when S_1 and S_2 are equal to 0, which is the case of the Control run, and physically means that all condensate is converted into convective rain or

snow. F assumes 0 when S_1 and S_2 are equal to 1, which means that all condensate evaporates and no precipitation is produced. The F parameter gives a measure of the conversion of cloud liquid water or ice to convective precipitation.

Sensitivity tests are carried out, and it is set: $F = 1 - S_1$ and $S_1 = S_2 = 0.8, 0.6, 0.4, 0.2, 0.0$ (the latter is the Control run).

For instance, for $F = 0.8$, the convective precipitation conversion is reduced by 20%; for $F = 0.6$, it is decreased by 40% and so on.

This set of experiments is carried out with model using 20-, 10-, and 5-km grid sizes. This is done in order to define the partition of condensate to be converted into convective rain or snow and the condensate made available to the explicit precipitation scheme at different model grid size.

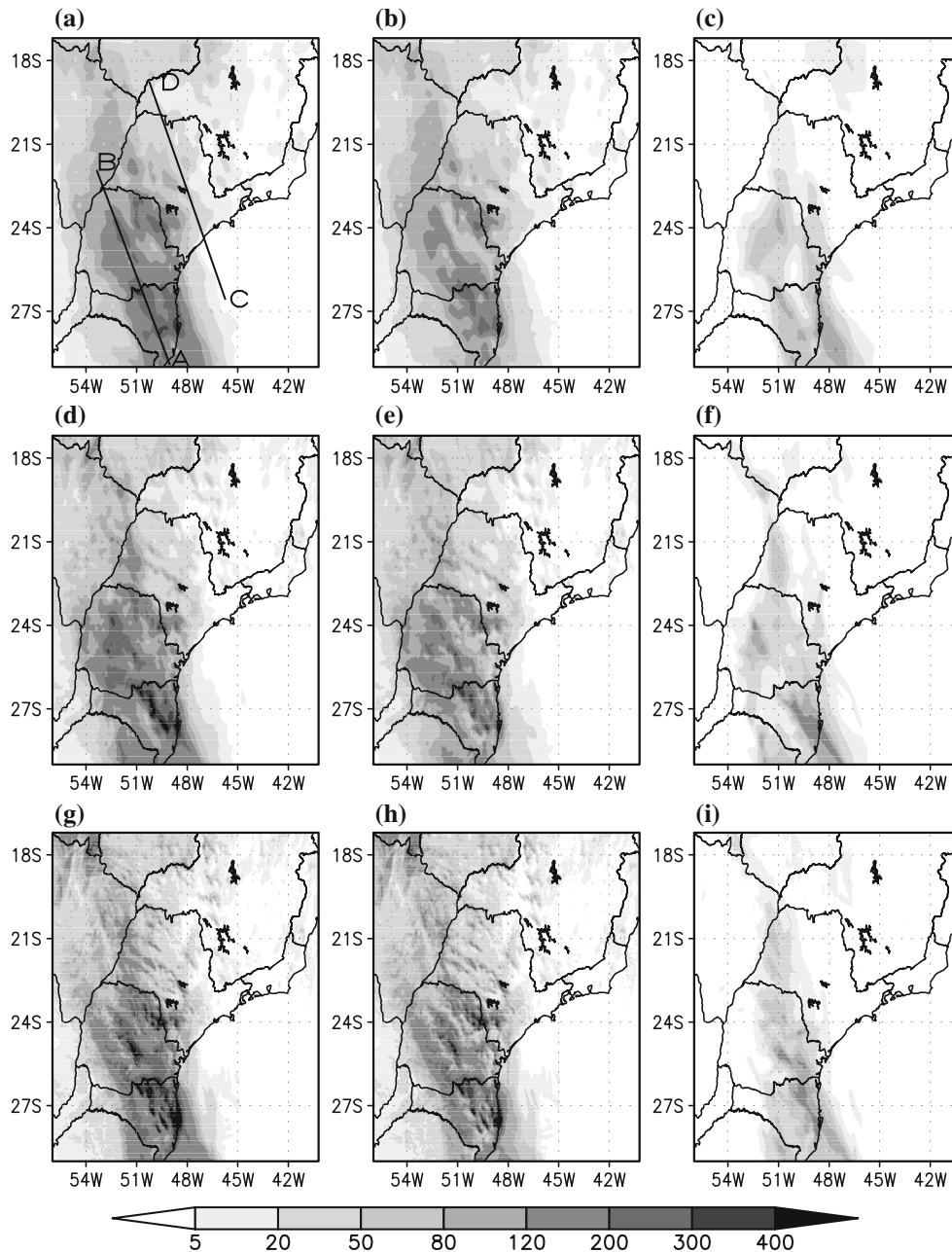
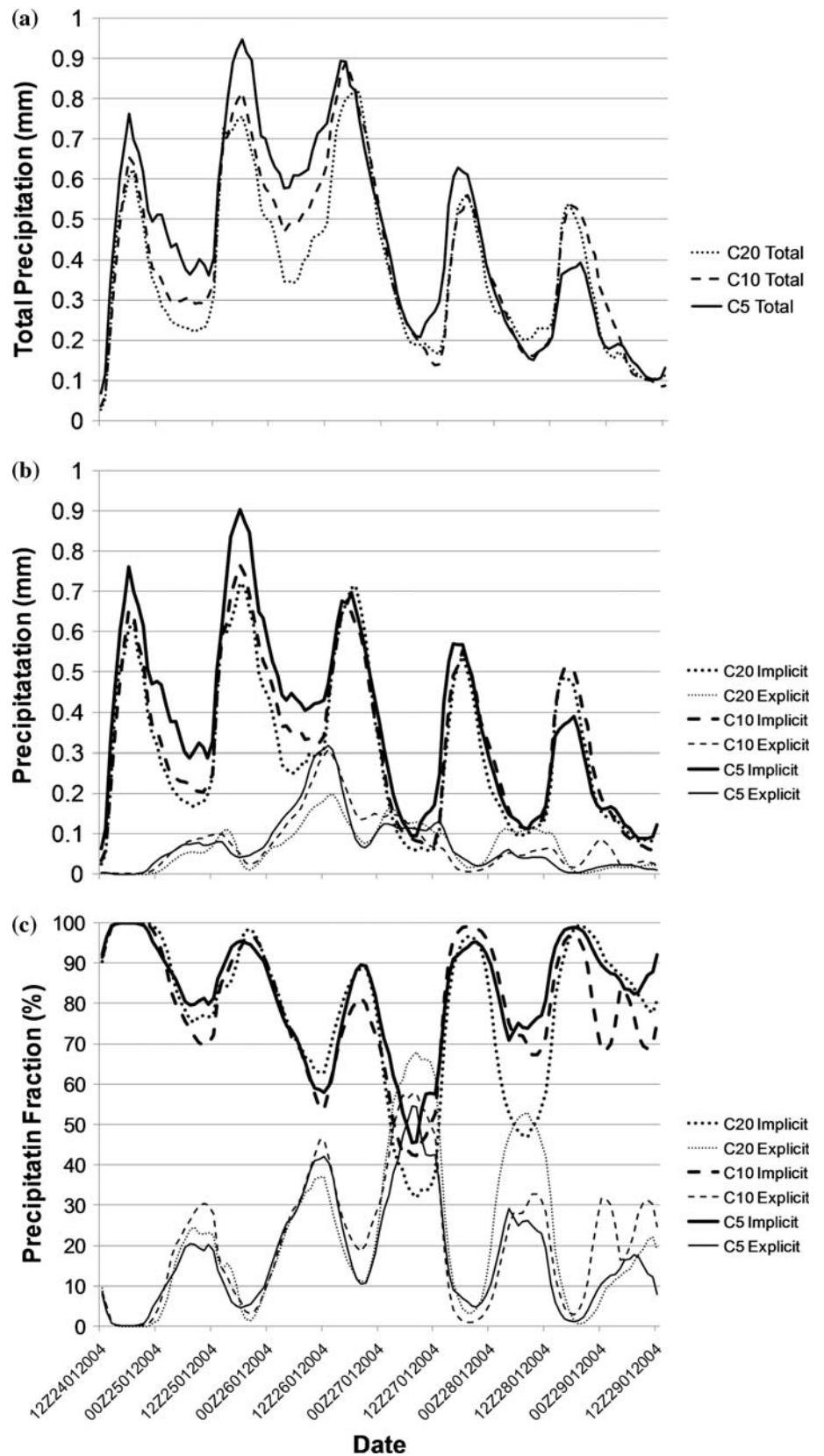


Fig. 4 Simulated 5-day accumulated precipitation for the SACZ case for the control runs. Total precipitation in the first column; implicit precipitation in the second and explicit in the third. C20 running in the

first row; the C10 run in the second row and the C5 run in the third row. Unit is mm per 5 days

Fig. 5 Temporal evolution of domain-averaged precipitation for C20, C10, and C5 control runs: **(a)** total precipitation (mm day^{-1}); **(b)** implicit and explicit precipitation (mm day^{-1}) and **(c)** fraction of implicit and explicit precipitation (%) with respect to total precipitation



2.3 Case study

The case chosen for a detailed study was the SACZ event that established over the southeastern and southern part of Brazil in the period 24–29 January 2004. The SACZ is an important synoptic feature of austral summer in South America; it shows an elongated convective band typically originating in the Amazon basin, extending toward southeast Brazil and into the subtropical Atlantic Ocean (Satyamurti et al. 1998; Carvalho et al. 2002). The SACZ has been described as a region with high variability of convective activity during summertime in eastern South America (Liebmann et al. 1999; Zhou and Lau 1998). Carvalho et al. (2002) investigated the influence of SACZ characteristics in modulating daily extreme rainfall over São Paulo state, in Brazil, and they showed that SACZ intensity and its degree of extension toward the Atlantic Ocean determine the spatial distribution of precipitation extremes in São Paulo.

In this case, the SACZ cloud band exhibited a meridional orientation and was associated with significant rainfall over southeast Brazil, mainly in the southern part of São Paulo State. It can be seen from Fig. 2, which shows the total accumulated precipitation during the period of the event, that the heaviest rainfall occurred in the central and southern part of São Paulo where a 5-day accumulated precipitation of 200–300 mm was observed. The precipitation maxima occurred over the mountainous regions, which indicate the role of orography in the system.

The satellite infrared image, an average taken over the period 24–29 January 2004 (Fig. 3a), shows the presence of the SACZ over São Paulo and the meridional orientation exhibited by the cloud band, whose axis extended from Central Brazil toward the southern part of the state of São Paulo and then over the Atlantic Ocean. The cloud band actually persisted around this position over the 5-day SACZ period. The streamlines at upper levels show the large-scale circulation associated with the SACZ event (Fig. 3b). Strong divergent flow is observed in connection with a stationary surface cold front, which established the SACZ. The divergence extended from the Amazon basin toward the southeastern subtropical Atlantic. The position of the system over south and southeast Brazil was supported by an upper level trough induced by the Bolivian High circulation and a cyclonic vortex positioned close to the coastline of northeastern Brazil. Lower level circulation (Fig. 3c) shows strong convergence, which transported moisture from the Amazon basin.

3 Results

Initially, the SACZ case was run at different resolutions with the original KF setups, and the partition of implicit

and explicit precipitation was determined at different horizontal resolutions. Subsequently, the parameter F was introduced into the KF scheme and the new partition of implicit and explicit precipitation was evaluated. A functional relationship between convective precipitation production with horizontal resolution is proposed to the F parameter. Table 1 lists the parameter values and the experiments' names.

3.1 Resolution tests

The model was run with the original KF to evaluate the dependence of the implicit and explicit precipitation partition in the Eta Model on horizontal resolution. It is expected that as horizontal resolution increases, the explicit scheme should be more important because the model resolvable scale becomes cloud scale, and in this case the activity of the implicit scheme should diminish and the

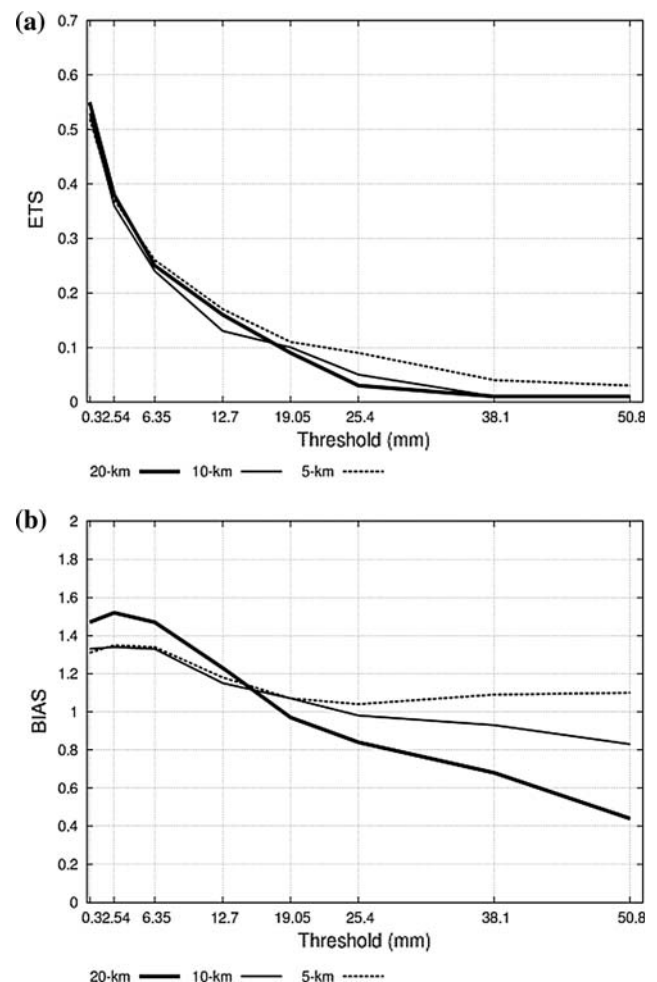


Fig. 6 (a) Equitable threat scores and (b) BIAS scores for control experiments C20, C10, and C5 at the forecast ranges 36, 60, 84, 108 and 132 h. In the x-axes, the label of the first row refers to precipitation thresholds and the second row refers to the number of observations of each threshold

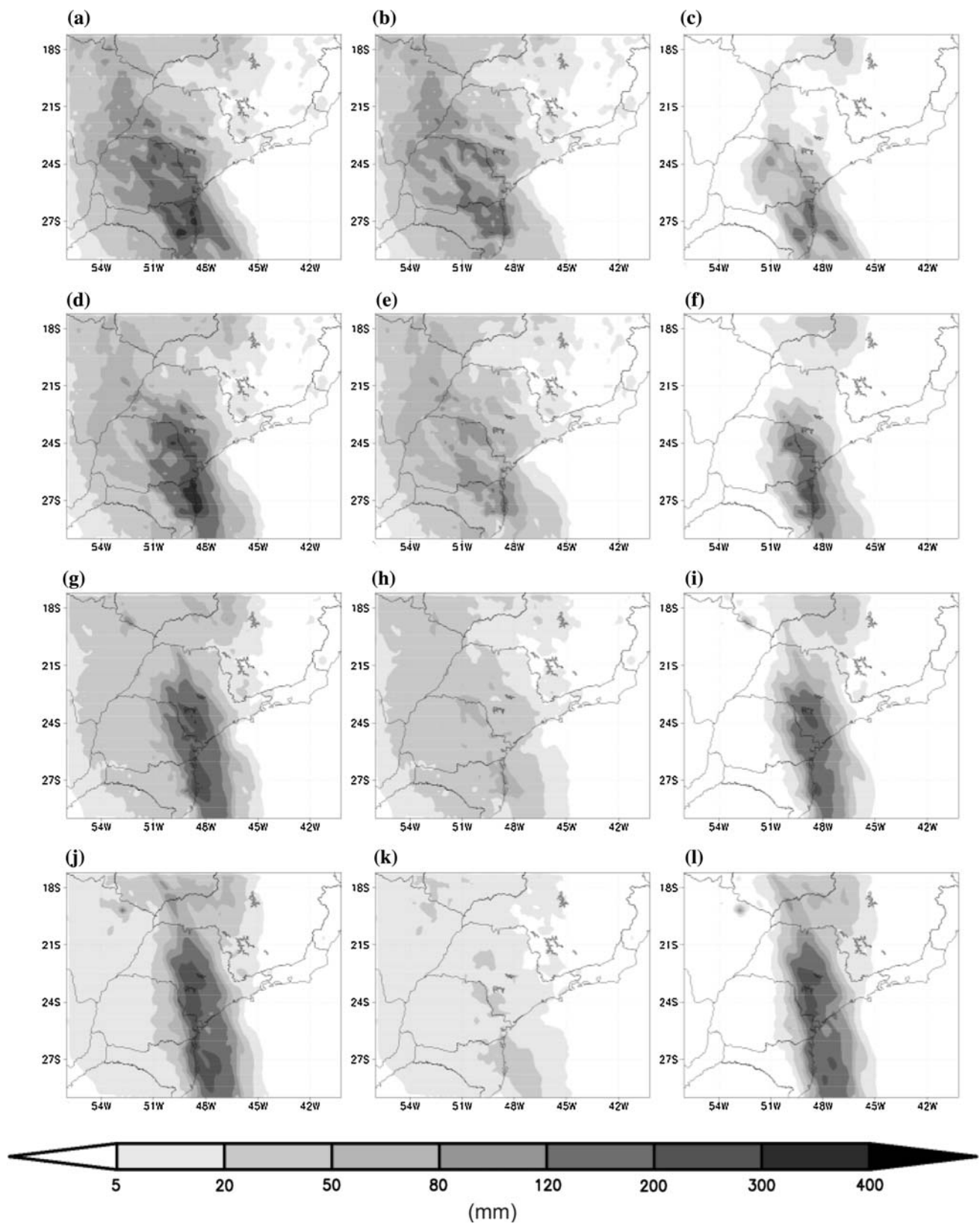


Fig. 7 Simulated 5-day accumulated precipitation for the SACZ case for the C20 run. Total precipitation in the first column; implicit precipitation in the second and explicit in the third. The F208 run in

the first line; the F206 run in the second line; the F204 run in the third line and the F202 run in the fourth line. Unit is mm per 5 days

explicit scheme should treat not only the cumulus convective cloud, but also the stratiform clouds. The control runs are labeled as C20, C10, and C5 for 20-, 10- and 5-km grid sizes, respectively.

The simulated total precipitation for the C20 (Fig. 4a) shows that the position of the system was displaced to the south as compared to observations (Fig. 2). The CD line in Fig. 4a shows the position and orientation of the maximum precipitation activity of the SACZ and the AB line refers to the position of the simulated precipitation band. Thus, the observations showed that the simulated precipitation band was displaced to the south. In this case, the maximum 5-day accumulated precipitation was 400 mm over Santa Catarina State, whereas in the observations the amounts were smaller and positioned over São Paulo State.

The implicit and explicit precipitation amounts (Fig. 4b, c) show that most of precipitation was generated by the implicit scheme at the 20-km grid size. At this resolution, it was found that the explicit scheme missed the SACZ stratiform region (Fig. 4c), this was represented by the convective scheme. The explicit scheme acted over the region of maximum precipitation core. It expected that the explicit scheme should generate the widespread precipitation and the implicit scheme should generate the intense and localized precipitation at lower resolution. However, as grid size was reduced to 10 km, the total precipitation simulated by the C10 experiment (Fig. 4d) showed that the spatial distribution was almost the same as for the C20. The region of the precipitation core expanded, especially over Parana state and most of Santa Catarina state, and the core of maximum precipitation increased in magnitude. In addition, the implicit scheme generated the larger part of the total precipitation. The explicit precipitation (Fig. 4f) showed a small increase in the amount and areal extension, but as in the C20 run, the explicit scheme missed the stratiform precipitation region. The areas where the explicit precipitation intensified were associated with the areas where the implicit precipitation also intensified.

As the grid size changed to 5 km, the total precipitation (Fig. 4g) showed a small contraction in the precipitating area and an increase in the simulated maximum values. As in the C20 and C10 runs, the implicit scheme from the C5 run produced most of the total precipitation. A contraction in area and an intensification of the precipitation maxima can be noticed for the implicit precipitation. The same pattern of contraction and intensification of precipitation with increasing resolution was found in the explicit precipitation, suggesting that the implicit scheme modulates the location where the explicit scheme acts.

As grid size reduced from 20 to 5 km (Fig. 4a, d, g), the position of the simulated SACZ band did not improve, i.e., it was displaced to the south when compared against observations (Fig. 2). It can be noticed that the implicit

scheme acted strongly, with the localized 5-day accumulated maxima between 300 and 400 mm for the C20 run and up to 500 mm for the C5 run. With the resolution increase, comparisons of the C20 versus C10 and C10 versus C5 runs show the displacement of the precipitation band toward the north and also show an increase in the localized total precipitation maxima (figures not shown).

Figure 5a shows the simulated total precipitation averaged over the model domain during the integration period. The minima and maxima are produced at about the same time for each resolution (Fig. 5). In the 5-day accumulated precipitation, it was found an increase of total precipitation of about 8% for C10 run with respect to the C20 run, and an increase of about 20% for C5 run. The implicit and explicit precipitation each increased by 8 and 11%, respectively, for the C10, and 22 and 8% for C5 runs with respect to C20 run. This model behavior is opposite to what is expected as horizontal resolution increases, for most of the explicit precipitation should increase as model grid size decreases. However, in this case, the implicit precipitation increased and the explicit precipitation decreased with decrease of the grid size from C10 to C5. Figure 5b shows the temporal evolution of domain-averaged implicit and explicit precipitation, in comparison with total precipitation. It shows that implicitly represented precipitation contributed most of the total precipitation even at higher resolution. The explicit and implicit precipitation curves are out of phase. When the implicit curve is at its peak, the explicit is at its minimum, and the other way round. In addition, the explicit precipitation is always smaller than

Table 2 Percentage of change of total, implicit and explicit precipitation from 20-, 10-, and 5-km grid sizes runs with respect to the control runs C20, C10, and C5, respectively, averaged over whole domain and over SACZ period

Runs	Total (%)	Implicit (%)	Explicit (%)
20 km			
F208	−6	−11	18
F206	−13	−30	61
F204	−23	−53	113
F202	−28	−76	189
10 km			
F108	−1	−6	26
F106	−9	−25	62
F104	−23	−51	102
F102	−31	−75	167
5 km			
F58	13	7	38
F56	4	−14	81
F54	−10	−42	102
F52	−21	−70	202

the implicit even at higher resolution. The fraction of explicit precipitation with respect to total precipitation is still below 50% (Fig. 5c), even when the implicit precipitation fraction is at its minimum.

The equitable threat scores (ETS) of 24-h accumulated precipitation forecast (Fig. 6a) show almost the same skill at low precipitation rates for the C20, C10 and C5 runs. At rain rates higher than $19.05 \text{ mm day}^{-1}$, the higher resolution run has the best skill, while C10 and C20 have similar skill. The corresponding bias scores (Fig. 6b) show that at smaller grid sizes (5- and 10-km) rain is overestimated at all thresholds, whereas at lower resolution, heavy precipitation is underestimated.

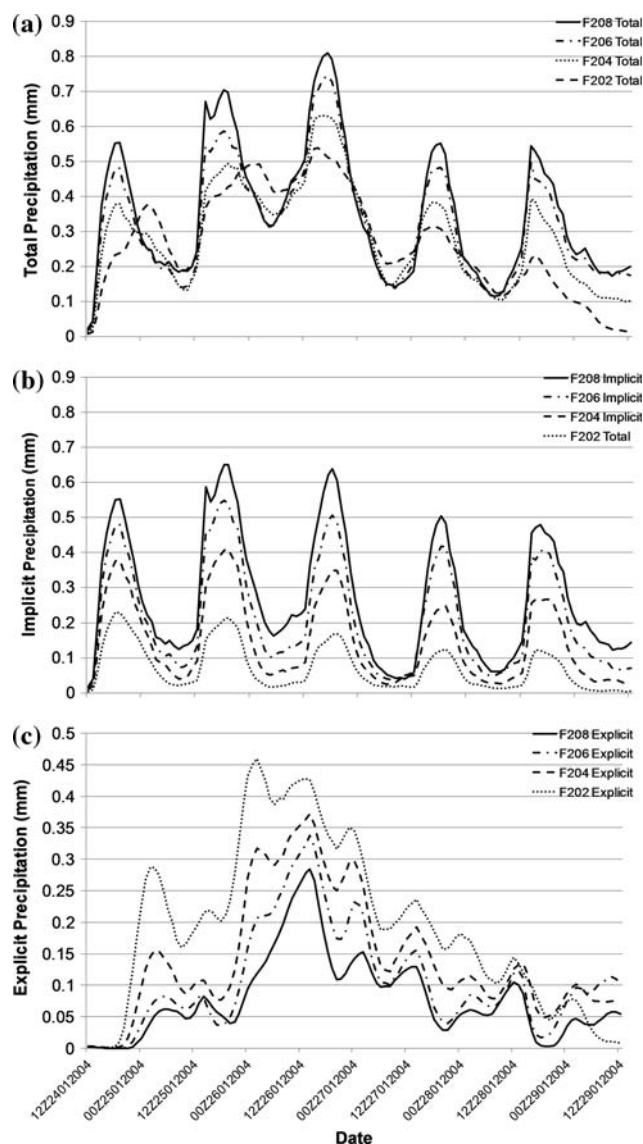


Fig. 8 Temporal evolution of domain-averaged precipitation (mm day^{-1}) for 20-km F parameter runs: (a) total precipitation, (b) implicit precipitation, and (c) explicit precipitation. Solid lines refer to F208 run; dash-dot, F206; dashed, F204; and dotted, F202

The precipitation bias increased at higher thresholds, 38.1 and 50.8 mm, as horizontal resolution increased (Fig. 6b). The improvement of the 5-km ETS was accompanied by an overestimate of total precipitation. The time evolution of the sea level pressure showed that the center of low pressure associated with the system was deeper when compared with the analysis and displaced to the southeast. By decreasing the grid size, the center was deeper (Figures not shown).

These model version runs failed to represent accurately the SACZ rain band position. The evaluation of the runs showed that the increase of horizontal resolution had only a slight improvement in model performance. In addition, the partition between explicit and implicit rain does not seem correct.

3.1.1 Precipitation partition

The simulated precipitation for a set of F parameter values of the 20-km grid size experiments can be seen in Fig. 7. The total precipitation for the SACZ period is shown in the first column, the implicit and explicit precipitation in the

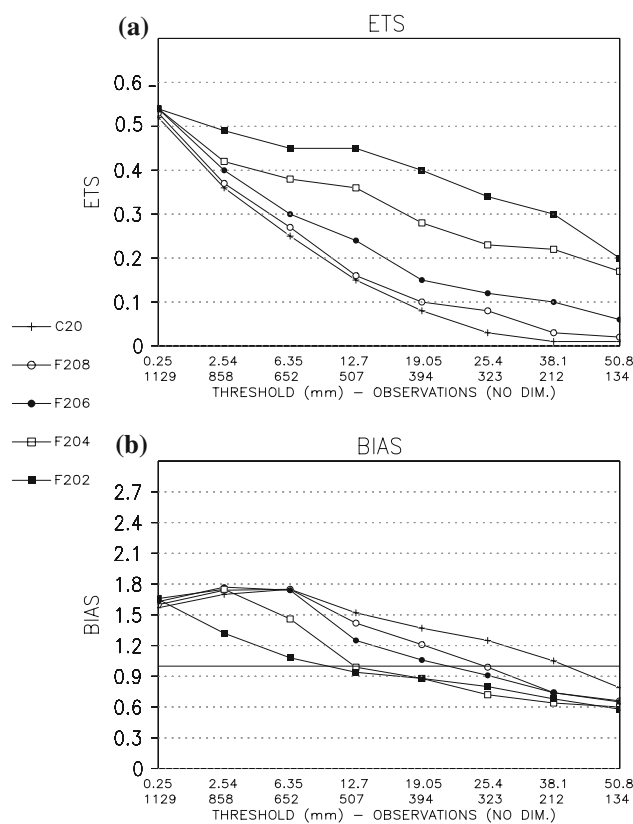


Fig. 9 (a) Equitable threat scores and (b) bias scores for experiments F208, F206, F204, and F202 at the forecast ranges 36, 60, 84, 108, 132 h. In the x -axes, the label of the first row refers to precipitation thresholds and the second row refers to the number of observations of each threshold

second and third columns, respectively. In the F208 experiment, when the F was reduced to 0.8, the total simulated precipitation (Fig. 7a) shows a slight reduction and small change in position of the SACZ band toward the east when compared with the control run (Fig. 4a). It is noted that this change in total precipitation was caused by the reduction of the implicit precipitation. As less liquid water was converted to precipitation, the implicit precipitation decreased and the explicit precipitation increased. The greater availability of liquid water for the explicit scheme contributed to an increase in the amount and area of precipitation produced by the explicit scheme (Fig. 7c, f, i). Table 2 shows the percentage change of total, implicit and explicit precipitation from these runs with respect to the C20, C10 and C5 runs, averaged over whole domain and period of the SACZ event. A decrease of implicit precipitation can be seen in the F206, F204, and F202 runs and, consequently, the explicit scheme became more active and the precipitation produced by this scheme was larger. A decrease in implicit precipitation of about 13, 23, and 28% caused an increase of about 61, 113, and 189% in the explicit precipitation in the F206, F204, and F202 runs, respectively. However, the total precipitation did not increase with resolution. The implicit precipitation reduced the amount of precipitation by about 13, 23, and 28%. It

was noted that the increase of explicit scheme activity contributed to position the precipitation maximum further to the north (Fig. 7a, d, g, j). The position of the system simulated by all F experiments was better than the control runs. Note that the F experiments produced different distributions and amounts of implicit and explicit precipitation. In spite of better position of the SACZ, all F runs failed to represent the stratiform precipitation area.

Similar behavior was noted in the spatial distribution of precipitation for the 10- and 5-km grid sizes to that found at 20-km grid size, in which the implicit precipitation decreases as F decreases (figures not shown). The explicit scheme showed an increase in the precipitation amount and contributed to a better representation of the position of the SACZ. Despite the change in the horizontal resolution, the changes of total, implicit and explicit precipitation were almost the same.

Figure 8 shows the time evolution of the precipitation at 20-km grid size—total, implicit and explicit—averaged over the model domain, for the set of F parameters. The decrease of the F parameter reduces the total precipitation.

The change in the phase of the time of occurrence of the peak of maximum implicit precipitation with respect to explicit precipitation for run F202 can also be noted. The time evolution of the implicit precipitation (Fig. 8) shows that with

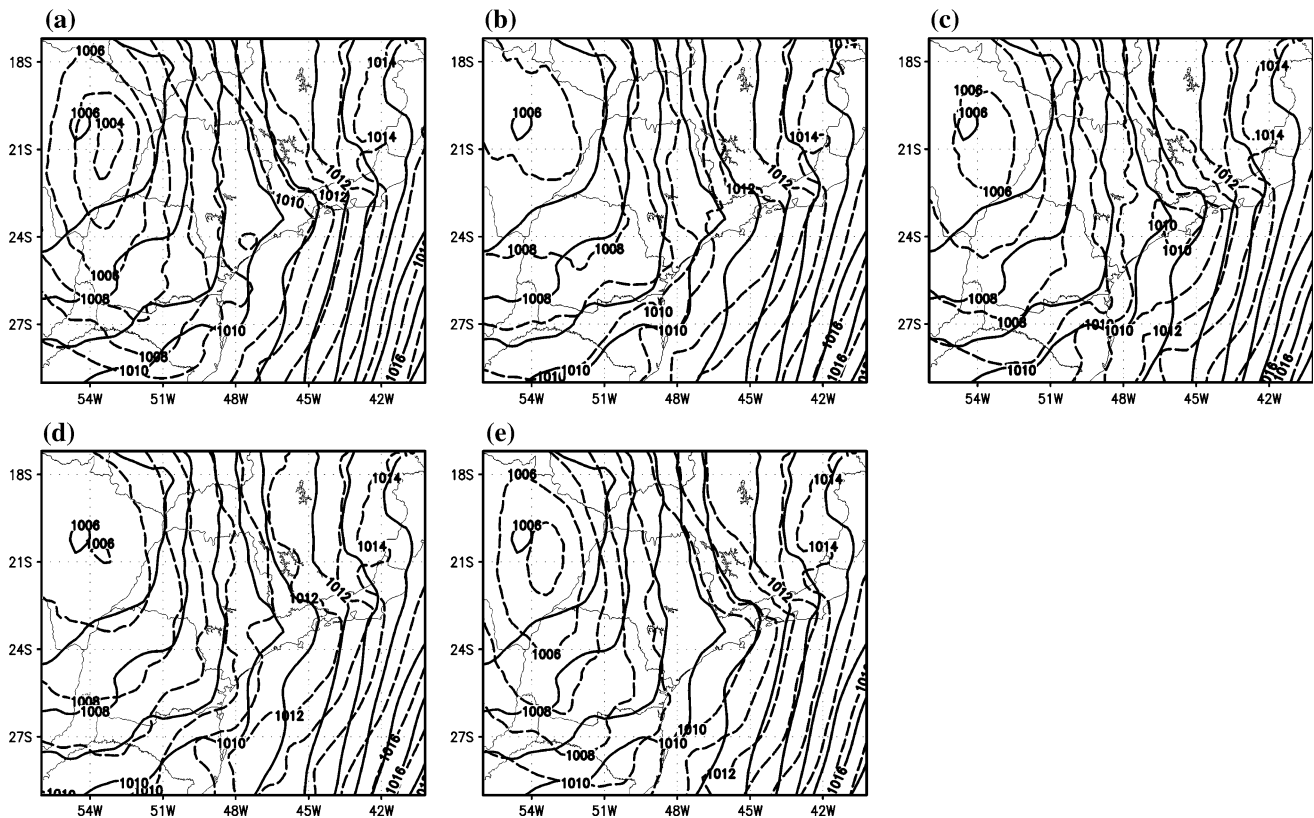


Fig. 10 Sea level pressure, at 60 h forecast for: (a) C20, (b) F208, (c) F206, (d) F204, and (e) F202. Experiments (dashed lines) and NCEP analysis (solid lines)

the reduction of the F there is a gradual decrease of the total precipitation generated by the KF convection scheme.

The opposite is seen for the explicit precipitation (Fig. 8c), where the reduction of F brought some increase in the amount of precipitation generated by the FR cloud microphysics scheme. In both types of precipitation, there are no changes in the timing of maxima and minima. With the increase in availability of moisture at a model grid point due to the reduction of F , the explicit scheme can be more active, thus generating more precipitation that is explicit.

The maximum activity of the explicit scheme occurs at the time of minimum activity of the implicit scheme, as seen in the control run C20. The increase in the activity of the explicit scheme contributes toward delaying the maxima of total precipitation (Fig. 8a). In these cases, the larger portion of the total precipitation is due to the explicit scheme. This pattern becomes clear in run F202, where the reduction in the F is larger and consequently, there is greater activity in the explicit scheme.

The same patterns of evolution of total, implicit and explicit precipitation described above were found in the experiments with the parameter F at grid sizes of 10 and 5 km, where the implicit scheme simulated less precipitation. Consequently, the explicit scheme became more active, thus generating a larger amount of explicit precipitation (figure not shown). As in the case of 20-km grid size, the experiments with variation in F at 10 and 5 km indicated a better positioning of the SACZ. This improvement was due to the increase in explicit precipitation simulated by the model.

3.1.2 Precipitation evaluation

The ETS for a set of F experiments at 20-km grid size (Fig. 9a) shows an increase of the skill as F decreases. The reduction of F to 0.8 in the F208 run results in a small increase in the model skill when compared with C20 run. For further F decreases, i.e., by 0.6, 0.4 and 0.2 for F206, F204 and F202, respectively, a gradual increase was observed in the model precipitation skill. In comparison with the C20 runs, the improvements were considerable for all thresholds, especially above 19.05 mm. For the corresponding BIAS scores (Fig. 9b), when the F was reduced, a gradual reduction was noted for the lower and medium thresholds. For higher thresholds, the BIAS was close for all F experiments. These reductions were due to the reduction of the implicit precipitation production influenced by the change of the F parameter from 1 (control run) to 0.2 (F202). Those runs resulted in better ETS than the C20 run. Similar scores were found at the 10- and 5-km grid sizes (figures not shown). The improvement of ETS as F decreases for the three resolution runs was due to better positioning of the system, in all F experiments. Therefore, it was noticed that changes of F value have larger impact on precipitation than horizontal resolution.

3.1.3 F parameter effects

In order to relate the mechanisms that produced the positive impacts with the inclusion of F parameter, an examination of scheme effects is included for the 20-km experiments.

Figure 10 shows the mean sea level pressure, at 60-h forecast for C20, F208, F206, F204 and F202 experiments runs (dashed lines) and NCEP analysis (solid lines). As the F of the KF scheme was reduced, the sea level pressure was better simulated. The improvement was observed for reduction of F up to 0.4 (Fig. 10b–d). When the F was equal to 0.2, the center of low pressure was deeper. The same pattern was observed in the 10-km experiments (figures not shown). For 5-km experiments, the pattern of

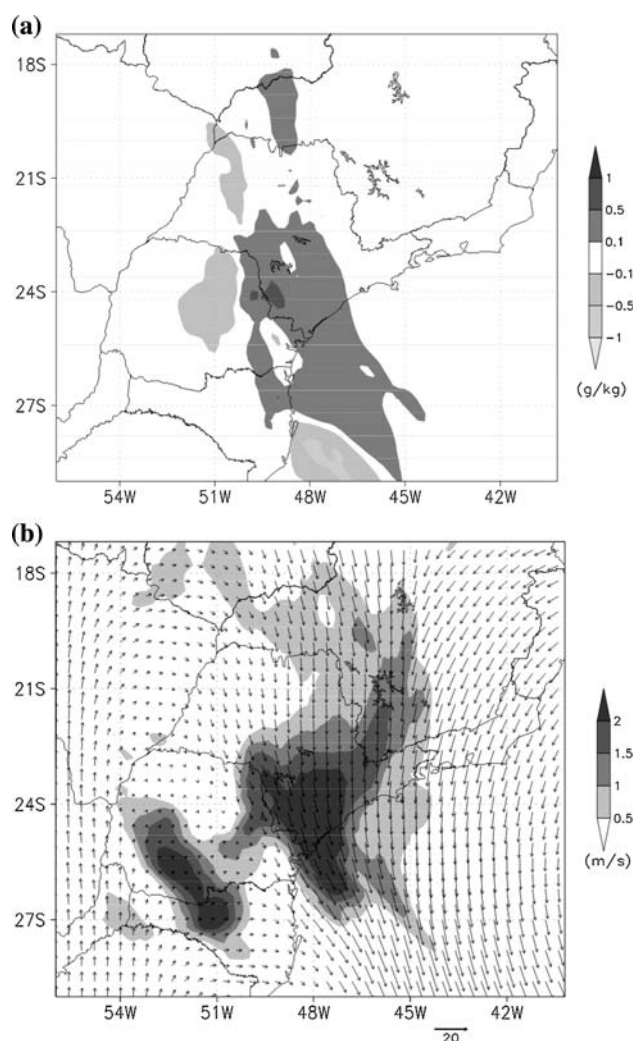


Fig. 11 (a) Difference between cloud liquid water and ice produced by the F206 experiment and the C20 Control run at 500-hPa (g kg^{-1}); (b) Mean wind (vector) and difference of the zonal wind component between the F206 experiment and C20 Control run (shaded) (m s^{-1}). Means were taken in the period between 25 January 2004, 12Z and 27 January 2004, 12Z

sea level pressure improved when F was changed to 0.6 (figures not shown). In the upper level, the trough associated with the surface cold front shifted to the east as F was decreased and the divergent flow moved toward north. These results are consistent with the displacement of the surface cold front toward north. This pattern was observed for all model grid sizes tested (20-, 10-, and 5-km). The comparison of the upper air circulation against the NCEP analysis indicates that the F206, F104, and F54 runs do the better simulations (figures not shown).

Figure 11a shows the difference between the 500-hPa cloud liquid water and ice produced by the F206 experiment and the C20 Control run. This is the mean difference taken in the period between 25 January 2004, 12Z and 27 January 2004, 12Z, when precipitation within the SACZ band was more active. Positive values show the increase of cloud liquid water and ice produced by the modified scheme to the east of the Control C20 rain band and therefore approaching the position of the observed precipitation area.

Figure 11b shows the 500-hPa wind vector and the zonal wind component difference between the F206 experiment and C20 Control run. These are average values over the same period as Fig. 11a. The positive differences of zonal wind show the increase of zonal wind speed in the region where cloud liquid water and ice were added by the F206 experiment; this combination yields an eastward advection of the cloud and subsequent increased precipitation to the east of the C20 Control run.

In order to show the differences of the F206 experiment effects over the C20 run with time integration the implicit, explicit and total precipitation were averaged in a small area within the latitudes 25°S and 23°S and longitudes 49°W and 47°W. This area includes the eastern boundary region where precipitation large differences occurred. Figure 12a, b and c shows the time change of implicit, explicit and total precipitation from F206 experiment and C20 Control run. The comparison between the two curves, F206 and C20, shows that the scheme reduced considerably the convective precipitation, due to the reduction of F , and that the scheme

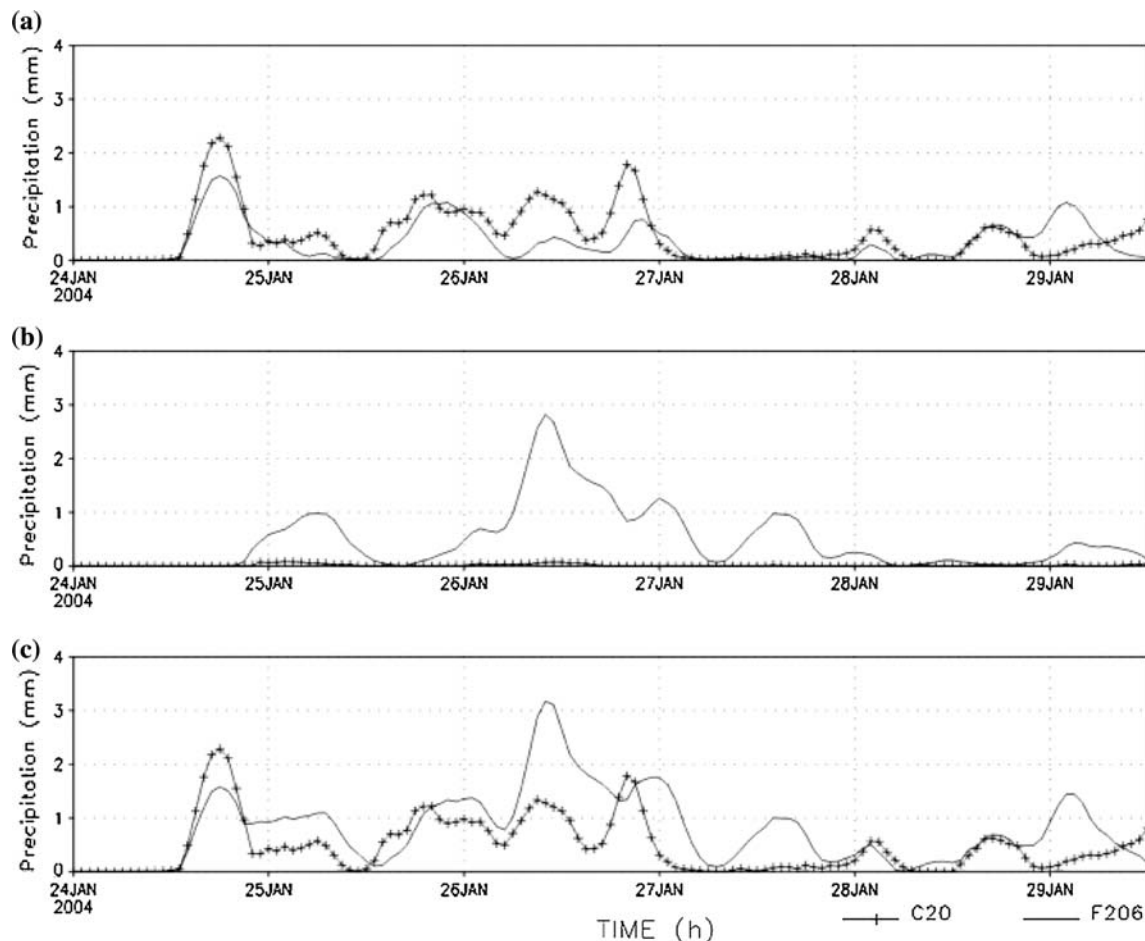


Fig. 12 Precipitation from F206 experiment (line) and C20 Control run (crossed line) (mm h^{-1}): (a) implicit; (b) explicit and (c) total. The values are averages taken in an area within the latitudes 25°S and 23°S and longitudes 49°W and 47°W

increased significantly the explicit precipitation. A delay in the peaks of implicit precipitation can be noticed in the F206 experiment. In this experiment, the explicit precipitation was an important contribution to the total precipitation during the most active SACZ period, between 25 January 2004 12Z and 27 January 2004 12Z. The experiment showed the change in the partition between implicit and explicit precipitation in the small defined area.

Figure 13 shows the vertical time section of the differences between F206 and C20, for cloud liquid water and ice, temperature and specific humidity. The values are averages taken at the region described in Fig. 12. It is important to note that in C20, cloud liquid water or ice was absent in the column when implicit precipitation started (figure not shown). Therefore, in the initial time of cloud formation, the difference shown in Fig. 13a is the actual cloud liquid water or ice produced by F206. The subsequent production of explicit precipitation around 25 January 2004, 00Z is due to the reduction of F parameter carried out in these experiments. Important addition of cloud liquid water and ice by the F206 experiment during the active SACZ period is shown. This increase in cloud water and ice with F contributed to increase the explicit precipitation.

No significant differences were observed in the time evolution of the specific humidity and temperature profiles until the convection was activated in the small defined area (Fig. 13b, c). The temperature differences shown in Fig. 13b suggest that the experiment F206 cools the air below approximately 600 hPa and warms the air at about 400 hPa causing a stronger stabilization to the atmospheric column. The specific humidity differences show moistening at middle and lower model levels and generally drying at lower levels (Fig. 13c). This combination results in additional moist air saturation at lower levels due to the cooling and additional saturation at mid-levels due to moisture increase at those levels in the experiment F206.

Similar character of the differences was verified in F208, F204, and F202 experiments, with weaker response for the first test and stronger response for the last two.

3.2 Proposed F function

To define the best choice of F parameter for each tested grid size, more runs were carried out. The model was run for 4 more events of SACZ and 5 events of CF and the scores were obtained for all forecast ranges. A series of run

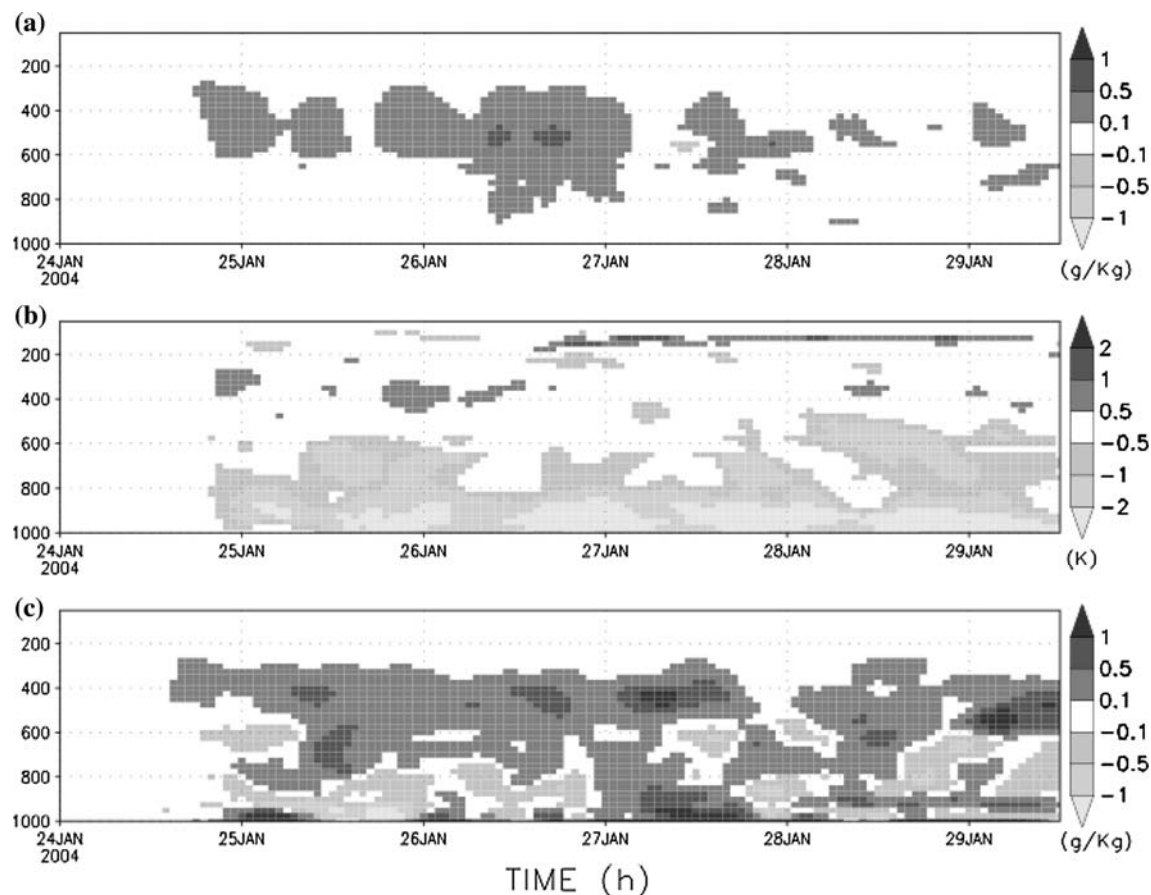


Fig. 13 Vertical time section of the differences between F206 and C20 of: (a) cloud liquid water and ice (g kg^{-1}); (b) temperature (K) and (c) specific humidity (g kg^{-1}). The values are averages taken at the region described in Fig. 12

were carried out, each event was run with F parameter equal to 0.8, 0.6, 0.4, and 0.2. The best F for each resolution was chosen, and their scores were shown in Fig. 14. The chosen F parameter runs show higher precipitation ETS than the control runs. This improvement is clearer in the 5-km runs. Positive biases are present in the KF runs, particularly for 10- and 5-km grid sizes, where bias is approximately constant in most of thresholds. The modification included into the KF changed the behavior of the BIAS score to one single pattern for the three resolutions: overestimation at smaller thresholds and underestimation at higher thresholds. This seems that the precipitation bias is no longer strongly dependent on horizontal resolution, but the remaining biases may be, as hypothesis, mostly due to physics of the model.

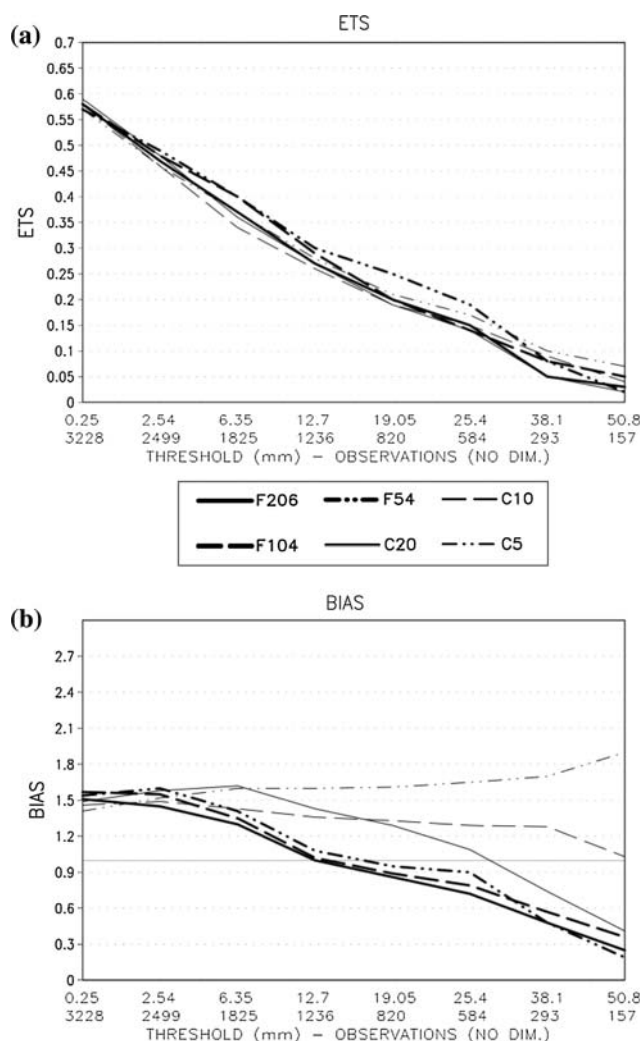


Fig. 14 (a) Equitable threat scores; (b) BIAS scores, for all forecast ranges (36, 60, 84, 108, 132 h), for 10 precipitation cases. Control runs are indicated by *thin lines* and F parameter runs indicated by *thick lines*. In the x -axes, the label of the first row refers to precipitation thresholds and the second row refers to the number of observations of each threshold

The set of runs carried out suggested that for 20-km grid size the value of the F should be approximately 0.6 and for 10- and 5-km should be approximately 0.4. A resolution-dependent function for F is proposed and included into the KF scheme code; thus, given the size of grid, the adjustment of the partition of the implicit and explicit precipitation will be controlled by the following function of F :

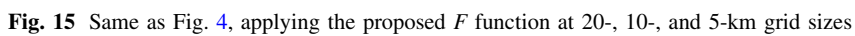
$$F(\Delta x) = \begin{cases} 0, & \Delta x \leq 3 \text{ km} \\ 0.4, & 3 \text{ km} < \Delta x \leq 10 \text{ km} \\ 0.02 \times \Delta x + 0.2, & 10 \text{ km} < \Delta x < 40 \text{ km} \\ 1, & \Delta x \geq 40 \text{ km} \end{cases} \quad (5)$$

where Δx is the model grid size in km.

Figure 15 shows the results of the inclusion in the model of the proposed generalized partition of the precipitation given by (5). The model was re-run for the case study of Sect. 2.3 at the 20-, 10-, and 5-km grid sizes, as in Fig. 4, the total, implicit, and explicit precipitation were accumulated over the 5 days of the SACZ event. The first, second, and third columns indicate, respectively the total, implicit, and explicit precipitation. As the grid size decreased from 20 to 10 km, the implicit scheme became less active and produced less precipitation, while the explicit scheme became more active, and produced more precipitation. When the grid size decreased from 10 to 5 km, the implicit scheme produced slightly more precipitation and the explicit scheme reduced the amount of maximum precipitation. On the other hand, in comparison with the control run C05, higher resolution, the function-modified KF run decreased the implicit and increased the explicit precipitation, as was sought initially.

4 Summary and conclusion

Control runs carried out with the Eta Model at 20-, 10-, and 5-km grid sizes with the original implicit and explicit precipitation schemes showed that the model overestimated precipitation, mainly at higher resolution, and had some positioning error in the precipitation band associated with the SACZ event. These runs displaced the precipitation associated with the SACZ band to the south as compared to observations. The maximum 5-day accumulated simulated precipitation was over SACZ region, whereas in the observations the amounts were smaller and positioned to the north over São Paulo State. As resolution increased, the maximum SACZ core intensified and expanded the band. The position of the rain band was almost at the same place for all resolutions in the control runs. The implicit scheme produced the largest contribution to the total precipitation in the control runs.



implicit precipitation also intensified. This model behavior is opposite to what is expected as horizontal resolution changes. It is expected that most part of convective precipitation is produced by the convective (implicit) scheme, and that the stratiform could be treated mostly by the

explicit scheme, and as resolution increases, the convective scheme should give less contribution and the explicit scheme should account for both stratiform and convective precipitation.

The temporal evolution of mean precipitation in the control run shows that the implicit precipitation produced the larger fraction of total precipitation during the whole integration period. It is noted that the explicit scheme is allowed to be more active when the implicit scheme is less active.

The verification demonstrated that the control runs at different resolutions had similar ETS for all precipitation thresholds. A small improvement was found in the C5 run, at the expense of overestimating the amount and areal coverage of the precipitation.

The version of the Eta Model using Kain-Fritsch cumulus parameterization scheme tends to overestimate precipitation over South America. In order to affect the partition of the total precipitation between explicit and implicit, with resolution changes, a set of parameter F was tested with different grid sizes. The F parameter varied from 0.2 to 0.8. The F parameter influenced the implicit and explicit precipitation partition. As F decreases, less liquid water is converted as convective rain and, consequently, more water is made available to other schemes, particularly to the cloud microphysics scheme. In addition, with a more realistic balance between the implicit and explicit schemes, the model could be able to capture the internal mesoscale circulations associated with the system and produced better simulations. The simulation of the SACZ event showed that the diurnal cycle of the grid-scale (implicit) and subgrid-scale (explicit) was changed and the location of the precipitation bands was altered and better agreed with the observations. In surface, the model simulation of mean sea level pressure was better represented when the F was reduced to 0.6 for 20-km grid size and to 0.4 for 10- and 5-km grid sizes. In the upper level, the trough associated with the surface cold front shifted to the east as F was decreased and the divergent flow moved toward north.

The variation of the F parameter had a larger impact in the precipitation scores of the SACZ event chosen for a detailed study. This new precipitation partitioning reduced the overestimate found in the control runs. The improvement of ETS as convective precipitation decreased for the three resolution runs was due to better positioning of the system, in all F experiments. Changes of F value showed larger impact on precipitation than horizontal resolution. More cases were added to the evaluation and the impact of the introduction of the F parameter into the KF scheme was positive. The experiments with different F parameters showed either marginal or clear improvement, but no degradation.

A generalized F function dependent on grid size is proposed. This function reduced the original positive precipitation bias at all thresholds and for the studied weather systems. With increased horizontal resolution, the maximum precipitation area was better positioned and the total precipitation became closer to observations. Skill scores for all events at different forecast range showed precipitation forecast improvement with the inclusion of the function. These results show that the increase of resolution in general requires additional model tuning and verification, as some previous scale assumptions in the design of the schemes may have broken down.

In a future phase of this work, adjustments will be made in the explicit precipitation scheme to augment its activity and reduce the negative bias found mainly in the areas of intense precipitation.

Acknowledgments The authors would like to thank the reviewers for their useful comments which helped to improve the manuscript. This work is a contribution to the Serra do Mar Project, partly funded by FAPESP under grant no. 04/09649-0 and partly funded by CNPq under grant no. 308725/2007-7.

References

- Black TL (1994) The new NMC mesoscale Eta model: description and forecast examples. *Weather Forecast* 9:265–278
- Carvalho LMV, Jones C, Liebmann B (2002) Extreme precipitation events in Southeastern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic convergence zone. *J Clim* 15:2377–2394
- Ferrier BS, Lin Y, Black T, Rogers E, DiMego G (2002) Implementation of a new grid-scale cloud and precipitation scheme in the NCEP Eta model. In: 15th Conference on numerical weather prediction, American Meteorological Society, San Antonio, TX, pp 280–283 (preprint)
- Hong S-Y, Pan H-L (1998) Convective trigger function for a mass-flux cumulus parameterization. *Mon Weather Rev* 126:2599–2620
- Janjic ZI (1990) The step-mountain eta coordinate: physical package. *Mon Weather Rev* 118:1429–1443
- Janjic ZI (1994) The step-mountain coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. *Mon Weather Rev* 122:927–945
- Kain JS (2004) The Kain-Fritsch convective parameterization: an update. *J Appl Meteorol* 43:170–181
- Kain JS, Fritsch JM (1990) A one-dimensional entraining/detraining plume model and its application in convective parameterization. *J Atmos Sci* 47:2784–2802
- Kain JS, Fritsch JM (1993) Convective parameterization for mesoscale models: the Kain-Fritsch scheme. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models*, Meteorological Monographs, No. 46, American Meteorological Society, pp 165–170
- Liebmann B, Kiladis GN, Marengo JA, Ambrizzi T, Glick JD (1999) Submonthly convective variability over South America and the South Atlantic convergence zone. *J Clim* 12:1891–1977
- Mellor GL, Yamada T (1974) A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. *J Atmos Sci* 31:1791–1806
- Mesinger F (1984) A blocking technique for representation of mountains in atmospheric models. *Riv Meteorol Aeronaut* 44:195–202

- Mesinger F, Black TL (1992) On the impact on forecast accuracy of the step-mountain (eta) vs. sigma coordinate. *Meteorol Atmos Phys* 50:47–60
- Mesinger F, Jancic ZI, Nickovic S, Gavrilov D, Deaven DG (1988) The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. *Mon Weather Rev* 116:1493–1518
- Molinari J (1993) An overview of cumulus parameterization in mesoscale models. The representation of cumulus convection in numerical models. *Am Meteorol Soc* 24(46):155–158
- Molinari J, Dudek M (1992) Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models: a critical review. *Mon Weather Rev* 120:326–344
- Pielke RA Sr (2002) Mesoscale meteorological modeling. In: *International geophysics series*, vol 78. Academic Press, New York, p 676
- Rozante JR, Cavalcante IFA (2008) Regional Eta model experiments: SALLJEX and MCS development. *J Geo Res* 113, D17106. doi: [10.1029/2007JD009566](https://doi.org/10.1029/2007JD009566)
- Satyamurti P, Nobre C, Silva Dias PL (1998) South America. *Meteorology of the Southern Hemisphere*. In: Karoly DJ, Vicent DG (eds) *American Meteorological Society*, pp 119–139
- Zhang D-L, Hsie E-Y, Moncrieff MW (1988) A comparison of explicit and implicit predictions of convective and stratiform precipitating weather system with a meso- β scale numerical model. *Q J R Meteorol Soc* 114:31–60
- Zhang D-L, Kain JS, Fritsch JM, Gao K (1994) Comments on “Parameterization of convective precipitation in mesoscale numerical models. A critical review”. *Mon Weather Rev* 122:2222–2231
- Zhou J, Lau KM (1998) Does a monsoon climate exist over South America? *J Clim* 11:1020–1040