



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2014/02.05.15.55-TDI

## TESTES COM PARAMETRIZAÇÃO DE CONVECÇÃO PARA CASOS DE CHUVAS INTENSAS EM REGIÕES MONTANHOSAS

Daniela Carneiro Rodrigues

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 25 de fevereiro de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FMJJB8>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

## **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) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

## **CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO DA PRODUÇÃO INTELLECTUAL DO INPE (RE/DIR-204):**

### **Presidente:**

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

### **Membros:**

Dr. Antonio Fernando Bertachini de Almeida Prado - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr<sup>a</sup> Inez Staciarini Batista - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas (CEA)

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

Dr. Germano de Souza Kienbaum - Centro de Tecnologias Especiais (CTE)

Dr. Manoel Alonso Gan - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Dr<sup>a</sup> Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

Dr. Plínio Carlos Alvalá - Centro de Ciência do Sistema Terrestre (CST)

### **BIBLIOTECA DIGITAL:**

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

### **REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:**

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

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

### **EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:**

Maria Tereza Smith de Brito - Serviço de Informação e Documentação (SID)

André Luis Dias Fernandes - Serviço de Informação e Documentação (SID)



Ministério da  
**Ciência, Tecnologia  
e Inovação**



sid.inpe.br/mtc-m19/2014/02.05.15.55-TDI

## **TESTES COM PARAMETRIZAÇÃO DE CONVECÇÃO PARA CASOS DE CHUVAS INTENSAS EM REGIÕES MONTANHOSAS**

Daniela Carneiro Rodrigues

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pela Dra. Chou Sin Chan, aprovada em 25 de fevereiro de 2014.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3FMJJB8>>

INPE  
São José dos Campos  
2014

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

---

Rodrigues, Daniela Carneiro.

R618t Testes com parametrização de convecção para casos de chuvas intensas em regiões montanhosas / Daniela Carneiro Rodrigues. – São José dos Campos : INPE, 2014.  
xxvi + 117 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m19/2014/02.05.15.55-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2014.  
Orientadora : Dra. Chou Sin Chan.

1. chuvas intensas. 2. parametrização de convecção BMJ. 3. topografia complexa. 4. modelo Eta. I.Título.

CDU 551.577

---

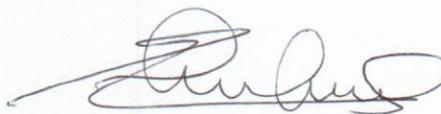


Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-NonCommercial 3.0 Unported License](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

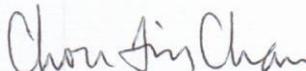
Dr. Marcelo Enrique Seluchi



---

*Presidente / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP*

Dra. Chou Sin Chan



---

*Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP*

Dr. Marcio Cataldi



---

*Convidado(a) / UFF / Rio de Janeiro - RJ*

*Este trabalho foi aprovado por:*

*maioria simples*

*unanimidade*

Aluno (a): **Daniela Carneiro Rodrigues**

**São José dos Campos, 25 de Fevereiro de 2014**



*“Tudo posso naquele que me fortalece.”*

*Filipenses 4:13*



*A Deus que sob sua proteção e pela fé me trouxe ao final desta caminhada.*

**DEDICO.**

*A toda minha família, meu alicerce, em especial a meus pais, Anderson e Lucimar, meus irmãos e meus queridos tios e avós, pelo incentivo e apoio incondicional.*

*Ao Filipe, pelo amor e companheirismo.*

**OFEREÇO.**



## AGRADECIMENTOS

A Deus e Nossa Senhora por me darem força e sabedoria para continuar e por sempre guiarem meus passos.

Minha orientadora, Dra. Chou Sin Chan, pelos sábios ensinamentos que foram essenciais para meu crescimento profissional e por ser um exemplo de trabalho e dedicação a ser seguido.

A todos os colegas do grupo Eta pelas colaborações e amizade, em particular, André, Adan, Priscila, Gustavo, Carol Mourão, Raphael e Josiane. Em especial ao Dr. Jorge Gomes por todas as contribuições neste trabalho e pelo aprendizado contínuo.

Aos professores da Pós-graduação em Meteorologia e à pesquisadora Angélica Giarolla pelos ensinamentos indispensáveis à minha formação. Às secretárias da PGMET que sempre se colocaram a disposição nos momentos necessários.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais e a Pós-Graduação em Meteorologia do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos pela oportunidade de realização do Curso de Mestrado.

À CAPES (Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior), pela concessão da bolsa de estudo.

À CEMIG (Companhia Energética de Minas Gerais), pelo financiamento deste projeto.

Aos amigos e funcionários do CPTEC pelo convívio e apoio durante o desenvolvimento desta dissertação, em especial ao colega Paulo Kubota.

Aos amigos da PGMET, em especial Nicole, Bruno, Marilei, Julliana e Fábio pelas discussões, colaborações e constante amizade tornando mais fáceis todas as dificuldades.

A meus queridos pais, Anderson e Lucimar por não pouparem esforços para que pudesse realizar esse sonho. A meu irmão Luan Felipe pelo carinho e companheirismo e a todos os meus amigos e parentes, que mesmo distante sempre torceram por mim e me

apoiaram nessa caminhada.

Aos membros da banca examinadora pelas críticas e sugestões apresentadas.

**MUITO OBRIGADA.**

## RESUMO

Eventos de chuvas intensas são a causa mais comum de desastres naturais no mundo e também no Brasil, principalmente sobre regiões de topografia complexa. Uma das formas mais marcantes da influência da topografia sobre as condições atmosféricas é seu forte controle sobre a distribuição das chuvas, sendo comum grandes variações horizontais de precipitação em regiões de montanhas. Têm sido verificado nas análises de simulações de precipitação do modelo regional Eta uma deficiência do modelo na simulação de chuvas intensas sobre regiões de topografias complexas, apresentando uma tendência de subestimativa da precipitação a sotavento e no topo da montanhas. O objetivo deste trabalho foi testar alguns ajustes nos esquemas de parametrização de chuva buscando melhorias na produção de precipitação nas regiões de topografia complexa do Sudeste do Brasil (SEB). Onze casos de chuvas intensas sobre o SEB foram simulados utilizando o modelo Eta com resolução espacial de 8 km. Os testes de sensibilidade foram aplicados na parametrização de convecção Bettis-Miller-Janjic e de microfísica de Ferrier. Foram executadas uma simulação controle, utilizada como referência para comparação, uma simulação com inversão na ordem de chamada dos esquemas de parametrização de produção de precipitação, simulações com ajustes no parâmetro DSP do perfil de umidade de referência da parametrização convectiva BMJ e, por fim, simulações alterando os critérios de disparo convectivo em função da altitude. Os resultados obtidos com a inversão mostram que, quando a microfísica é chamada antes do esquema convectivo, ela tem maior atuação, produzindo maiores quantidades de precipitação estratiforme, principalmente sobre as regiões de topografia elevada. A inclusão de uma função de ajustes do parâmetro convectivo DSP em função da topografia resultou em um significativo aumento da precipitação convectiva sobre o topo das montanhas. Os resultados encontrados em relação à distribuição espacial mostraram que a mudança da temperatura de disparo convectivo da camada acarretou em uma elevada produção de precipitação convectiva sobre as regiões de topografia elevada, no entanto, foi observada uma mudança no padrão da precipitação sobre todo domínio, impactando na redução excessiva de precipitação sobre as regiões de topografia baixa em comparação com a simulação controle.



**TESTS WITH CONVECTION PARAMETERS TO CASES OF INTENSE  
RAINFALL IN MOUNTAIN REGIONS  
ABSTRACT**

Intense precipitation events are the commonest cause of Natural Disasters world-wide, including Brazil, mainly on regions of complex topography. One of the most striking forms of the influence of topography on atmospheric conditions is its strong control over the distribution of rainfall, with common large horizontal variations of precipitation in mountain regions. It has been found in the analysis of simulations of precipitation the of regional Eta model a deficiency of the model to simulate rainfall heavy over regions of complex topography, showing a trend of underestimation of precipitation downwind and at the top of the mountains. The objective of this study was to test some adjustments in the scheme precipitation parameterization seeking improvements in the production of precipitation in regions of complex topography of southeastern Brazil (SEB). Eleven cases of Intense rain on the SEB were simulated using the Eta model with spatial resolution of 8 km. Sensitivity tests were applied in the parameterization of convection Bettis-Miller-Janjic and microphysics Ferrier. Were performed a control simulation, used as a reference for comparison, a simulation with inversion in the order called the schemes parameterization of precipitation production, simulations with variations in DSP parameter settings in the moisture profile reference convective parameterization BMJ and simulations by changing the criteria the trigger convective depending on the altitude. The results show that the inversion when microphysics is called before the convective scheme, it has higher activity, producing larger quantities of stratiform precipitation mainly on the regions of high topography. The inclusion of a function parameter setting convective DSP depending on topography resulted in a significant increase in convective precipitation over the top of the mountains. The results regarding the spatial distribution showed that changing the temperature of the convective layer resulted in a high production precipitation convective in the regions of high topography, however, a change was observed in the pattern precipitation over the whole area, impacting the reduction excessive of rainfall over regions of low topography compared to the control simulation.



## LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 1.1 – Precipitação acumulada (mm) no dia 02 de janeiro de 2012. Região do Pico das Agulhas Negras na Serra da Mantiqueira. Topografia em sombreado e precipitação acumulada (mm/dia) em pontos de grade (números).....	3
Figura 2.1 – Ilustração esquemática de diferentes mecanismos de precipitação orográfica: (a) subida ascendente estável, (b) bloqueio parcial da massa de ar, (c) fluxo descendente induzido por arrefecimento evaporativo, (d) convergência a sotavento, (e) convecção desencadeada pelo aquecimento solar, (f) convecção devido a elevação mecânica acima do nível de convecção livre e (g) mecanismo seeder-feeder (semeador-alimentador) (Adaptado de ROE, 2005).....	7
Figura 2.2 - Localização das Serras da Mantiqueira, do Mar, do Espinhaço, da Canastra e do Caparaó, no Sudeste do Brasil. (Fonte: IBGE: <a href="http://biblioteca.ibge.gov.br">http://biblioteca.ibge.gov.br</a> ).....	8
Figura 3.1 – Esquema das coordenadas sigma (esquerda) e eta (direita) (Adaptado de Chou, 2011).....	25
Figura 3.2 – Distribuição da estrutura vertical do modelo Eta com 50 níveis na vertical. Adaptado de Black (1994).....	27
Figura 3.3 - Representação esquemática do método da Silhueta, utilizada para calcular a altura de cada degrau na topografia do modelo Eta (Adaptado de Rozante, 2004).....	29
Figura 3.4 – (a) Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta e distribuição das variáveis (V, T) na vertical; (b) Esquema da grade vertical Eta utilizando degraus inclinados na discretização.....	30
Figura 3.5 – Perfil de temperatura de referência.....	33
Figura 3.6 – Perfil do déficit de pressão de saturação.....	34
Figura 3.7 – Região de domínio das simulações.....	38

Figura 3.8 – Diagrama da pressão para uma atmosfera padrão.....	43
Figura 3.9 – Precipitação simulada pelo modelo Eta (coluna 1), em diferentes prazos de previsão, e precipitação estimada pelos satélites TRMM e CMORPH (colunas 2 e 3, respectivamente) acumulada em 24h das 12Z do dia anterior até às 12Z do dia (a) 20 de dezembro de 2007, (b) 11 de janeiro de 2011, (c) 26 de novembro de 2005, (d) 21 de dezembro de 2007, (e) 31 de janeiro de 2008 e (f) 12 de janeiro de 2011.....	45
Figura 4.1 – Topografia (m) da região de estudo em sombreado. Localização das seções dos cortes verticais (linhas tracejadas vermelhas) para o caso de janeiro de 2011 na longitude de 42,6°W e para o caso de dezembro de 2007 na longitude de 44,7°W.....	49
Figura 4.2 – Precipitação estimada (mm/dia) pelos satélites TRMM (a e c) e CMORPH (b e d), acumulada em 24h das 12Z do dia anterior até as 12Z dos dias 11 (a e b) e 12 (c e d) de janeiro de 2011.....	52
Figura 4.3 – (a) Imagem do Satélite GOES-12 no canal 2 infravermelho às 06:15Z e (b) carta de superfície para o dia 12 de janeiro de 2011.....	53
Figura 4.4 – Imagem de satélite GOES-12 realçada do dia 12 de janeiro de 2011 às (a) 03:15Z, (b) 05:00Z e (c) 06:15Z.....	54
Figura 4.5 – Evolução dos campos de pressão à nível médio do mar (hPa) às (a) 18Z do dia 11 e às (b) 06Z e (c) 12Z do dia 12 de janeiro de 2011. Dados de reanálises CFSR.....	55
Figura 4.6 – Vento (m/s) em 850 hPa às (a) 18Z do dia 11 e às (b) 00Z, (c) 06Z e (d) 12Z do dia 12 de janeiro de 2011.....	56
Figura 4.7 – Pressão ao nível médio do mar (hPa) da simulação CTL às 18Z do dia 11 e às 06Z e 12Z do dia 12 de janeiro de 2011.....	59
Figura 4.8 – Topografia em sombreado e campos de linhas de corrente simulados em 850 hPa às (a) 18Z do dia 11 e às (b) 00Z, (c) 06Z e (d) 12Z do dia 12 de janeiro de 2011. Topografia em sombreado.....	60

Figura 4.9 – Precipitação total (a), convectiva (b) e estratiforme (c) acumulada em 24h (mm) da simulação controle para o evento de precipitação intensa ocorrida entre os dias 11 e 12 de janeiro de 2011 sobre a região Serrana do RJ. As linhas mostram os prazos de simulações do modelo para: 60h (válido para o dia 12/01/2011 às 12Z).....	62
Figura 4.10 – Partição da precipitação (mm/dia) do experimento com a inversão da microfísica (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento e a simulação controle (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 11 até as 12Z do dia 12 de janeiro de 2011. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e de microfísica (e e f). Prazo de previsão de 60h: do dia 10 válido para o dia 12 de janeiro de 2011.....	65
Figura 4.11 - Seção vertical do vento (vetor,m/s) e Omega (sombreado,hPa/s) da simulação CTL (coluna da esquerda) e da simulação INV (coluna da direita), para: (a) às 12Z do dia 11, (b) 00Z e (c) 06Z do dia 12 de janeiro de 2011.....	67
Figura 4.12 – Partição da precipitação (mm) do experimento DSPz (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento DSPz e a simulação CTL (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 11 até as 12Z do dia 12 de janeiro de 2011. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e de microfísica (e e f). Prazo de simulação de 60h: do dia 10 válido para o dia 12 de janeiro de 2011.....	70
Figura 4.13 - Seção vertical do vento (m/s) (vetor) e Omega (Pa/s) (sombreado) da simulação controle (coluna da esquerda) e do experimento DSPz (coluna da direita), para: (a) às 12Z do dia 11, (b) 00Z e (c) 06Z do dia 12 de janeiro de 2011.....	72
Figura 4.14 – Partição da precipitação (mm) do experimento Tpar (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento Tpar e a simulação CTL (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 11 até as 12Z do dia 12 de janeiro de 2011. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e de microfísica (e e f). Prazo de simulação de 60h: do dia 10 válido para o dia 12 de janeiro de 2011.....	74

Figura 4.15 - Simulação da precipitação: total (a), convectiva (b) e estratiforme (c) para os experimentos CTL (linha preta), INV (linha vermelha) e DSPz (linha azul). As linhas indicam o volume de precipitação acumulada em 24 horas das 12Z do dia 11 até o dia 12 de janeiro de 2011. As barras na cor laranja representam a topografia da Região Serrana do RJ. O prazo de simulação é de 60h: das 12Z do dia 10 até as 12Z do dia 12 de janeiro.....	76
Figura 4.16 - Evolução temporal da precipitação média (mm), durante o período das 12Z do dia 11 até as 12Z do dia 12 de janeiro de 2011, sobre a região definida pelas latitudes 23°S e 22°S e longitudes 43,5°W e 41,8°W para os experimentos Cntrl (linhas contínuas), INV (linhas pontilhadas) e DSPz (linhas tracejadas): (a) precipitação total, (b) precipitação convectiva e estratiforme.....	77
Figura 4.17 – Precipitação estimada pelos satélites (a) TRMM e (b) CMORPH acumulada em 24h das 12Z do dia anterior até às 12Z do dia 20 de dezembro de 2007.....	80
Figura 4.18 – (a) Imagem do satélite GOES-10 no canal infravermelho às 21Z, horário de alta instabilidade na região e (b) carta de superfície às 00Z do dia 20 de dezembro de 2007, horário próximo ao horário de alta instabilidade.....	81
Figura 4.19 – Imagem do satélite GOES-10 realçada do dia 19 às (a) 22Z, (b) 23Z e (c) 23:45Z.....	82
Figura 4.20 – Pressão a nível médio do mar (hPa) às (a) 12Z, (b) 18Z, do dia 19 e às (c) 00Z e (d) 06Z do dia 20 de dezembro de 2007. Dados de reanálises CFSR.....	83
Figura 4.21 – Linhas de corrente no nível de 850 hPa às (a) 12Z do dia 19 e às (b) 00Z do dia 20 de dezembro de 2007.....	84
Figura 4.22 – Vento (m/s) em linhas de correntes no nível de 500 hPa às (a) 12Z do dia 19 e às (b) 00Z do dia 20 de dezembro de 2007.....	84
Figura 4.23 – Topografia em sombreado e campos de linhas de correntes simulados em 850 hPa às (a) 12Z e (b) 18Z do dia 19 e às	

	(c) 00Z e (d) 06Z do dia 20 de dezembro de 2007.....	85
Figura 4.24	– Precipitação (a) total, (b) convectiva e (c) estratiforme acumulada em 24h (mm/dia) entre as 12Z do dia 19 até as 12Z do dia 20 de dezembro de 2007. As linhas mostram os prazos de simulação do modelo para: 36h (válido para o dia 20/12/2007 às 12Z).....	87
Figura 4.25	– Partição da precipitação (mm) do experimento INV (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento INV e a simulação CTL (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 19 até as 12Z do dia 20 de dezembro de 2007. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e estratiforme (e e f). Prazo de simulação de 36h: do dia 19 válido para o dia 20 de dezembro 2007.....	89
Figura 4.26	- Seção vertical do vento (vetor,m/s) e Omega (sombreado,hPa/s) da simulação controle (coluna da esquerda) e da simulação INV (coluna da direita): às (a e b) 18Z e (c e d) 21Z do dia 19 e às (e e f) 00Z do dia 20 de dezembro de 2007.....	90
Figura 4.27	– Partição da precipitação (mm/dia) do experimento DSPz (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento DSPz e a simulação CTL (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 19 até as 12Z do dia 20 de dezembro de 2007. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e estratiforme (e e f). Prazo de simulação de 36h: do dia 19 válido para o dia 20 de dezembro de 2007.....	92
Figura 4.28	- Seção vertical do vento (vetor, m/s) e Omega (sombreado, hPa/s) da simulação controle (coluna da esquerda) e da simulação DSPz (coluna da direita): às (a e b) 18Z e (c e d) 21Z do dia 19 e às (e e f) 00Z do dia 20 de dezembro de 2007.....	93
Figura 4.29	– Partição da precipitação (mm/dia) do experimento Tpar (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento Tpar e a simulação CTL (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 19 até as 12Z do dia 20 de dezembro de 2007. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e estratiforme (e e f). Prazo de simulação de 36h: do dia 19 válido para o dia 20 de dezembro de 2007.....	95

- Figura 4.30 – Simulação da partição da precipitação acumulada em 24 horas das 12Z do dia 19 até o dia 20 de dezembro de 2007: total (a), convectiva (b) e estratiforme (c) para os experimentos CTL (linha preta), INV (linha vermelha) e DSPz (linha azul). As barras em laranja representam a topografia da Serra da Mantiqueira na divisa dos Estados de MG, SP e RJ. O prazo de previsão é de 36h: das 12Z do dia 19 válido para as 12Z do dia 20 de dezembro..... 96
- Figura 4.31 - Evolução temporal da precipitação média (mm), durante o período das 12Z do dia 19 até as 12Z do dia 20 de dezembro de 2007, sobre a região definida pelas latitudes 23,5°S e 22°S e longitudes 45°W e 43°W para os experimentos CTL (linhas contínuas), INV (linhas pontilhadas) e DSPz (linhas tracejadas): (a) precipitação total, (b) precipitação convectiva e estratiforme..... 98
- Figura 4.32 – (a) Equitable Threat Score; (b) BIAS score para a simulação CTL (linhas pretas), simulação INV (linhas azuis tracejadas) e simulação DSPz (linhas vermelhas tracejadas). Nos eixos x a primeira linha indica os limiares de precipitação (mm/dia). Os prazos de simulação de 36 e 60 horas foram considerados para elaboração dos índices..... 101

## LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
Tabela 3.1 – Síntese descritiva dos casos de chuvas intensas no SEB associados à atuação da ZCAS, entre os anos de 2005 e 2011.....	22
Tabela 3.2 – Variáveis utilizadas como condição inicial e de contorno para execução do modelo Eta 8km.....	39
Tabela 3.3 – Parâmetros convectivos do esquema BMJ.....	41
Tabela 4.1 – Descrição dos experimentos.....	57



## LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

ALPEX	-	<i>Alpes Experiment</i>
ANA	-	Agência Nacional de Águas
BMJ	-	Betts-Miller-Janjic
CEMIG	-	Companhia Energética de Minas Gerais
CFSR	-	<i>Climate Forecast System Reanalysis</i>
CMORPH	-	<i>Climate Prediction Center MORPHing method</i>
COPS	-	<i>Convective and Orographically Induced Precipitation Study</i>
CPTEC	-	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DSP	-	<i>Deficit saturation pressure</i>
ECMWF	-	<i>European Centre For Medium Range Weather Forecasts</i>
ETS	-	<i>Equitable Threat Score</i>
GFDL	-	<i>Geophysical Fluid Dynamics Laboratory</i>
GFS	-	Sistema Global de Previsão
GHRSSST	-	<i>Group for High Resolution Sea Surface Temperature</i>
GPT	-	Grupo de Previsão de Tempo
INMET	-	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	-	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IPEX	-	<i>Intermountain Precipitation Experiment</i>
JAXA	-	Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial
MAP	-	<i>Mesoscale Alpine Programme</i>
MCGA	-	Modelo de Circulação Geral Atmosférica
MM5	-	5ª Geração do Modelo de Mesoescala
NASA	-	<i>National Aeronautics and Space Administration</i>
NCAR	-	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	-	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NMM	-	Modelo de Mesoescala Não-hidrostático
NOAA	-	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NOAH	-	<i>NCEP – OSU – Air Force Office of Hydrology</i>

PNMM	-	Pressão a Nível Médio do Mar
PSFCK	-	Pressão na Superfície K
SALPEX	-	<i>Southern ALPEX</i>
SEB	-	Sudeste Brasileiro
TSM	-	Temperatura da Superfície do Mar
TRMM	-	<i>Tropical Rainfall Measuring Mission</i>
UHE	-	Usina Hidrelétrica
USGS	-	<i>United States Geological Survey</i>
ZCAS	-	Zona de Convergência do Atlântico Sul
WRF	-	<i>Weather Research and Forecasting</i>
Wt	-	Parâmetro de estabilidade

## SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos.....	3
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	5
2.1. Efeito da orografia na precipitação.....	5
2.2. Modelagem numérica.....	10
2.3. Parametrização de convecção e microfísica de nuvens .....	15
3. DADOS E METODOLOGIA.....	21
3.1. Casos.....	21
3.2. Dados.....	22
3.3. Descrição do modelo Eta.....	23
3.3.1. Coordenada vertical.....	25
3.3.2. Topografia.....	27
3.3.3. Esquema de parametrização convectiva Betts-Miller-Janjic.....	30
3.3.4. Esquema de microfísica de nuvens Ferrier.....	36
3.3.5. Configuração do modelo.....	38
3.4. Diagnóstico dos erros do modelo.....	40
3.5. Experimentos numéricos.....	40
3.5.1 Simulação controle.....	40
3.5.2 Inversão da ordem de chamada dos esquemas de precipitação.....	41
3.5.3 Ajuste do perfil de referência da umidade em função da topografia.....	41
3.5.4 Mudança da temperatura da parcela para disparo do esquema BMJ.....	42
3.5.5 Avaliação das simulações.....	44
3.5.5.1 Avaliação objetiva.....	46
4. RESULTADOS.....	49
4.1. Caso janeiro de 2011.....	51
4.2. Simulações numéricas.....	56
4.2.1 Simulação controle.....	58
4.2.2 Inversão da ordem de chamada dos esquemas.....	63

4.2.3 Ajuste do perfil de referência em função da topografia.....	68
4.2.4 Alteração da temperatura da parcela.....	72
4.2.5 Precipitação simulada e elevação topográfica.....	75
4.2.6 Precipitação média na área.....	77
4.3. Caso dezembro de 2007.....	80
4.4 Simulações numéricas.....	84
4.4.1 Simulação controle.....	85
4.4.2 Inversão da ordem de chamada dos esquemas.....	88
4.4.3 Ajuste do perfil de referência em função da topografia.....	90
4.4.4 Alteração da temperatura da parcela.....	94
4.4.5 Precipitação simulada e elevação topográfica.....	96
4.4.6 Precipitação média na área.....	97
4.5 Avaliação estatística.....	99
5. CONCLUSÕES.....	103
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	109

## 1. INTRODUÇÃO

A previsão de precipitação, dentre todos os elementos meteorológicos para os quais são feitas previsões numéricas, certamente é a de maior interesse para diversos setores da sociedade. Atualmente, cada vez mais tomadores de decisão de diferentes áreas, tais como gerenciamento de recursos hídricos e geração de energia elétrica, defesa civil, agricultura, governo, indústrias, entre outros, utilizam a previsão como informação estratégica para o planejamento de suas ações. Particularmente para o Setor Elétrico brasileiro, onde grande parte da energia é de origem hidrelétrica, a acurácia das previsões de precipitação, de curto e médio prazo, é essencial no planejamento e aproveitamento dos recursos hídricos. O Estado de Minas Gerais, no Sudeste do Brasil (SEB), abrange grandes Usinas Hidrelétricas (UHE) como a de Três Marias, na bacia do rio São Francisco e a de Furnas no rio Grande, que subsidiam além desta, outras regiões com o fornecimento de energia elétrica, tornando esta região responsável por grande parte da energia de origem hidrelétrica produzida no país. Portanto, fica evidente a importância de uma previsão acurada da precipitação para esta região.

No entanto, apesar dos contínuos avanços na área de modelagem atmosférica, a comunidade meteorológica, em geral, concorda sobre as dificuldades envolvidas na previsão quantitativa da precipitação, assim como a previsão de suas características espaciais e temporais, tanto por modelos globais quanto por modelos regionais. Este desafio se torna ainda maior em regiões de topografia complexa (Richard et al., 2007) como é o caso da região SEB. A topografia representa uma fonte de perturbações e deformações dos escoamentos atmosféricos, apresentando forte influência sobre a distribuição e intensificação das chuvas (BANTA, 1990; BARROS; LETTERNMAIER, 1994), o que dificulta a capacidade dos modelos numéricos de previsão da precipitação. Diante disso, o aprimoramento de modelos numéricos é essencial para previsão de precipitação de forma fidedigna em regiões montanhosas.

Ao realizar uma previsão numérica, possivelmente serão encontrados erros sistemáticos associados às incertezas do modelo. Análises das simulações de precipitação intensa do

modelo regional Eta, operacional no Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), mostram que o modelo tende a produzir erros sistemáticos em regiões montanhosas. Erros sistemáticos associados a modelagem numérica de precipitação também foram encontrados por Wulfmeyer et al. (2008) e por Schwitalla et al. (2008) na região montanhosa do sudoeste da Alemanha. De acordo com Wulfmeyer et al. (2008), tais erros são comumente encontrados em modelos de mesoescala de previsão de tempo e clima, que requerem parametrização de convecção.

Segundo Bélair e Maihot (2001) e Colle et al. (2003), a representação da precipitação em modelos atmosféricos está sujeita a erros expressivos devido a diversos fatores, tais como inconsistências nas condições iniciais e deficiências nas parametrizações convectivas e de microfísica. Os esquemas de parametrização de convecção cumulus juntamente com a microfísica de nuvens são responsáveis pela precipitação prevista pelos modelos. A influência da parametrização de convecção profunda é uma das razões para os erros sistemáticos (SCHWITALLA et al., 2008) e uma possível causa para a deficiência do modelo em simular chuva no topo das montanhas está relacionado com os esquemas de liberação da convecção, que determina quando e onde a parametrização de convecção deve ser ativada (KAIN; FRITSCH, 1993). Por esta razão, o aprimoramento dos esquemas de parametrização convectiva pode influenciar na qualidade das simulações dos modelos, uma vez que, a acurácia da distribuição horizontal e da intensidade da precipitação prevista depende em grande parte do ajuste destes esquemas.

A motivação para a realização deste trabalho parte dos resultados que vêm sendo verificados nas análises de simulações de precipitação intensa do modelo Eta sobre as regiões montanhosas. Tem sido frequentemente observado que o modelo apresenta deficiência em simular chuvas intensas no topo das montanhas. Na Figura 1.1 a seguir é possível observar uma precipitação mínima ou mesmo a ausência de precipitação nas regiões de topografias mais elevadas.

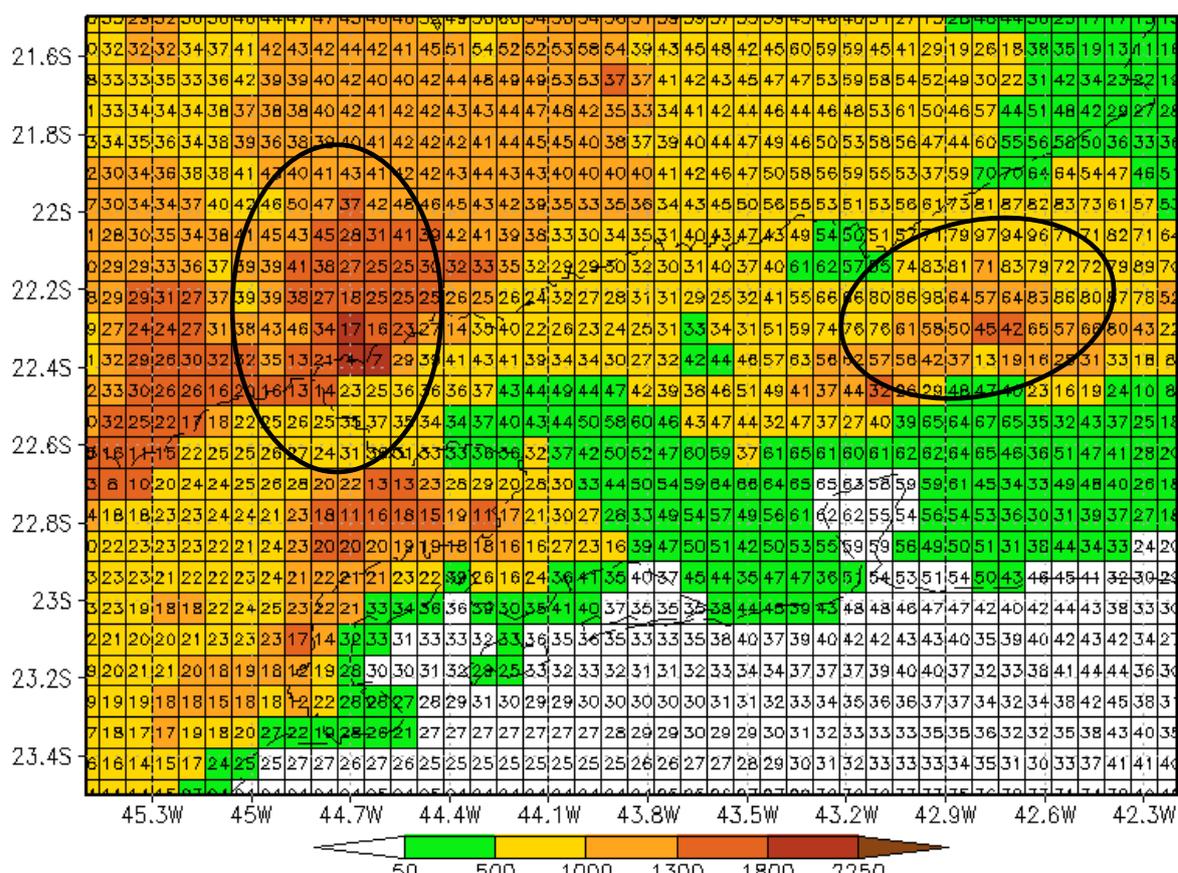


Figura 1.1 – Precipitação acumulada (mm/dia) em 24 horas às 12Z do dia 12 de janeiro de 2011. Topografia em sombreado e precipitação acumulada (mm/dia) em pontos de grade (números).

A baixa destreza das previsões de precipitação intensa aliada à grande importância da acurácia desta informação para a sociedade justifica a busca por melhorias na qualidade de previsão da precipitação sobre as regiões de topografia complexa do SEB.

### 1.1. Objetivos

O objetivo deste trabalho é buscar melhorias na qualidade da previsão de chuvas intensas do modelo Eta (BLACK, 1994; MESINGER, 1988) em regiões de topografia complexa do SEB e propor alterações nos esquemas de parametrização de chuva.

Os objetivos específicos são:

- Identificar os erros sistemáticos do modelo regional Eta na simulação de precipitação intensa em regiões de topografia complexa.
- Compreender as causas da deficiência do modelo em simular precipitação nos topos das montanhas.
- Realizar ajustes no esquema convectivo que melhore a produção de chuva sobre a região SEB.

Por fim, espera-se que as simulações de precipitação intensa para as regiões de topografia complexa do SEB sejam descritas com maior acurácia. Com as alterações propostas no esquema de convecção Betts-Miller-Janjic (BMJ), é esperado encontrar um ajuste ideal do Déficit de Pressão de Saturação (DSP) e no disparo convectivo, obtendo uma produção de precipitação mais realística, tanto na distribuição quanto na quantidade, sobre as encostas e no topo das montanhas.

No capítulo 2 é apresentada uma revisão bibliográfica de trabalhos relacionados ao tema em questão. A metodologia usada na configuração do modelo para as simulações e no diagnóstico dos erros do modelo bem como a descrição dos experimentos e a metodologia de avaliação, são apresentadas no capítulo 3. No capítulo 4 são apresentados os resultados e discussões e as conclusões deste trabalho estão apresentadas no capítulo 5.

## **2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA**

Neste capítulo são apresentadas bibliografias de estudos observacionais relacionados à influência da orografia na precipitação (subitem 2.1.), modelagem numérica de precipitação em regiões montanhosas (subitem 2.2.) e estudos com os esquemas parametrização de convecção Betts-Miller-Janjic e de microsífica de Ferrier em modelos atmosféricos (subitem 2.3).

### **2.1. Efeito da orografia na precipitação**

Diversos estudos que analisaram o efeito da topografia sobre a distribuição da precipitação, verificaram que a orografia pode alterar drasticamente os padrões de vento na atmosfera, que por sua vez pode ter um grande efeito sobre a distribuição espacial de precipitação (FU, 1993; MARQUÍNEZ, 2003), sendo comum grandes variações horizontais de precipitação em regiões de montanhas (BANTA, 1990; BARROS; LETTERNMAIER, 1994).

A topografia atua como uma barreira física ao escoamento, modifica a dinâmica dos fluxos atmosférico e força as parcelas de ar a se deslocarem verticalmente e horizontalmente para desviar da montanha (FUNATSU et al., 2004). Geralmente, a precipitação que ocorre sobre regiões de montanhas se originam ou são incrementadas quando o fluxo horizontal de ar úmido é forçado a ascender pela topografia. A subida forçada de ar úmido aumenta a condensação, a formação e crescimento das nuvens, desencadeando uma alteração na duração e intensidade de eventos de precipitação em altitudes elevadas, principalmente ao longo das encostas a barlavento das barreiras topográficas. A precipitação pode variar em uma ordem de magnitude ou mais entre os lados barlavento e sotavento de montanhas regionais (COLLE et al., 1999; BARROS; LETTERNMAIER, 2010; MEDINA, 2003). Estes processos podem se estender por uma variedade de escalas de comprimento, que vai desde o levantamento de escala sinótica (~1000 km) até a escala de gotículas de nuvens (~10 mm).

Segundo Smith et al. (1996), as características topográficas influenciam na formação e

intensificação de células convectivas, que podem ser fundamentais nos elevados acumulados de precipitação diária. Hill (1993) identificou duas maneiras pelas quais a presença da orografia intensifica a produção da precipitação: a partir da intensificação da precipitação pelo levantamento de parcela de ar potencialmente instáveis e na formação de novas tempestades através de zonas de convergência quase estacionárias em baixos níveis, que fornecem a umidade para o desenvolvimento de novas convecções.

Planche et al. (2010) analisaram as possíveis condições que prevalecem antes da convecção a fim de compreender os efeitos orográficos sobre o início da convecção ao norte das montanhas dos *Vosges*. O estudo mostrou que montanhas com topografia moderada pode influenciar a formação de pequenos sistemas precipitantes e de vida convectiva curta. Além disso, verificaram dois pré-requisitos para a ativação da convecção que é a temperatura instável estratificada na parte inferior a 1000 m e vapor d'água disponível suficiente para atingir o nível de condensação no mesmo.

De acordo com a revisão de Smith et al. (1979), não existe precipitação orográfica pura propriamente dita, ela sempre está acompanhada de alguma forma de instabilidade atmosférica de escala sinótica e frequentemente é intensificada pela associação com a circulação local, como a brisa e/ou ao ciclo diurno. A precipitação sobre as barreiras topográficas pode ser tanto convectiva devido ao aquecimento diferenciado das encostas, quanto estratiforme em função da umidade específica.

A interação entre as montanhas e a atmosfera depende de fatores como a velocidade e direção do vento, orientação e inclinação da encosta em relação a localização das características de entrada dos sistemas meteorológicos, temperatura do ar, umidade absoluta e relativa na base da montanha, elevação do terreno e distribuição da temperatura e vapor de água na atmosfera livre (FU, 1995). Consequentemente, diferentes mecanismos de precipitação orográfica podem ocorrer, como é mostrado na Figura 2.1.

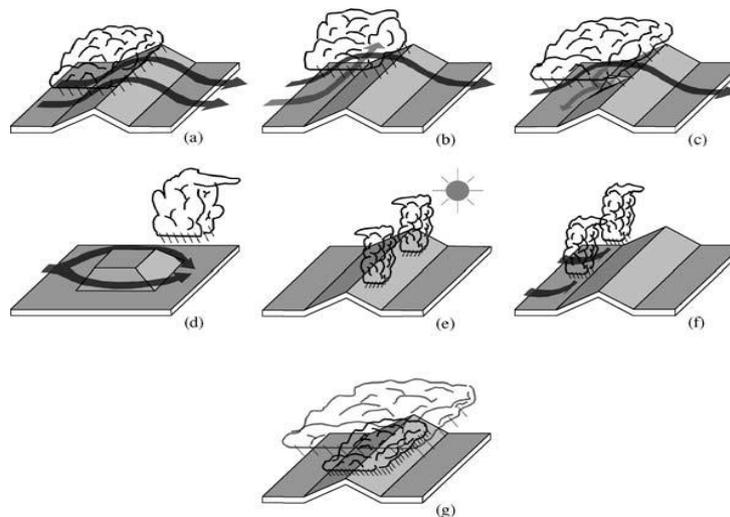


Figura 2.1 – Ilustração esquemática de diferentes mecanismos de precipitação orográfica: (a) subida ascendente estável, (b) bloqueio parcial da massa de ar, (c) fluxo descendente induzido por arrefecimento evaporativo, (d) convergência a sotavento, (e) convecção desencadeada pelo aquecimento solar, (f) convecção devido a elevação mecânica acima do nível de convecção livre e (g) mecanismo seeder-feeder (semeador-alimentador).

Fonte: Adaptado de ROE (2005).

O SEB é formado por regiões de topografias complexas compostas por altas elevações, como o pico da Bandeira (2891,9m) e o pico das Agulhas Negras (2792 m), dentre as serras da Mantiqueira, Serra do Mar, Serra da Bocaina, Serra do Espinhaço, Serra da Canastra e Serra do Caparaó como é apresentado na figura 3.

A interação da topografia com os sistemas sinóticos atuantes desempenha um papel importante na formação de precipitação convectiva intensa (LEUNG et al., 2003; NEIMAN et al., 2004), que frequentemente vem acompanhada de fortes rajadas de vento, inundações e granizo, causando transtornos a sociedade. Os eventos de chuvas intensas no SEB, normalmente são de origem convectiva e/ou estão associados à atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (CARVALHO et al., 2002), com a passagem de Frentes Frias (SELUCHI, 2006) ou com acentuada instabilidade atmosférica local. Regiões topográficas como a Serras do Mar, no setor leste do Estado de São Paulo e a Serra da Mantiqueira no sul de Minas Gerais são caracterizadas por máximos totais anuais e fortes gradientes de precipitação (LIEBMANN et al., 2001).

A região da Serra do Mar sofre efeito de dois sistemas de circulação local: ventos de vale-montanha e as brisas marítimas e terrestres. Essas circulações locais podem ser influenciadas por perturbações sinóticas, apesar de não dependerem delas, e contribui na intensidade de chuva na região (YAGUCHI, 2013). Assim, é importante estudar a habilidade do modelo em representar o comportamento dessa circulação para a região.

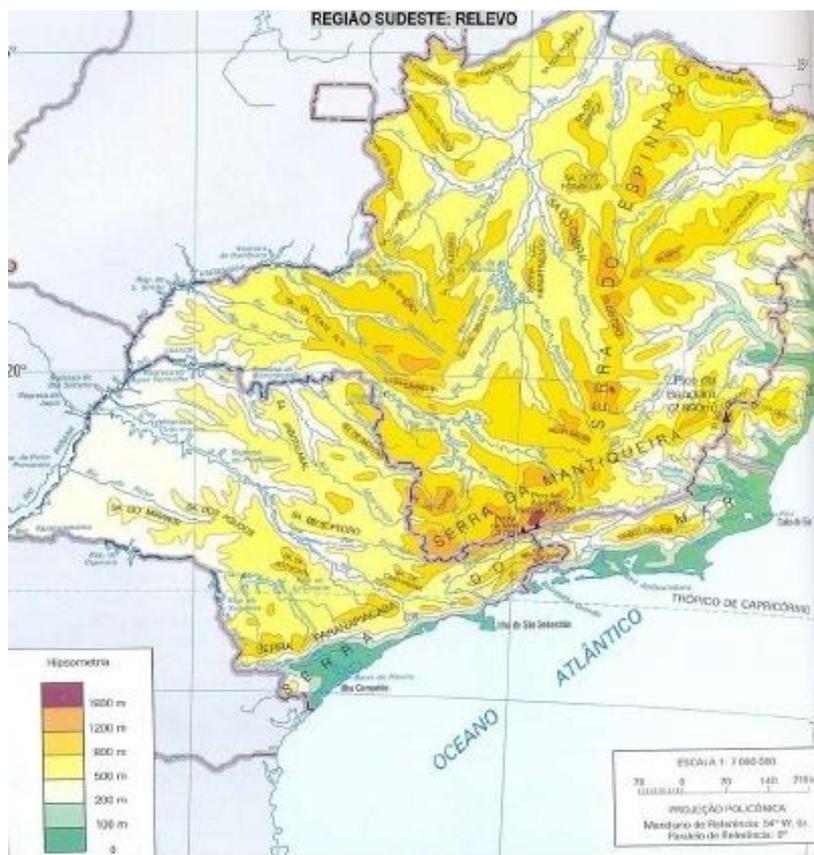


Figura 2.2 - Localização das Serras da Mantiqueira, do Mar, do Espinhaço, da Canastra e do Caparaó, no Sudeste do Brasil.  
Fonte: IBGE (2013).

Carvalho et al. (2002) realizaram estudos que evidenciaram que a presença da Serra do Mar é uma das características mais importantes para a distribuição regional das chuvas. Esta influência na quantidade de precipitação máxima sazonal sobre o litoral. Os autores verificaram ainda que a Serra da Mantiqueira, ao norte do Estado, também é responsável pelo aumento local da precipitação sazonal.

Em alguns eventos de precipitação intensa, a topografia é apontada como a principal causa das grandes quantidades de precipitação acumulada (SELUCHI; CHOU, 2012). Para verificar esta hipótese, Seluchi et al. (2012) apresentaram um estudo de chuva intensa a partir de experimentos numéricos relacionados à topografia da Serra do Mar. Sendo que, com a remoção de montanhas com alturas superiores à 500 metros, houve uma significativa redução da precipitação na região, que representou cerca de 20% do valor original e causou um deslocamento mais rápido da frente fria em direção ao Nordeste do Brasil.

Observações de campo são fundamentais para o entendimento do efeito da orografia na estrutura de formação e desenvolvimento de sistemas convectivos, bem como para auxiliar a modelagem numérica destes processos. Durante as últimas três décadas, várias campanhas experimentais foram realizadas em diferentes locais no mundo, fornecendo informações importantes sobre essa interação, como o *Alps Experiment* (ALPEX), nos Alpes Europeus, durante o início da década de oitenta; o *Southern ALPEX* (SALPEX), a partir da década de noventa nos Alpes do Sul - Nova Zelândia, com o objetivo de abordar o problema da precipitação orográfica de mesoescala e os fluxos orográficos, incluindo os aspectos da microfísica (RYAN; GAYET, 1996); o *Mesoscale Alpine Programme* (MAP), durante o Outono de 1999, que teve como objetivo compreender a precipitação sobre os Alpes e determinar os padrões de circulação tridimensional nas proximidades de montanhas altas, buscando a expansão do conhecimento do tempo e clima sobre topografia complexa, e assim, melhorar as capacidades de previsões atuais (BOUGEAULT et al., 2001; VOLKERT e GUTERMANN, 2007); o *Intermountain Precipitation Experiment* (IPEX); e as campanhas COAST I e II (*Coastal Observation and Simulation with Topography*) realizadas na região perto da costa do Pacífico nos Estados Unidos (BOND et al., 1997).

Em 2007, outra grande campanha de campo com foco na convecção de verão em terreno montanhoso foi realizada no sudoeste da Alemanha, o COPS (*Convective and Orographically Induced Precipitation Study*). Trata-se de parte de uma série de

experiências para melhorar a previsão de precipitação quantitativa. A região selecionada para o COPS apresenta grande atividade convectiva durante o verão, mas a habilidade dos modelos de previsão numérica de tempo é baixa. O objetivo primordial do COPS é avançar a qualidade das previsões de precipitação convectiva induzida orograficamente, através de observações e modelagem de seus ciclos de vida para identificar as características físicas e químicas dos processos responsáveis pela deficiência na previsão quantitativa de precipitação em regiões de montanhas baixas (CHEN; LIN, 2005; LIN et al., 2005).

## **2.2. Modelagem numérica**

A capacidade dos modelos de Previsão Numérica de Tempo (PNT) em simular corretamente a quantidade de precipitação com certa resolução espacial e temporal tem sido objetivo de vários estudos (McBRIDD; EBERT, 2000; EBERT et al., 2003; HENSE et al, 2006; GRAMS et al, 2006). Mesmo que a qualidade da previsão numérica dos modelos operacionais tenha aumentado nas últimas décadas (BONNER, 1989) assim como a compreensão científica das nuvens e dos processos de precipitação, a previsão de precipitação intensa ainda constitui um grande desafio para os cientistas atmosféricos (CARBONE, 2004). Este desafio se torna ainda maior em regiões de montanhas, onde a capacidade de avaliar e calibrar as previsões de precipitação é significativamente reduzida devido à escassez de observações, além da dificuldade de representação da topografia complexa. O grande número de processos, juntamente com suas interações complexas, contribui para que a previsão quantitativa de precipitação em um terreno complexo seja uma tarefa muito difícil.

Uma eficiente forma de modelagem da precipitação orográfica é através da parametrização da topografia de subgrade (LEUNG; GHAN, 1998). Leung e Ghan (1995) constataram que uma simulação realizada com 90 km de resolução de grade com a parametrização de subgrade é superior a simulações realizadas com 90 e 30 km de resolução, mas sem parametrização de subgrade. As distribuições espaciais de precipitação nas zonas montanhosas foram mais realista com a parametrização de

orografia da subgrade. Quando o esquema de subgrade é usado, a distribuição de precipitação é alterada para refletir os efeitos da elevação da superfície em nuvens e nos processos de precipitação e, portanto, os resultados tendem a ser melhores. Foi observado que, de um modo geral, a precipitação aumenta à medida que aumenta a elevação até certa altitude, onde então a precipitação diminui com a altitude.

De acordo com Barry (1973) e Hanson et al. (1980), nas simulações de precipitação com modelo numérico, tipicamente há um máximo na crista da barreira topográfica sobre montanhas mais baixas das latitudes médias. No entanto, a relação entre a elevação da superfície e precipitação simulada pelo modelo, mostrou uma altitude de precipitação máxima abaixo da crista de algumas montanhas. Concluiu-se que esta altura pode variar de acordo com as características de fluxo e teor de umidade das massas de ar.

Outro aspecto importante na modelagem de precipitação orográfica é a definição da “melhor resolução espacial” para representar os padrões de precipitação em áreas de montanhas. Daly et al. (1994), verificaram que com a resolução de 6 km ou mais grosseira o modelo tem o melhor desempenho na previsão de precipitação orográfica. Isto é em parte relacionado com a escala espacial dos dados utilizados, e o fato de alguma variabilidade de precipitação não está relacionada à topografia ou inclinação. Resultados semelhantes a estes, foram obtidos por Leung e Ghan (1998), que mostraram que a precipitação orográfica pode ser mais bem representada em resolução mais grosseira como 6 km, pois, variações de precipitação na resolução maior como 1,5 km não necessariamente se relacionam com características topográficas.

Colle et al. (1998) constataram que o modelo MM5 na resolução de 12 km gerava precipitação demasiada ao longo das encostas íngremes a barlavento, resultando em subestimativa de precipitação a sotavento das grandes barreiras sobre Washington e Oregon. Comparando os resultados do MM5 com as previsões do Eta 10 km, o autor verificou que o Eta 10 km superestima a precipitação ao longo da barlavento ainda mais que o MM5 12 km. Em geral, o Eta 10 km apresentou menores erros de RMSE do que

o MM5 de 12 km em limiares de precipitação baixo, enquanto que o MM5 de 12 km foi significativamente melhor do que o Eta 10 km para os limiares mais elevados (> 2.54 cm em 18 horas). O autor atribuiu a superestimativa de precipitação do Eta 10 km ao longo das encostas baixas a barlavento, diversos problemas: 1) O esquema usado na microfísica do Eta 10 km não inclui advecção horizontal de chuva, comportando-se como um esquema de chuva quente, onde a precipitação cai imediatamente após terem sido geradas sobre as encostas de barlavento. 2) O Eta 10 km produz excessivo bloqueio de grandes barreiras no fluxo de vento ascendente (JANJIC, 1998), o que pode resultar em movimentos ascendentes contra a crista de vento da precipitação orográfica. Embora os Bias do Eta 10 km são maiores do que o MM5 em patamares mais baixos e os ETS são razoavelmente comparáveis e os RMSE sugerem que o Eta 10 km tem menos erro quantitativo do que o MM5 12 – 36 km para qualquer quantidade de precipitação. Por outro lado, o problema de superestimativa do Eta 10 km para limiares maiores ao longo da encosta de barlavento das Cascades resulta em grandes erros, que são muito piores que os do MM5.

Durante o MAP nos Alpes, Chiao et al. (2004) investigaram como o modelo MM5 simulou um caso de precipitação orográfica intensa associada à circulação local. Os resultados indicaram que o aumento da convecção por levantamento orográfico teve um importante papel no evento de precipitação intensa, assim como a ocorrência de convecção profunda. As simulações mostraram claramente que o aumento da resolução do modelo de 15 km para 5 e 1,67 km, assim como a resolução do terreno, causaram uma drástica mudança nos padrões de precipitação, os quais conduziram para um aumento significativo da precipitação total.

Chao (2011) analisou simulações do modelo GCM GEOS-5 em coordenada sigma. Foi observada uma quantidade excessiva de precipitação no topo do Himalaia. De acordo com Chao, o problema de precipitação excessiva gerada nas previsões sobre montanhas íngremes e altas, é um problema bem conhecido em Modelos de Circulação Geral e Modelos de Mesoescala, o que também foi observado por Rocha et al. (2009) e Tao et al. (2009). Este problema acontece principalmente durante a estação chuvosa. Dentre as

causas da precipitação excessiva encontrada por Chao (2011), está que a convecção *cumulus* seria de alguma forma muito facilmente acionada em montanhas, onde o aquecimento convectivo por si só poderia induzir a convergência excessiva de umidade em baixos níveis, resultando em um ciclo de realimentação, ou na ausência disto, ventos excessivamente fortes no lado superior na camada limite em escalas resolúveis poderiam trazer umidade excessiva para as terras altas. Outra possível causa para a precipitação excessiva sobre montanhas seria um sistema de transporte de umidade mal projetado. O falso fluxo de umidade alta de baixo nível pode ser auxiliado pela precipitação excessiva num loop de *feedback*, mesmo nos casos em que a convecção no topo das montanhas não é ativada muito facilmente.

Schwitalla et al. (2008) utilizou o modelo de mesoescala MM5, com o objetivo de investigar e especificar os erros sistemáticos da previsão de precipitação convectiva influenciada orograficamente no Sudoeste da Alemanha e Leste da França e de encontrar a parametrização física ideal para o modelo. Foram realizados experimentos de sensibilidade com resoluções de 7 e 1 km. Com a resolução de 7 km e parametrização de convecção profunda, os autores encontraram três tipos de erros sistemáticos: a precipitação foi fortemente superestimada a barlavento e subestimada a sotavento da baixa montanha (efeito barlavento/sotavento), a convecção foi acionada sistematicamente muito cedo por várias horas e a precipitação simulada foi distribuída em áreas maiores com subestimativa das taxas dos picos de chuvas. Dentre as razões para os erros sistemáticos identificados, os autores destacaram a influência da parametrização de convecção profunda. Nas simulações com grade de 1 km, com convecção profunda simulada explicitamente, todos esses erros do modelo foram fortemente reduzidos. No entanto, surgiu uma significativa subestimação da precipitação.

Mesinger (2008) avaliou as previsões de precipitação de três modelos numéricos, GFS (Sistema Global de Previsão), NMM (Modelo de Mesoescala Não-hidrostático) e Eta, sobre duas regiões dos Estados Unidos, sendo uma região oriental e outra ocidental, caracterizadas por áreas com menor e maior impacto da topografia, respectivamente. No

lado Leste (pouco montanhoso) as diferenças entre os ETS dos modelos não foram grandes, mas houve grande diferenças no Bias. Bias alto do GFS e NMM foram constatados, em comparação com desvios menores do Eta, que estão bastante próximos da unidade (1) para limiares de intensidade baixa e média. No Ocidente (região montanhosa), é observado uma vantagem considerável do ETS do modelo Eta, com uma pontuação mais alta do Eta confortavelmente em todos os limiares de intensidade alta e média em 24 horas. O NMM estava em geral mais elevado, do que o GFS sendo este geralmente menor, e os do Eta ainda menor e mais acurado sobre a maior parte da área coberta. Em um estudo posterior Mesinger (2010) também verificou que o modelo Eta na resolução horizontal de 12 km obteve um bom resultado sobre a topografia complexa comparado ao modelo NMM, com coordenada sigma e resolução de 8 km.

Avalos (2009) avaliou as previsões de precipitação do modelo Eta/SEMAMHI sobre o Perú durante o período chuvoso de 2002 e 2003 e observou que o modelo simulou o núcleo de precipitação máxima observada na Selva Central do Perú, mas com uma ligeira variação na posição, além de produzir uma superestimativa na chuva ao longo das encostas Orientais da Cordilheira (barlavento), concordando com os resultados de Garreaud e Seluchi (2002) que descreveram isso como “alarme falso” do modelo. Estes erros de superestimativa podem ser associados a uma deficiência do modelo em representar corretamente a convergência de umidade em baixos níveis antes do início da convecção (DUNN e HOREL, 1994), um processo que se intensifica durante a estação do verão, quando o fluxo de ar quente e úmido do Oceano Atlântico e da Amazônia brasileira atinge a encosta oriental da Cordilheira.

A falta de correntes ascendentes suficientes no topo da montanha ou convergência insuficiente nas laterais, podem ser as principais causas para a subestimativa da precipitação no topo das montanhas (SELUCHI, 2006). É possível que os altos erros no vento e a fraqueza dos movimentos verticais induzidos orograficamente, podem influenciar adversamente a simulação de sistemas de precipitação sobre terrenos complexos. Estes erros são ainda mais evidentes a sotavento das montanhas nas versões de alta resolução do modelo (WILLIAM; GALLUS, 2000). A ascensão adiabática e uma

proporcionalidade direta entre as correntes de ar ascendentes ampliadas orograficamente e eficiência de precipitação são as hipóteses mais frequentes em modelagem de precipitação orográfica (BARROS; LETTERNMAIER, 2010).

Portanto, em algumas simulações de eventos de precipitação intensa, os modelos numéricos apresentam falhas, entre outras coisas, devido a insuficiente representação da intensidade e da evolução dos sistemas e também devido a uma limitada representação do esquema de convecção.

### **2.3. Parametrização de convecção e microfísica de nuvens**

Uma das dificuldades dos modelos numéricos é representar adequadamente os processos de subgrade que envolvem a formação de precipitação intensa em regiões de topografias complexas. Modelos de mesoescala apresentam vários processos físicos que são importantes para representação da precipitação orográfica, mas exibem uma alta complexidade de algoritmos numéricos e esquemas de parametrização. Vários estudos têm mostrado que mudanças e ajustes nas parametrizações de convecção cúmulus têm impacto substanciais sobre a qualidade da precipitação simulada (ANDERSON et al.; LEE et al., 2006; TRUONG et al., 2009). Por isso, para obter distribuições de precipitação confiáveis, um conjunto de simulações com diferentes ajustes nas parametrizações devem ser testado. Experimentos numéricos com modelos de alta resolução têm sido executados buscando melhorias na previsão dos processos convectivos em regiões de orografia, assim como trabalhos envolvendo testes nos esquemas de parametrização dos modelos (SMITH, 2003; DAS et al., 2003; SCHWITALLA et al., 2008; WULFMEYER et al., 2008).

O esquema de convecção Betts-Miller-Janjic tem sido utilizado para previsões de chuvas de monções sobre o Índico e também para simulação de chuvas orográficas convectivas sobre Western Ghats na Índia (ALAPATY et al., 1994a). A seleção adequada dos parâmetros de ajuste é necessária para boas previsões de chuvas (ALAPATY, 1994b) e para chegar até estes parâmetros alguns testes são necessários.

Conforme Avalos (2009) uma das razões imputáveis à superestimativa da precipitação em áreas costeiras tem a ver com o esquema de convecção do modelo proposto por Betts-Miller (1986). Este esquema utiliza dois perfis de referência, um para o oceano e um para continente (temperatura e umidade) de modo que, quando a convecção é iniciada, estes perfis são ativados. O problema surge quando as massas de ar úmidas são transportadas do oceano para o continente, que pode ser considerada muito úmida para um ambiente supostamente seco no continente, daí sendo conduzido por convecção instável e gerando fortes chuvas. Uma segunda razão pode ser que o modelo não tem o controle explícito da camada de inversão que inibiria a convecção.

Vaidya e Singh (1997) realizaram uma série de experimentos alterando os parâmetros de ajuste do perfil de referência: DSP,  $W_t$  e  $\tau$  em um modelo de 125 km de resolução horizontal. Foram escolhidos quatro conjuntos de DSP e três valores de  $W_t$  e  $\tau$ . A avaliação dos resultados obtidos a partir dos experimentos indicou um conjunto particular de parâmetros de ajuste que produziu as melhores previsões de depressão de monções. Os valores de DSPB = -60 hPa, DSP0 = -70 hPa, e DSPT = -50 hPa, com parâmetro de estabilidade ( $W_t$ ) igual à 1,0 e o período de ajustamento ( $\tau$ ) de 2 horas produziram os melhores resultados e poderiam ser tomados como os parâmetros de ajustamento ideal estabelecido para esta depressão de monções. Neste trabalho também foi verificado que a previsão de chuva é mais sensível aos valores de DSP em comparação com  $W_t$  e  $\tau$ , o que também já havia sido apontado por Baik et al. (1990).

Seluchi e Chou (2000) testaram, a partir de uma série de experimentos de sensibilidade, o esquema convectivo Betts-Miller-Janjic no modelo Eta/CPTEC, com 40 km de resolução horizontal, com o intuito de encontrar um ajuste dos parâmetros envolvidos no esquema que melhore a qualidade das previsões de precipitação para a América do Sul. Foi encontrado que um perfil termodinâmico de referência mais úmido (DSPB = -45 hPa, DSP0 = -55 hPa, e DSPT = -20 hPa) e menos inclinado (parâmetro de estabilidade  $W_t=0,75$ ), em relação ao utilizado anteriormente, prevê a precipitação com

maior qualidade, principalmente para precipitação de maiores intensidades.

Simulações de um evento de precipitação intensa que ocasionou enchente nos Estados americanos de Washington e Óregon em 1996 foram realizadas por Colle e Mass (2000). Para tal usaram grades aninhadas de 36, 12, 4 e 1,33 km de resolução com o uso dos esquemas Warm Rain, Simple Ice, Reisner e Reisner 2. Na rodada de controle usou os esquemas Kain-Fritsh nas 2 grades externas e Warm Rain nas grades internas modificado de forma a permitir fase mista água-gelo acima do nível de congelamento. Resultados das simulações mostraram que, embora o aumento da resolução das grades levasse a representações melhores de distribuição de precipitação, principalmente quando se passou de 36 km para 12 km de resolução, grades em que não se usaram esquemas explícitos, o uso de esquemas mais complexos não acarretou em melhores previsões de precipitação.

Truong et al. (2009) usaram o esquema de Kain-Fritsh original e um outro modificado com uma nova equação para computar a velocidade das correntes ascendentes, a hipótese de fechamento e a função de disparo convectiva para um evento de precipitação intensa nas províncias montanhosas do Vietnã. As modificações resultaram em melhorias no regime de precipitação produzindo nuvens mais extensas (estratiformes) e mais profundas com uma quantidade maior de precipitação.

De acordo com Sundqvist et al. (1989), os processos microfísicos da nuvem, que vão desde a formação e crescimento das gotículas até a produção da chuva, necessitam ser parametrizados se as resoluções horizontais forem entre 25-50 km, e no caso de resolução horizontal maior de 10 km, os processos de nuvens devem ser tratados individualmente de forma explícita.

Colle et al. (2000) constataram que os modelos de mesoescala quando executados em alta resolução muitas vezes produzem muita precipitação ao longo da encosta a barlavento. Eles atribuíram esta deficiência às parameterizações de microfísica do modelo. Portanto, mais investigações da microfísica em modelos numéricos é

necessário.

Grubisic et al (2005) simularam 4 eventos de precipitação de inverno ocorridas entre 1982 e 1986 na região de topografia complexa de Sierra Nevada no Oeste dos Estados Unidos. Para isso, usaram grades aninhadas de 40,5 e 13,5 km de resolução com o esquema KF e grades de 4,5 e 1,5 km com os esquemas explícitos Simple Ice, Goddard, Reisner 2 e Schultz. O objetivo era testar o desempenho de diferentes esquemas de microfísica na representação dos campos de precipitação relacionados aos eventos. Independente do esquema de microfísica, o desempenho do modelo piorou nas duas grades com menor espaçamento horizontal (4,5 e 1,5 km). Todos os esquemas superestimaram a precipitação nos dois lados da montanha, principalmente com o aumento da resolução horizontal e indicaram diferenças marcantes na distribuição espacial de precipitação. Isso sugere que o refinamento dos parâmetros de microfísica e as características de cada região têm forte influência sobre o desempenho do modelo.

Gomes (2010) realizou testes de sensibilidade no esquema de microfísica de Ferrier do modelo Eta, a fim de ajustar a produção de precipitação. Foi observado que o esquema implícito na grade de 20 km, superestima a precipitação. Com o aumento da resolução, o esquema implícito aumenta sua atividade, resultando em uma maior produção de precipitação implícita. Com o objetivo de controlar a partição da precipitação implícita e explícita do modelo, foi proposta uma função dependente da resolução horizontal do modelo no esquema Kain-Fritsch. Com o aumento da resolução horizontal, a precipitação implícita diminuiu e a precipitação explícita aumentou. Com isso, houve uma redução do viés positivo na precipitação do experimento controle. Também foram feitos testes com o esquema de microfísica 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.

Além destes, diversos estudos recentes têm enfatizado o impacto que diferentes

parametrizações têm sobre previsões de precipitação de curto e médio prazo e geralmente se concentram em parametrizações de convecção e/ou representação de esquemas de microfísica de nuvens (SELUCHI; CHOU, 2000; JANKOV et al. 2005; RIES; SCHLUNZEM, 2009). A conclusão geral destes estudos é que a configuração e o desempenho do modelo são altamente dependentes da aplicação específica, incluindo área geográfica e época do ano. Isto é, até o momento, nenhum dos esquemas existentes é considerado melhor do que os outros para todas as situações atmosféricas (WANG; SEAMAN, 1997).



### **3. DADOS E METODOLOGIA**

Neste capítulo, inicialmente são apresentados os casos selecionados para estudo e os dados utilizados, em seguida é dada uma descrição da versão do modelo Eta utilizada nas simulações de chuvas intensas sobre a região SEB. Também é apresentada uma descrição do esquema de parametrização convectiva Betts-Miller modificada por Janjic (1994) e da parametrização da microfísica de nuvens Ferrier (2002), as quais são utilizadas nos experimentos. Uma descrição detalhada de cada experimento é apresentada. Por fim, é dada uma descrição dos métodos utilizados para avaliação dos testes.

Na primeira etapa deste trabalho é realizado o levantamento de casos de chuvas intensas associados à atuação do episódio sinótico ZCAS. Após a configuração do modelo na resolução de 8 km, são executadas as integrações gerando um conjunto de simulações de eventos de chuvas intensas na região de topografia complexa do SEB. A partir de então, é realizado um diagnóstico dos erros sistemáticos do modelo Eta 8 km nas simulações de chuvas intensas em regiões montanhosas do SEB. Numa terceira etapa são realizados testes de sensibilidade dos esquemas de produção de chuvas do modelo visando encontrar um ajuste ideal para estas regiões.

#### **3.1. Casos**

Neste trabalho são analisadas as simulações do modelo Eta para 11 eventos de chuvas intensas sobre a região montanhosa do SEB, que ocorreram durante o período chuvoso (outubro à março) de 2005 a 2011. Selecionou-se os casos com base no critério de definição de eventos extremos de Liebmann et al (2001), que determina um total pluviométrico diário maior que 3% do total do período chuvoso. A partir deste conjunto de casos, foram selecionados os eventos associados à atuação da ZCAS que geralmente forma uma extensa banda de nebulosidade sobre a região. As integrações são elaboradas para cada um dos casos de eventos extremos utilizando o modelo Eta com o prazo de simulação de 72 horas. Os casos selecionados e os totais acumulados são apresentados

na Tabela 3.1.

Tabela 3.1 – Síntese descritiva dos casos de chuvas intensas no SEB associados à atuação da ZCAS, entre os anos de 2005 e 2011.

Caso	Simulação	Causa	Dia D	Máximo de Precipitação (mm/dia)
1	18/11/2005	ZCAS e Frente Fria	20/11/2005	61,0
2	24/11/2005	ZCAS e Frente Fria	26/11/2005	60,0
3	04/01/2006	ZCAS	05/01/2006	101,2
4	28/01/2006	Frente Fria e ZCAS	30/01/2006	54,5
5	06/03/2006	ZCAS	07/03/2006	76,2
6	07/11/2007	Frente Fria e ZCAS	09/11/2007	59,3
7	19/12/2007	Cavado em médios e altos níveis e ZCAS	20/12/2007	69,8
8	29/01/2008	ZCAS, Frente Fria e Intensa Instabilidade Atmosférica	30/01/2008	85,2
9	02/02/2008	ZCAS estabelecida e Posterior chegada de Frente Fria	03/02/2008	118,4
10	13/03/2008	ZCAS	14/03/2008	61,4
11	10/01/2010	ZCAS	12/01/2011	166,0

### 3.2. Dados

Os dados utilizados neste estudo são:

- Dados de satélite *Tropical Rainfall Measuring Mission* (TRMM), projeto conduzido entre a NASA e a Agência Japonesa de Exploração Aeroespacial (JAXA), que tem como missão monitorar e estudar a distribuição de precipitação nos trópicos. Os produtos gerados pelo projeto TRMM variam de acordo com a combinação de instrumentos usada no algoritmo de cálculo. Neste estudo são usadas estimativas do produto 3B42RT, o qual utiliza estimativas de precipitação por microondas corrigidas através de informações da estrutura vertical das nuvens, que são obtidas por meio de precipitação estimada por radar. Os dados disponibilizados pela NASA, têm frequência temporal de 3 em 3 horas e resolução espacial de 0.25°, cobrindo uma área que se estende de 50°S a 50°N de latitude e de 180°W a 180°E de longitude. Trabalhos realizados recentemente mostram que o uso destes dados de estimativas de precipitação

do satélite TRMM pode ser uma fonte alternativa de dados em caso de escassez de informação. É utilizado neste trabalho dados do período entre 2005 e 2011.

- Dados do satélite *Climate Prediction Center MORPHing method* (CMORPH), com resolução temporal de meia em meia hora e resolução espacial em pontos de grade de 8 km (no Equador), entre 60°S e 60°N, para o período de 2005 a 2011. Trata-se de dados provenientes de uma técnica de estimativa de precipitação por satélites de baixa órbita, isto é, observações de microondas, combinados com dados de satélites geostacionários. Maiores informações sobre os dados do CMORPH podem ser encontradas em JOYCE et al. (2004). Os dados foram obtidos do NCEP/NOAA e foram utilizados para identificação dos campos de precipitação.

- Dados diários do conjunto de Reanálises *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) obtidos do NCEP/NOAA (SAHA et al., 2010), para o período de estudo de 2005 à 2011. A resolução espacial dos dados é de 0,5°, que equivale à aproximadamente 55 km de espaçamento da grade, cobrindo a América do Sul e parte dos oceanos adjacentes. A frequência temporal é de 6 em 6 horas, disponibilizados nos horários sinóticos (00, 06, 12 e 18Z). Os dados de reanálises de alta resolução espacial foram utilizados como condição inicial e de contorno lateral para integração das simulações. As reanálises foram utilizadas para remover o efeito de erros em condições de contorno dos MCGA e, portanto identificar os erros das simulações inerentes as parametrizações internas do modelo regional. Além disso, algumas variáveis das reanálises do CFSR/NCEP também foram utilizadas para verificação das simulações (PNMM, Vento).

- Para complementar a análise dos casos de chuvas intensas e identificação dos sistemas atuantes em cada caso, foram utilizadas informações do Boletim Técnico do CPTEC/INPE, baseados nos casos significativos do mês.

### **3.3. Descrição do modelo Eta**

Neste trabalho é utilizado o modelo de área limitada Eta que foi desenvolvido na

Universidade de Belgrado em parceria com o Instituto de Hidrometeorologia da Iugoslávia e se tornou operacional no *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) em 1993 (MESINGER et al., 1988; BLACK, 1994). Este modelo foi instalado no CPTEC em 1996, com a finalidade de complementar a previsão numérica de tempo que é realizada desde o início de 1995 com o modelo de circulação geral atmosférica (MCGA) (CHOU, 1996).

O modelo Eta trata os processos físicos de subgrade através de esquemas de parametrizações, como todos os demais modelos de previsão numérica de tempo. Ele resolve as misturas turbulentas na atmosfera através do esquema de Mellor-Yamada (MELLOR; YAMADA, 1982) no nível de fechamento 2.5, em que a energia cinética turbulenta é prevista. As trocas de energia à superfície se baseiam na teoria de similaridade de Monin-Obukhov e utilizam as funções de estabilidade de Paulson (PAULSON, 1970). O tratamento dos fluxos radiativos na atmosfera foi desenvolvido pelo *Geophysical Fluid Dynamics Laboratory* (GFDL), onde a radiação de onda curta se baseia no esquema de Lacis e Hansen (1974) e a radiação de onda longa se baseia no esquema de Fels e Schwarzkopf (1975). As taxas de aquecimento ou resfriamento devido aos processos radiativos são recalculadas a cada hora de integração numérica. A hidrologia do modelo é representada pelo esquema NOAH (EK et al., 2003). O esquema possui 4 camadas no solo e utiliza 9 tipos de solo, e a cobertura vegetal difere em 12 tipos.

A parte da chuva e das nuvens estratiformes são representadas pelo esquema de microfísica de nuvens de Ferrier et al. (2002) que trata de diferentes tipos de hidrometeoros. A precipitação convectiva é tratada pelo esquema de Betts-Miller (1986), modificada por Janjic (1994). Neste trabalho, o enfoque será na parametrização de convecção utilizando o esquema de Betts-Miller-Janjic (JANJIC, 1994) e na microfísica através do esquema de Ferrier et al. (2002). A descrição detalhada destes esquemas é dada nas seções 3.3.3 e 3.3.4, respectivamente.

As variáveis prognósticas do modelo são: temperatura do ar, umidade específica,

componente zonal e meridional do vento, pressão à superfície, energia cinética turbulenta, umidade e temperatura do solo e água líquida ou gelo das nuvens.

### 3.3.1. Coordenada vertical

O modelo utiliza a coordenada vertical Eta ( $\eta$ ) desenvolvida por Mesinger (1984) para resolver problemas que ocorrem nos cálculos de variáveis obtidas a partir de derivadas horizontais, como a advecção e a difusão horizontal, em regiões de topografia íngreme ao longo de uma superfície muito inclinada (regiões de montanhas). A principal vantagem da coordenada  $\eta$  em relação a sigma está no fato de que na coordenada  $\eta$  as superfícies constantes estão dispostas quase na horizontal tanto nas áreas planas como nas montanhosas (figura 3.1) (PHILLIPS, 1957). Em áreas sem montanha a coordenada  $\eta$  é exatamente igual a sigma. Com isso, o problema da falsa contribuição para o gradiente de pressão que acontece na coordenada sigma em regiões montanhosas é reduzido e as derivadas horizontais são calculadas na direção correta. Os topos das montanhas coincidem com as coordenadas (MESINGER, 1984). Assim como a coordenada sigma, a eta também é baseada na pressão e normalizada (varia entre 0 e 1), o que significa que ambas tem a vantagem de descrever as equações governantes da atmosfera numa forma relativamente simples. A estrutura e as diferenças das duas coordenadas (sigma e eta) é mostrada na figura 3.1.

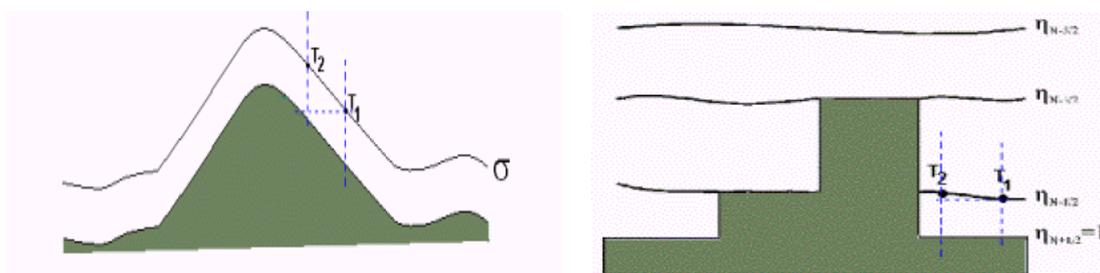


Figura 3.1 – Esquema das coordenadas sigma (esquerda) e eta (direita).  
Fonte: Adaptado de Chou (2011).

A coordenada Eta é definida pela relação:

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

Em que,

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

Onde  $P_T$  é a pressão no topo do domínio do modelo (50 hPa),  $P_{sfc}$  e  $Z_{sfc}$  representam a pressão e altitude em superfície, respectivamente.  $P_{ref}$  é a pressão de referência que é uma função da distância acima do nível do mar de uma atmosfera padrão. O primeiro termo da Equação 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 configuração da estrutura vertical do modelo Eta é apresentada na figura 3.2 que representa a distribuição em 50 camadas. Na vertical e próximo à superfície o modelo possui mais camadas para detalhar melhor os processos que ocorrem na camada limite planetária, as camadas acima aumentam a espessura gradativamente até a alta troposfera onde torna a diminuir a espessura novamente, a fim de representar melhor a inversão em altos níveis. O aumento da resolução próximo à tropopausa é empregado no sentido de representar melhor as regiões baroclínicas, como correntes de jatos, inversão térmica, etc. A camada mais baixa é configurada com aproximadamente 20 metros da atmosfera. A pressão no lado esquerdo indica as posições das camadas de acordo com a atmosfera padrão, enquanto que os valores de pressão do lado direito a profundidade aproximada em pressão de cada camada da coluna.

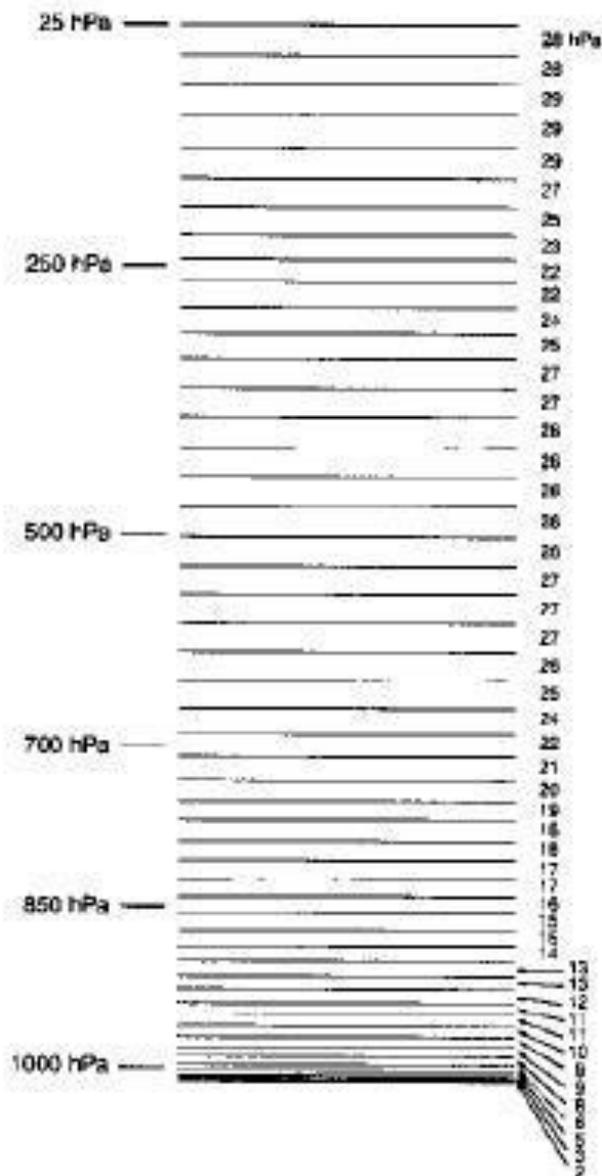


Figura 3.2 – Distribuição da estrutura vertical do modelo Eta com 50 níveis na vertical.  
 Fonte: Adaptado de Black (1994).

### 3.3.2. Topografia

A topografia do modelo é representada na forma de degraus discretos, com superfícies da coordenada praticamente horizontais. Cada degrau possui um ponto de massa e de vento no centro e quatro pontos de velocidade e energia cinética turbulenta nos vértices. O topo de cada degrau coincide com a interface das camadas do modelo e a altura de

cada degrau é obtida a partir do método de silhueta (BLACK, 1994). É feita a divisão de cada grade horizontal em 16 sub-grades, de tal maneira que apresente uma configuração de 4 linhas e 4 colunas. Para cada subgrade 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, e da média destes oito valores máximos obtém-se uma altura intermediária. A altura final será obtida movendo, para cima ou para baixo, a altura intermediária em direção à interface da camada que estiver mais próxima. Este método, ilustrado de forma esquemática na figura 3.3 abaixo, consiste nos seguintes passos:

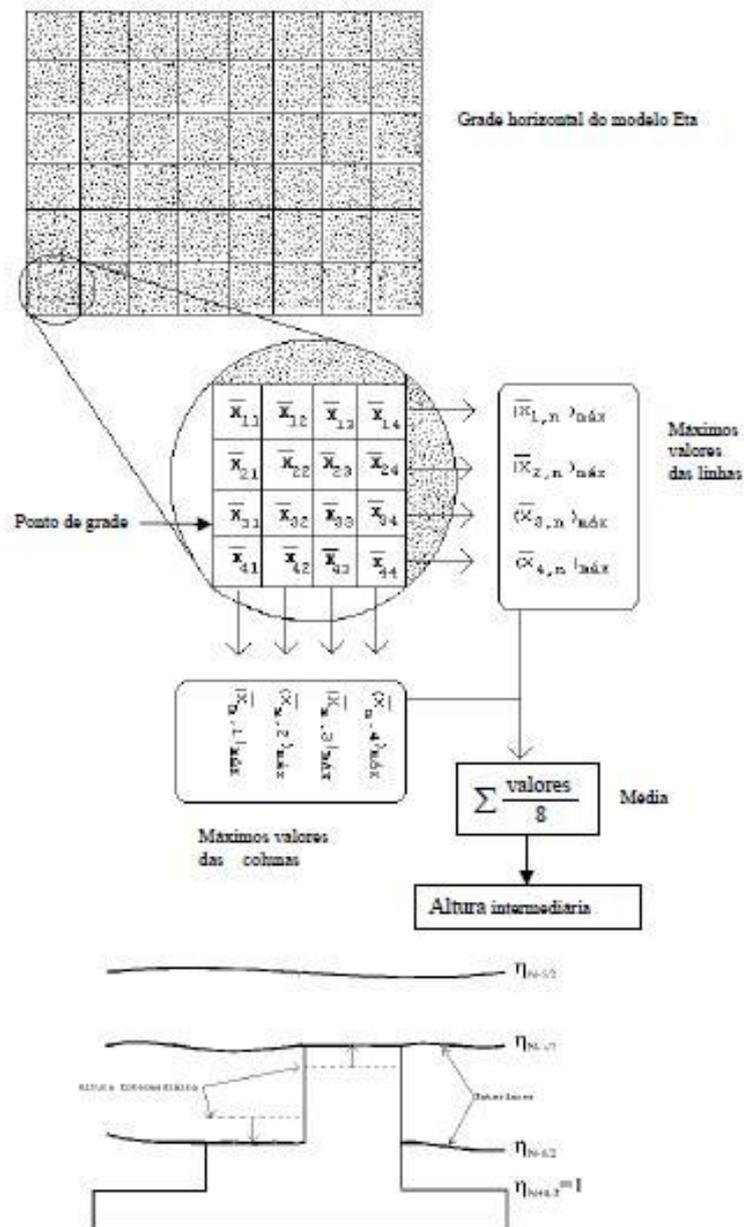


Figura 3.3 - Representação esquemática do método da Silhueta, utilizada para calcular a altura de cada degrau na topografia do modelo Eta.  
 Fonte: Adaptado de ROZANTE (2004).

As alturas das interfaces das camadas 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 3.4(a) é dada a representação da seção vertical com os níveis mais baixos do

modelo. Podemos observar 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. A figura 3.4(b) representa a nova grade vertical Eta, onde a discretização é feita por degraus inclinados no topo. O transporte de momento e temperatura ocorre ao longo da metade do que costumava ser na caixa vertical do canto inferior esquerdo com a discretização da topografia eta.

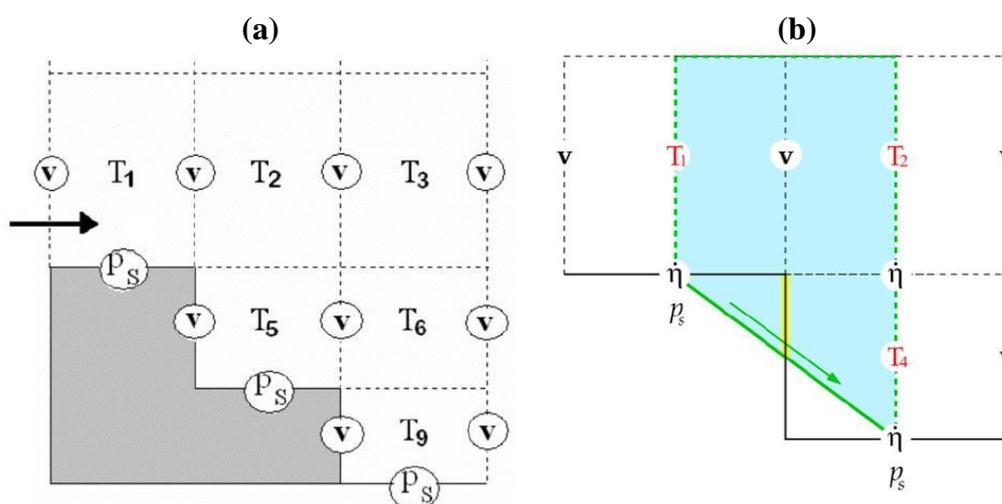


Figura 3.4 – (a) Seção vertical idealizada da topografia do modelo Eta e distribuição das variáveis (V, T) na vertical; (b) Esquema da grade vertical Eta utilizando degraus inclinados na discretização.

### 3.3.3. Esquema de parametrização convectiva Betts-Miller-Janjic

A convecção *cumulus* é um importante processo físico que influencia a dinâmica e o estado termodinâmico da atmosfera. Os esquemas de parametrização *cumulus* são projetados para representar os fluxos convectivos e a condensação ou evaporação associadas. Os perfis de temperatura e umidade do modelo são alterados pelo esquema de parametrização devido aos fluxos convectivos e precipitação. A contribuição da convecção *cumulus* para a grande escala é representada nas equações de umidade (3.3) e termodinâmica (3.4).

$$\left(\frac{\partial \bar{q}}{\partial t}\right)_{cv} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{\rho q w} - (c - e) \quad (3.3)$$

$$\left(\frac{\partial \bar{\theta}}{\partial t}\right)_{cv} = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{\rho \theta w} + \frac{L}{c_p \pi} (c - e) \quad (3.4)$$

Onde “ $q$ ” representa a umidade,  $\rho$  é a densidade, “ $c$ ” é a convecção e “ $e$ ” a evaporação,  $\theta$  é a temperatura potencial,  $c_p$  é calor específico,  $L$  é o calor latente e  $w$  representa o movimento vertical.

O esquema BMJ é fundamentado no ajuste dos perfis de temperatura e umidade específica termodinamicamente instável na direção de um perfil de referência, com um tempo de relaxação prescrito. Este esquema tem sido amplamente utilizado no NCEP e tem sido melhorado ao longo dos anos (BETTS, 1986; JANJIC, 1994). Neste esquema apenas a convecção profunda é responsável pela precipitação. Basicamente o esquema de convecção Betts-Miller-Janjic calcula a quantidade de precipitação levando-se em consideração o perfil termodinâmico do fluxo de massa da camada limite. O BMJ consiste em localizar os pontos onde há instabilidade convectiva e ajustar um perfil termodinâmico de referência. O perfil termodinâmico de referência corresponde a um estado de quase-equilíbrio fixo para todo o recinto, que foi obtido empiricamente com base em um conjunto de observações de diferentes regiões tropicais do mundo. O BMJ é semelhante aos esquemas de ajuste, exceto que, o perfil termodinamicamente instável é ajustado em direção a um perfil de referência, em vez de uma adiabática úmida. O esquema é baseado em um simples conceito de que quando a atmosfera exibe um “lapse-rate” instável, em condições secas, a mistura ocorre espontaneamente e o estado final retorna para um “lapse-rate” neutro; em condições saturadas, ocorre condensação e o estado final é um “lapse-rate” neutro úmido. O método resolve tanto a convecção profunda quanto a rasa.

Inicialmente, o esquema determina o tipo de nuvem, através do levantamento da parcela é determinada a base e o topo da nuvem. A profundidade da nuvem é verificada, se a

profundidade for  $> 290$  hPa a convecção é profunda, caso contrário, a convecção é rasa. A condensação de larga escala ocorre quando a umidade relativa excede 95%.

A construção do perfil de referência é feita através da integração da variação da temperatura e umidade, da base ao topo da nuvem:

$$\int_{base}^{topo} (c_p \Delta T - L \Delta q) = 0 \quad (3.5)$$

Onde  $\Delta T$  e  $\Delta q$  representam a variação de temperatura e umidade, respectivamente,  $C_p$  é o calor específico,  $L$  é o calor latente e a entalpia deve ser conservada.

A construção dos perfis termodinâmicos de referência e a especificação da escala de tempo de relaxamento são os dois principais componentes do esquema BMJ. Para construção dos perfis de temperatura de referência ( $T_{ref}$ ) e de umidade de referência ( $Q_{ref}$ ), Betts e Miller (1986) definiram três parâmetros de ajustes que são:

- *Coefficiente de estabilidade (Wt)* - que determina a inclinação dos perfis termodinâmicos de referência ( $T_{ref}$ ) (lapse-rate) com relação ao adiabático úmido.
- *Déficit de pressão de saturação (DSP)* - que é a medida da saturação. Determina o perfil de referência de umidade. O DSP representa o quanto a pressão de uma dada parcela deverá ser reduzida por levantamento para que a parcela atinja a saturação.
- *Tempo de ajustamento ( $\tau$ )* - é o tempo de relaxação para a remoção da instabilidade encontrada na coluna, ou seja, tempo durante o qual o ajuste convectivo responde à forçante de grande escala.

Observações mostraram que perfis de quase equilíbrios são diferentes para diferentes regiões convectivas, daí, para a construção adequada de perfis de referência, é necessário ajustar os parâmetros de ajuste para diferentes regiões convectivas. A construção dos perfis de temperatura e umidade de referência é dada a seguir:

- Perfil de temperatura de referência ( $T_{ref}$ ):

Para construção do perfil de temperatura três níveis são importantes: base da nuvem, nível de congelamento e o topo da nuvem.

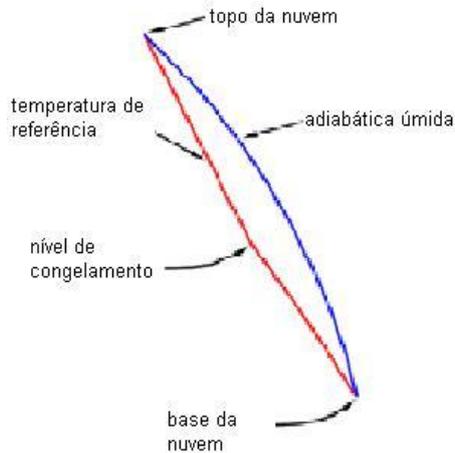


Figura 3.5 – Perfil de temperatura de referência.

A taxa de resfriamento da temperatura de referência é  $= 0.9 * \left( \frac{\Delta T}{\Delta p} \right)$ .

Onde:

$$\frac{\Delta T}{\Delta t_{cnv}} = \frac{T_{ref} - T}{\tau} \quad (3.6)$$

Em que:  $\Delta T$  é a variação da temperatura,  $\Delta p$  é a variação da pressão,  $\Delta t$  é a variação do tempo de convecção,  $T$  e  $T_{ref}$  é a temperatura e a temperatura de referência, respectivamente e  $\tau$  é o tempo de relaxamento, que normalmente varia entre 3000 à 3600s.

- Perfil de umidade de referência ( $Q_{ref}$ ):

Os valores de DSP e os perfis de  $T_{ref}$  determinam o perfil de  $Q_{ref}$  na presença da nuvem. Os valores característicos dos DSPs são definidos em três níveis. Estes são: na base da nuvem (DSPB), no nível de congelamento (DSP0), e no topo das nuvens (DSPT). Os valores de DSP em níveis intermediários são interpolados linearmente.

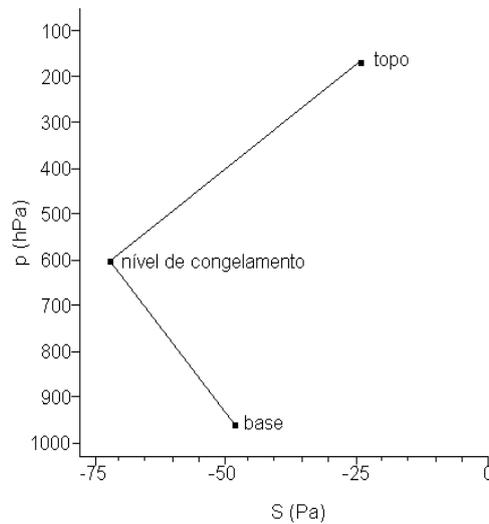


Figura 3.6 – Perfil do déficit de pressão de saturação.

Onde:

$$\frac{\Delta q}{\Delta t} = \frac{q_{ref} - q}{\tau} \quad (3.7)$$

$$DSP = p_{sat} - p$$

Em que:  $\Delta q$  é a variação da umidade,  $\Delta t$  é a variação no tempo,  $q$  e  $q_{ref}$  é a umidade e a umidade de referência, respectivamente e  $\tau$  é o tempo de relaxamento (de 3000 à 3600s).

Janjic (1994) verificou que em certas ocasiões o esquema de Betts-Miller indicava precipitações espúrias, principalmente sobre o oceano, isto é, o perfil apresentava variações para diferentes tipos climáticos de umidade, tendo uma dependência geográfica. Janjic (1994) propôs uma revisão no esquema introduzindo um parâmetro que caracteriza o regime de precipitação profunda para a região de interesse. Este parâmetro foi chamado de “Eficiência de nuvem” (E), que é relacionada à produção de precipitação e modifica os perfis de referência. Ele é usado para moderar chuvas fortes em sistemas maduros de longa duração. O tempo de relaxação ( $\tau$ ) é estendido quando se reduz E, e vice e versa:

$$\tau' = \frac{\tau}{F(E)}$$

Logo,

$$\frac{\Delta T}{\Delta t_{cnv}} = \frac{T_{ref} - T}{\tau} * F(E) \quad \therefore \quad \frac{\Delta q}{\Delta t_{cnv}} = \frac{q_{ref} - q}{\tau} * F(E),$$

Onde:  $0,2 < E < 1,0$ .

Na convecção rasa o tratamento do topo das nuvens foi modificado, e o perfil referência de umidade é especificado requerendo que as mudanças de entropia não sejam negativas.

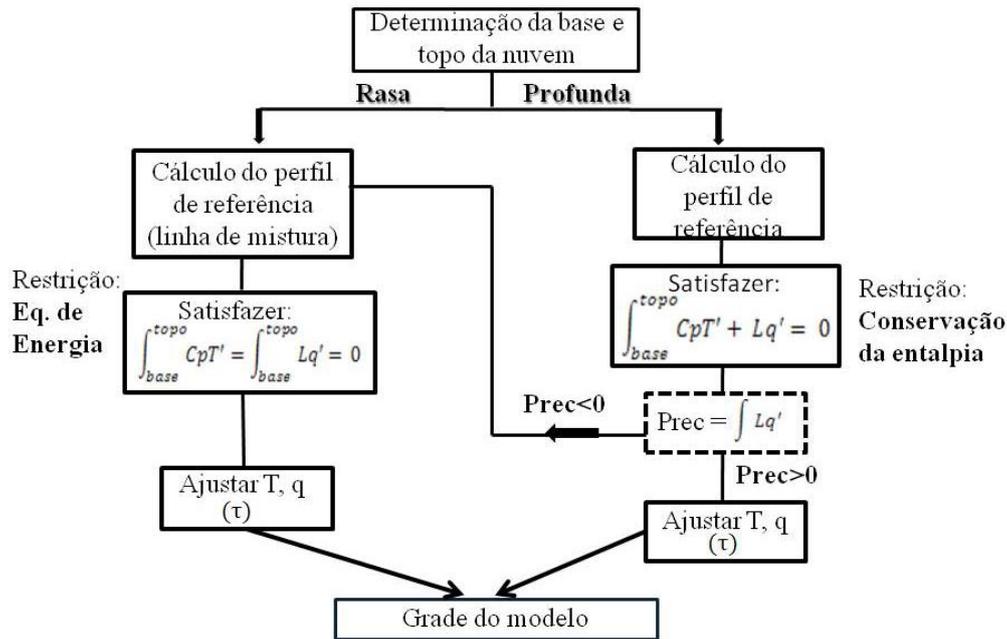
No esquema de BM modificado por Janjic (1994) os valores de DSP são calculados em função da eficiência de nuvem (E), que varia no espaço e no tempo. Dois perfis de DSP extremos são definidos que são o DSP úmido correspondente à eficiência de nuvem  $E_1 = 0,2$  e o DSP seco que corresponde a uma eficiência de nuvem  $E_2 = 1,0$ . A eficiência de nuvem modifica os perfis de referência e o tempo de relaxamento.

Os valores de DSP em BMJ são computados como:

$$DSP_{BMJ} = DSP_{slow} + \frac{E - E_1}{E - E_2} (DSP_{fast} - DSP_{slow}) \quad (3.8)$$

Onde  $DSP_{BMJ}$  é o perfil de déficit de pressão de saturação do esquema modificado por Janjic (1994) e E representa a eficiência de nuvem.

A seguir é apresentado um fluxograma descrevendo as etapas do esquema de parametrização convectiva Betts-Miller-Janjic:



### 3.3.4. Esquema de microfísica de nuvens Ferrier

O esquema representa a formação da nuvem e a chuva da escala de grade do modelo, ou seja, de forma explícita. Ele é formulado para prever seis formas variadas da água que são: vapor de água, água de nuvem, gelo de nuvem, neve e granizo.

O esquema considera os seguintes processos microfísicos:

- 1) Condensação e evaporação da água de nuvem
- 2) Deposição sublimação dos cristais de gelo
- 3) Coleta da água de nuvem pela precipitação
- 4) Crescimento da precipitação de gelo por *riming*
- 5) Aglutinação de água da nuvem para formar chuva
- 6) Congelamento da chuva sobre grandes partículas de gelo a temperaturas super baixas
- 7) Condensação sobre gelo em derretimento
- 8) Derretimento do gelo
- 9) Autoconversão da água de nuvem em chuva

10) Coleta da água de nuvem para chuva

11) Evaporação da chuva

A seguir são descritas as principais características deste esquema:

São feitas as previsões de mudança na umidade específica do vapor d'água e condensação total, isto é, a soma do gelo, da chuva (gotas grandes) e da água de nuvem (gotas pequenas não precipitantes). Todos podem coexistir a temperaturas maiores 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), pedras de gelo e granizo, que são dominantes em níveis inferiores. As mudanças entre o vapor d'água e a condensação de nuvem são determinadas baseadas no algoritmo de condensação 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).

A precipitação é prevista pela integração dos fluxos de precipitação do topo da nuvem até a superfície e é dividida em armazenamento local, proporcional à espessura da camada e precipitação que cai através da base da grade do modelo. Tipos de precipitação e física da colisão: 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 sobre a neve de baixa densidade, ou de alta densidade pelo congelamento da neve derretida (granizo) ou congelamento de água de nuvem super gelada.

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. Nos processos de congelamento e derretimento são considerados o calor latente associado à fusão da água (*riming*) no gelo, o congelamento de chuva super gelada e o derretimento

de todas as partículas de gelo.

### 3.3.5. Configuração do modelo

A extensão do domínio utilizado cobre toda a Região Sudeste do Brasil (representada na Figura 3.7). A grade é centrada em 58°W e 15°S. A área coberta emprega 139x249 pontos na horizontal correspondendo a resolução horizontal de 8 km e a resolução vertical compreende 50 níveis eta com pressão de topo em 50 hPa. A grade pós-processada tem 196x156 pontos na horizontal e 39 níveis de pressão na vertical. O modelo foi integrado no modo hidrostático.

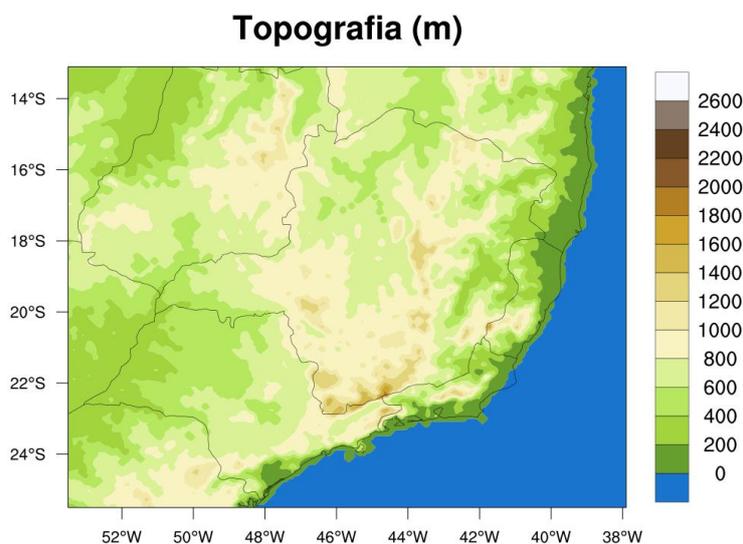


Figura 3.7 – Região de domínio das simulações.

As simulações foram inicializadas a partir das 00 UTC. As condições iniciais (CI) e de contorno lateral (CL) necessárias para integração do modelo foram obtidas do conjunto de reanálises do CFSR/NCEP, por apresentarem uma resolução espaço-temporal relativamente alta. Os dados de reanálises constituem uma fonte importante para o estudo e desenvolvimento da previsibilidade de processos atmosféricos através de modelos numéricos de previsão de tempo e validação de tais modelos. O intuito de se utilizar reanálises da borda do modelo é o de eliminar possíveis erros associados aos Modelos Globais de Circulação Geral.

As condições de contorno lateral são atualizadas a cada 6 horas (00Z, 06Z, 12Z e 18Z). A resolução dos dados é de aproximadamente 0,5° com 64 níveis que se estendem a partir da superfície até 0,26 hPa. Mais informações sobre o conjunto de reanálises do CFSR podem ser encontrados em SAHA et al. (2010). Os dados foram interpolados verticalmente para as superfícies eta e horizontalmente para a grade E.

Como nem todas as variáveis necessárias para inicialização do modelo estão disponíveis nas reanálises do CFSR, as variáveis de solo foram provenientes das reanálises ERA Interim obtidas do *European Centre For Medium Range Weather Forecasts* (ECMWF) com resolução espacial de 79 km aproximadamente (Dee et al., 2011). Na Tabela 3.2 estão descritas as variáveis utilizadas na condição inicial e de contorno lateral do modelo.

Tabela 3.2 – Variáveis utilizadas como condição inicial e de contorno para execução do modelo Eta 8km.

<b>Sigla</b>	<b>Descrição</b>	<b>Unidade</b>	<b>Origem</b>
pslm	Pressão ao nível médio do mar	hPa	CFSR
tgsc	Temperatura do solo a 0,1 metros	K	ERA Interim
tgrz	Temperatura do solo a 2 metros	K	ERA Interim
zgeo	Altura geopotencial	m	CFSR
uvel	Vento zonal	m/s	CFSR
vvel	Vento meridional	m/s	CFSR
temp	Temperatura	K	CFSR
umes	Umidade específica	Kg/kg	CFSR

O tempo de integração para cada simulação é de 72 horas, com saídas horárias, sendo que as 12 primeiras horas foram descartadas devido ao tempo necessário para ajuste dos campos atmosféricos, portanto, somente são consideradas as últimas 60 horas para fins de estudo. Como condição de contorno inferior é utilizada a temperatura da superfície do mar (TSM) com resolução espacial de 0,25°x 0,25° lat x lon, proveniente do NCEP e mantida constante durante toda a integração. A umidade do solo é obtida da climatologia sazonal. É utilizado o mapa da topografia original com resolução de 90 m gerado pelo *United States Geological Survey* (USGS) para gerar a topografia do

modelo. A precipitação implícita do modelo é resolvida pelo esquema de parametrização de convecção Betts-Miller-Janjic e a precipitação explícita pelo esquema de microfísica de nuvens Ferrier.

### **3.4. Diagnóstico dos erros do modelo**

O modelo Eta, operacionalmente no CPTEC/INPE, têm apresentado erros sistemáticos nas simulações de precipitação sobre regiões de topografias complexas do SEB. O diagnóstico dos erros é realizado a partir da comparação das simulações com dados estimados de satélites TRMM e CMORPH e análise dos campos de movimento vertical ( $\omega$ ) e escoamento do vento.

Uma avaliação objetiva das simulações utilizando os 11 casos selecionados é feita através dos índices estatísticos *Equitable Threat Score* (ETS) e Bias Score.

### **3.5. Experimentos numéricos**

É analisado o desempenho do modelo em simular eventos de chuvas intensas sobre regiões orográficas através de diferentes testes de ajustes convectivos. A configuração da versão com resolução horizontal de 8 km é utilizada como experimento controle, que será comparada com outros 3 experimentos conforme a configuração utilizada em cada um é apresentada a seguir:

#### **3.5.1 Simulação controle**

Na simulação controle é utilizada a versão Eta 8 km. Os parâmetros convectivos dos perfis de referência de umidade: déficit de pressão de saturação na base (DSPB), no nível de congelamento (DSP0) e no topo da nuvem (DSPT) sobre o continente e o tempo de relaxação convectivo são ajustados para a resolução de 8 km e os valores são apresentados na Tabela 3.3. O coeficiente de estabilidade ( $W_t$ ) é de 0.85 tanto sobre o continente quanto sobre o oceano. O tempo de relaxamento convectivo  $\tau$  é de 3250

segundos.

Tabela 3.3 – Parâmetros convectivos do esquema BMJ.

<b>Parâmetros convectivos</b>	
<b>Continente</b>	<b>DSPBFL=-3375; DSP0FL=-4125; DSPTFL=-1500 (hPa)</b>
<b>Oceano</b>	<b>DSPBFS=-3875; DSP0FS=-5875; DSPTFS=-1875 (hPa)</b>

Os dados de reanálises do CFSR foram usados como condição inicial e de contorno, portanto as integrações consistem em simulações. Essa simulação controle é comparada com as simulações experimentais cujas configurações são descritas nas seções seguintes.

### 3.5.2 Inversão da ordem de chamada dos esquemas de produção de precipitação

Neste experimento é invertida a ordem de chamada da parametrização convectiva com a parametrização de microfísica de nuvens. O modelo Eta utiliza a técnica de particionamento explícito ('split-explicit') (GADD, 1978) para integração no tempo e originalmente o esquema convectivo é chamado antes do esquema de microfísica de nuvens:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{rad} + \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{adv} + \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{turb} + \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{conv} + \left(\frac{\partial T}{\partial t}\right)_{micro} \quad (3.9)$$


O intuito deste experimento é verificar se o esquema convectivo, sendo chamado primeiro, estaria retirando muita umidade da atmosfera, impedindo desta maneira que o esquema de microfísica encontre ar saturado e produza precipitação. Com isso, é possível verificar se os padrões de precipitação são melhores representados ativando primeiro o esquema de microfísica de nuvens.

### 3.5.3 Ajuste do perfil de referência da umidade em função da topografia

São realizados ajustes nos parâmetros termodinâmicos do perfil de referência de umidade do esquema de BMJ. Foi tomado como referência os valores de déficit de pressão de saturação (DSP) utilizados atualmente no modelo eta com resolução de 8 km:

$$\text{DSP} = (-3375, -4125 -1500) \text{ (hPa)} \quad (3.10)$$

A partir destes valores, é sugerido um perfil de valores de DSP que variam em função da topografia, com o intuito de facilitar a produção de precipitação sobre regiões de topografia mais elevada. É testada uma função onde os valores de DSP variam exponencialmente com a topografia. A função utilizada foi:

$$\text{DSP}_z = \text{Exp } \alpha \text{ ( -3375, -4125, -1500) (hPa)} \quad (3.11)$$

$$\alpha = Z/Z_{\text{ref}} \quad (3.12)$$

Onde  $\alpha$  é função da elevação da topografia e varia de 0 em 500m, a 1 em 3000m. Neste teste, a partir de 500m de altitude, os valores de DSP aumentam exponencialmente com a topografia até aproximadamente  $Z_{\text{ref}}=3000\text{m}$ . O aumento do déficit de pressão de saturação implica na construção de um perfil de referência de umidade para uma atmosfera seca, portanto irá retirar mais umidade da atmosfera em forma de chuva.

Ao se alterar os parâmetros de déficit de pressão de saturação, o perfil de referência do esquema de convecção muda e diferenças significativas, principalmente em termos de magnitude da precipitação, são esperadas. Esta modificação tem a finalidade de aumentar a produção de precipitação nas alturas mais elevadas das montanhas.

### 3.5.4 Mudança da temperatura da parcela para disparo do esquema convectivo BMJ

Neste experimento é alterada a temperatura da camada de ar do esquema BMJ que dispara a convecção, de forma a ter a convecção sobre o topo das montanhas. Para isso, a temperatura da camada que determina a instabilidade da parcela é substituída pela temperatura a 2 metros da superfície nas regiões com altitude acima de 1000m.

A profundidade das camadas do modelo aumenta à medida que aumenta a altitude, isto pode estar gerando temperaturas muito baixas nas camadas representativas dos topos das montanhas, dificultando a instabilidade.

- A temperatura do ar ( $T_{cam}$ ) na primeira camada sobre os topos das montanhas é substituída por uma temperatura que equivale à temperatura 2 metros da superfície. Com isso espera-se que a instabilidade atmosférica/camada limite seja detectada mais facilmente nas regiões de topografia elevada. Portanto em pressão à superfície menor que 880 mb,  $T_{cam} = T_{2m}$ .

A determinação da mudança da temperatura de disparo se dá em função da pressão na superfície do ponto de grade do modelo. A escolha da pressão  $< 880\text{mb}$  teve como base a pressão de uma atmosfera padrão, onde 880mb corresponde a aproximadamente 1080 metros de altitude (Figura 3.8):

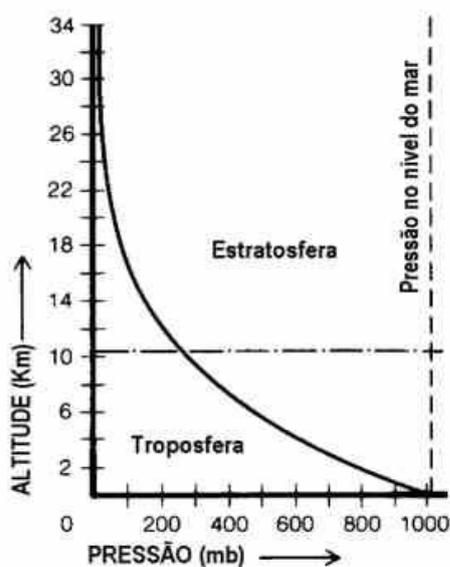


Figura 3.8 – Diagrama da pressão para uma atmosfera padrão.

### 3.5.5 Avaliação das simulações

Avaliações subjetivas e objetivas do modelo são realizadas visando identificar erros sistemáticos e tendências que podem ser informações úteis para o previsor e nortear as pesquisas de redução de erros. Os experimentos são analisados através dos campos de precipitação, vento e movimento vertical.

Para analisar a magnitude da precipitação, o posicionamento e a evolução dos sistemas precipitantes as simulações são comparadas com os valores médios de precipitação estimados pelos satélites TRMM e CMORPH. São analisados campos semelhantes aos utilizados para identificar os erros sistemáticos a fim de verificar se estes erros persistem após os ajustes nas parametrizações. É importante ressaltar que os campos analisados possuem diferentes resoluções espacial e temporal, portanto a comparação dos resultados obtidos com as simulações e dados estimados de satélites são feita de forma subjetiva.

Esta etapa consiste em caracterizar o padrão das simulações da precipitação e identificar os erros sistemáticos associados às regiões de topografia complexa. Nesta seção estão

listados alguns casos da simulação controle do modelo Eta 8 km em que foi verificado precipitação mínima ou ausência de precipitação nas regiões de altas montanhas, como indicado pelas elipses de cor preta das Figuras 3.9.

Na Figura 3.9 são apresentados alguns casos onde é possível verificar a deficiência do modelo na produção de precipitação nas localidades de topografia elevada. A região onde o modelo não foi capaz de gerar precipitação corretamente está destacada pelo contorno preto. É possível verificar as falhas nos topos, formando uma descontinuidade nos campos de precipitação, onde ocorrem subestimativa ou até mesmo ausência de precipitação. Este padrão sistemático não é verificado nos campos de precipitação estimada pelos satélites, nos quais se verifica campos de precipitação mais contínuos. As simulações com prazos de 36 e 60 horas de antecedência são comparadas com dados estimados pelos satélites TRMM e CMORPH.

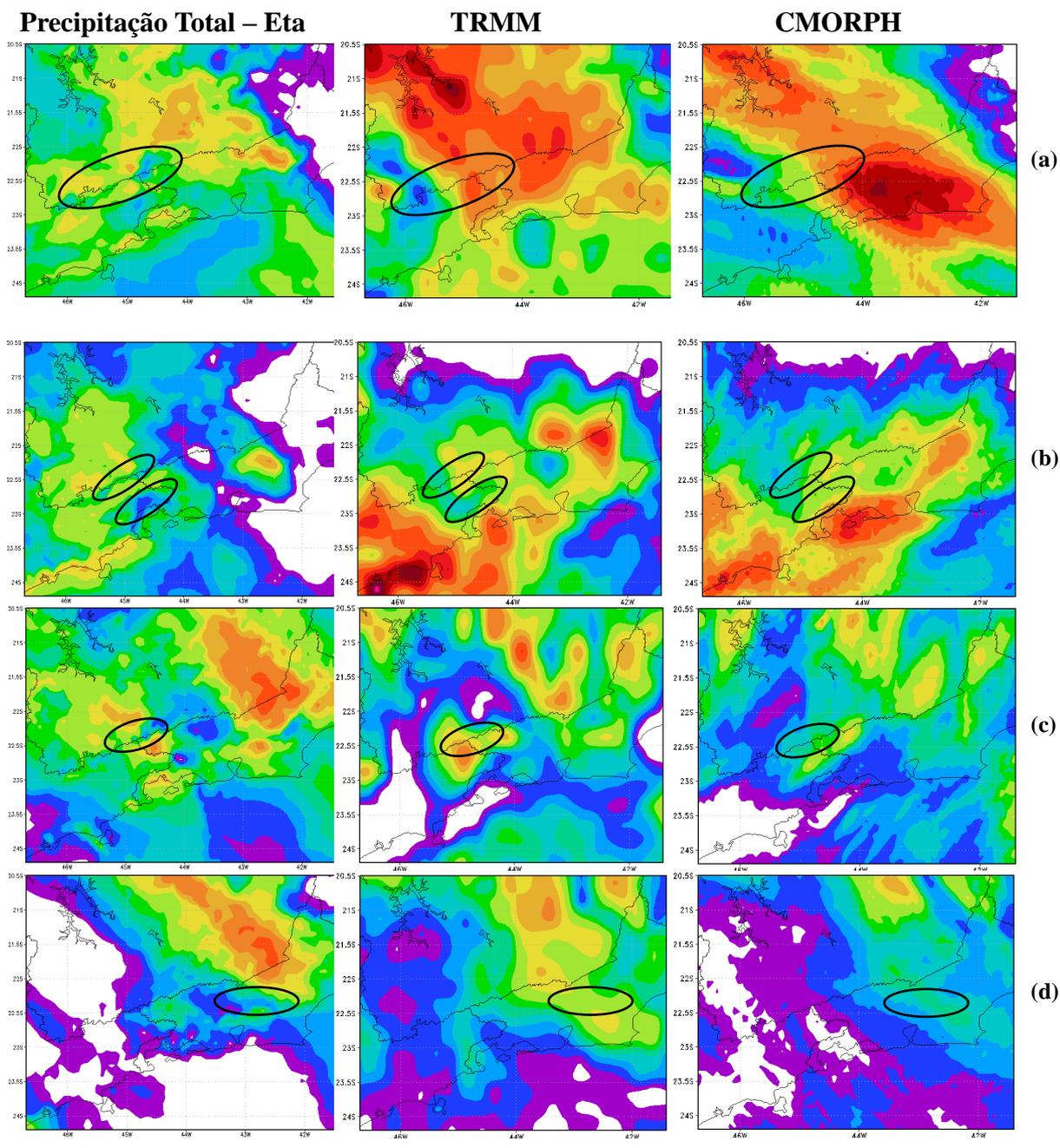


Figura 3.9 – Precipitação simulada pelo modelo Eta (coluna 1), em diferentes prazos de previsão, e precipitação estimada pelos satélites TRMM e CMORPH (colunas 2 e 3, respectivamente) acumulada em 24h das 12Z do dia anterior até às 12Z do dia (a) 20 de dezembro de 2007, (b) 11 de janeiro de 2011, (c) 26 de novembro de 2005, (d) 21 de dezembro de 2007, (e) 31 de janeiro de 2008 e (f) 12 de janeiro de 2011. (Continua)

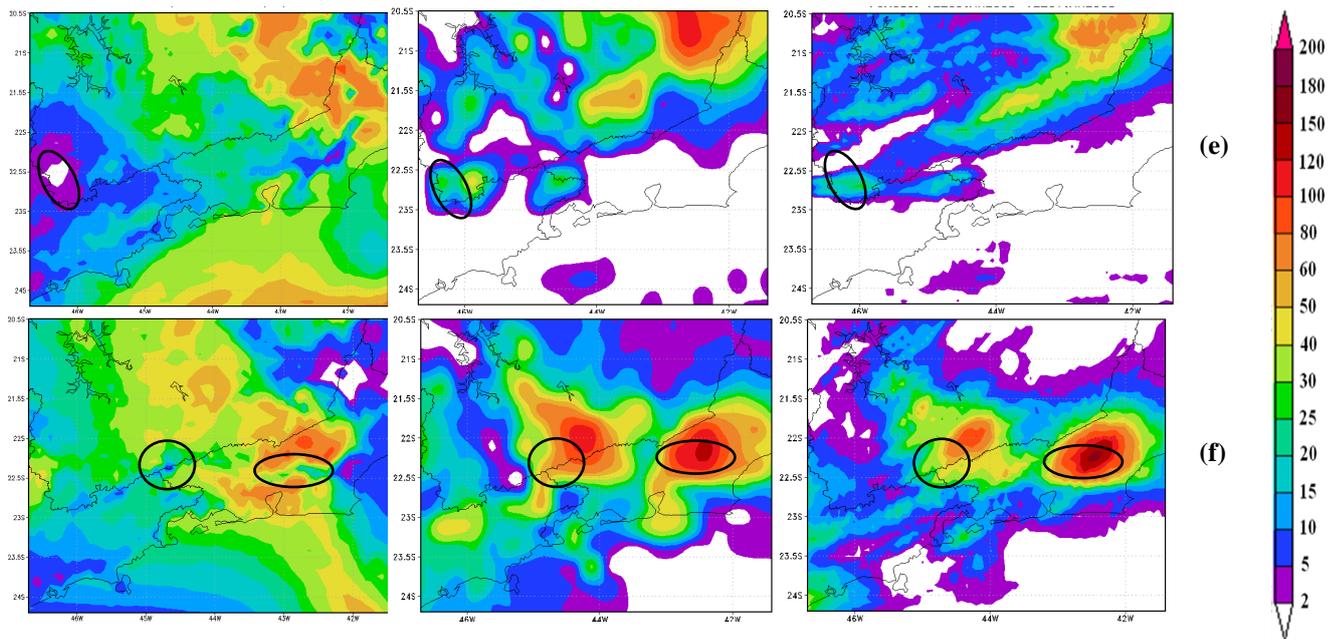


Figura 3.9 – Conclusão

É possível observar que as falhas nos campos de precipitação simulados são sempre verificadas nas regiões de topografia elevada, principalmente sobre o topo da Serra da Mantiqueira no Sul de MG, da Serra da Bocaina na divisa de SP e RJ e da Serra do Mar.

### 3.5.5.1. Avaliação objetiva

Para avaliar a destreza do modelo nos casos estudados é realizada uma avaliação de forma objetiva das simulações através dos índices estatísticos *Equitable Threat Score* (ETS) e Bias ou viés.

O ETS mede a habilidade em prever um dado limiar numa localização. Ele é utilizado como variável principal para a verificação da previsão na forma categórica da precipitação e é usado juntamente com o índice Bias. Quanto maior for o ETS, melhor a habilidade do modelo em prever o limiar de chuva. O ETS é dado por:

$$ETS = \frac{H - CH}{F + O - H - CH} \quad \therefore \quad CH = \frac{F \times O}{N} \quad (3.13)$$

Onde H é o número de pontos com simulação correta acima do limiar (*hits*), F é o número de pontos com simulações de precipitação acima do limiar, O é o número de pontos onde foi observada precipitação acima do limiar e N é o número de pontos de grade no domínio de verificação.

O índice Bias indica quão bem o modelo previu a frequência da ocorrência de um dado limiar, embora não forneça informações sobre a acurácia das previsões, isto é, indica a tendência do erro. Revela superestimativa sistemática ( $Bias > 1$ ) e subestimativa ( $Bias < 1$ ) do modelo quando calculados sobre muitos casos. Trata-se de um índice de avaliação de previsões categóricas. Quando uma previsão é perfeita, temos um valor de Bias igual a 1.

$$BIAS = \frac{F}{O} \quad (3.14)$$

Onde F é o n° de eventos simulados e O é o n° observado.

Para cálculo dos índices ETS e Bias, utilizou-se as simulações de 11 eventos de chuvas intensas a fim de constituir um conjunto mais representativo de cada experimento.

#### 4. RESULTADOS

Na seção 3.5.5, foi apresentado um conjunto de casos demonstrando a deficiência do modelo na simulação da distribuição e intensidade das chuvas em regiões de topografia elevada. Tal deficiência é verificada em todo o domínio das simulações, isto é, toda região Sudeste do Brasil que apresenta topografia elevada. Entretanto, para maior detalhamento do problema em questão, é apresentada uma ampliação na região de topografia complexa situada entre os Estados de MG, SP e RJ, próxima ao litoral de SP e RJ (Figura 4.1).

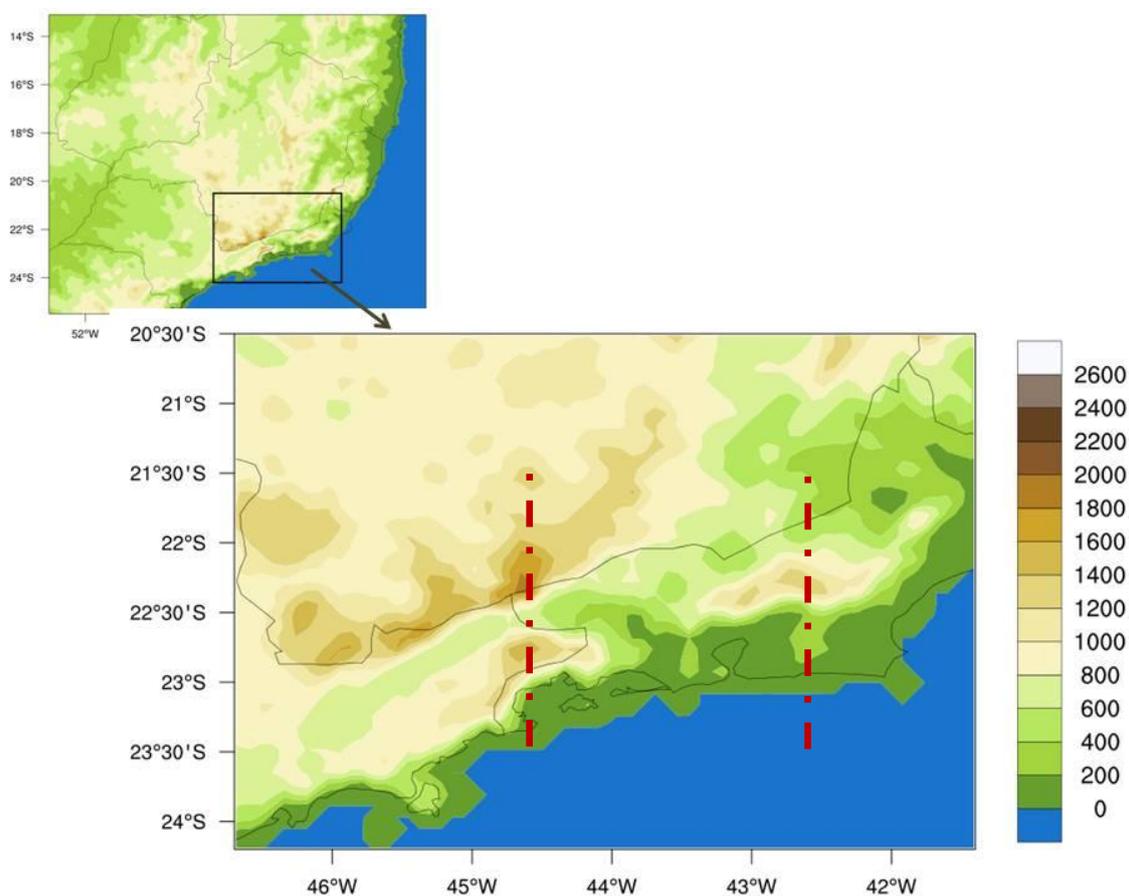


Figura 4.1 – Topografia (m) da região de estudo em sombreado. Localização das seções dos cortes transversais (linhas tracejadas vermelhas) referentes ao caso de janeiro de 2011 na longitude de 42,6°W e ao caso de dezembro de 2007 na longitude de 44,7°W.

Os campos da precipitação simulada de cada experimento numérico e suas diferenças com relação ao experimento controle e a comparação com dados estimados de satélites são apresentados com o intuito de determinar as respostas do modelo a cada ajuste dos esquemas de produção de precipitação sobre as regiões de interesse. Estes experimentos têm como objetivo realizar testes de sensibilidade no modelo e verificar as respostas deste em relação à produção de precipitação intensa sobre montanhas. Para analisar as mudanças no padrão de escoamento sobre regiões topográficas também são mostrados os campos de movimentos verticais para cada experimento.

Foram selecionados casos associados à atuação do sistema ZCAS e que provocaram chuva de elevada intensidade. Apesar de o episódio ZCAS ser fortemente influenciado pela grande escala, ocorrem processos de mesoescala intensificados pela presença de topografia e de contraste entre terra e mar, tais como encontrados na região da Serra do Mar. Como consequência, a alta quantidade de chuva favorece a ocorrência de desastres naturais tais como deslizamentos e inundações.

Dentre os 11 casos de ZCAS simulados, um caso foi escolhido para uma demonstração mais detalhada dos experimentos, e um segundo caso é utilizado para verificar a coerência dos resultados encontrados no primeiro caso. Nas avaliações objetivas através de índices estatísticos foram considerados os 11 eventos selecionados.

Inicialmente, uma descrição sinótica do evento é apresentada, seguindo com uma análise dos campos da simulação controle e, posteriormente, uma discussão e avaliação dos demais experimentos em relação à simulação controle é exposta.

#### **4.1. Caso janeiro de 2011 (descrição sinótica)**

A partir do dia 11 de janeiro de 2011 um canal de umidade associada à configuração de um episódio de ZCAS provocou acúmulos significativos de chuva em grande parte do Sudeste do país. A situação mais crítica associada à ZCAS ocorreu no Estado do RJ, principalmente na região Serrana do Estado, que no dia 12 sofreu a maior tragédia natural já observada no país. Uma forte chuva atingiu a região durante várias horas seguidas acumulando mais de 166 mm, entre os dias 11 e 12, em Nova Friburgo (INMET). As áreas mais atingidas foram as regiões de Nova Friburgo, Teresópolis e Petrópolis - RJ. Muitas casas e bairros destruídos, milhões de reais em prejuízos e mais de 900 mortos e centenas desaparecidos, somente nas cidades da Região Serrana.

Verificam-se na Figura 4.2 as estimativas de precipitação pelos satélites TRMM e CMORPH dos dias 11 e 12 de janeiro. De forma geral, os valores do TRMM e CMORPH concordam entre si. Para que se obtivesse o acumulado de 24 horas de chuva com os dados estimados pelo TRMM (CMORPH), estes foram somados e multiplicados (divididos) por um fator de três (dois), pois apresentam resolução temporal de três horas (meia hora). As medidas de precipitação estimada pelos satélites TRMM e CMORPH mostram que entre os dias 10, 11 e 12 havia núcleos de precipitação intensa na região Serrana do Estado do RJ. As imagens apontam acumulados de mais de 180 mm em 24 horas nesta região, o que corrobora com os dados registrados pelo INMET.

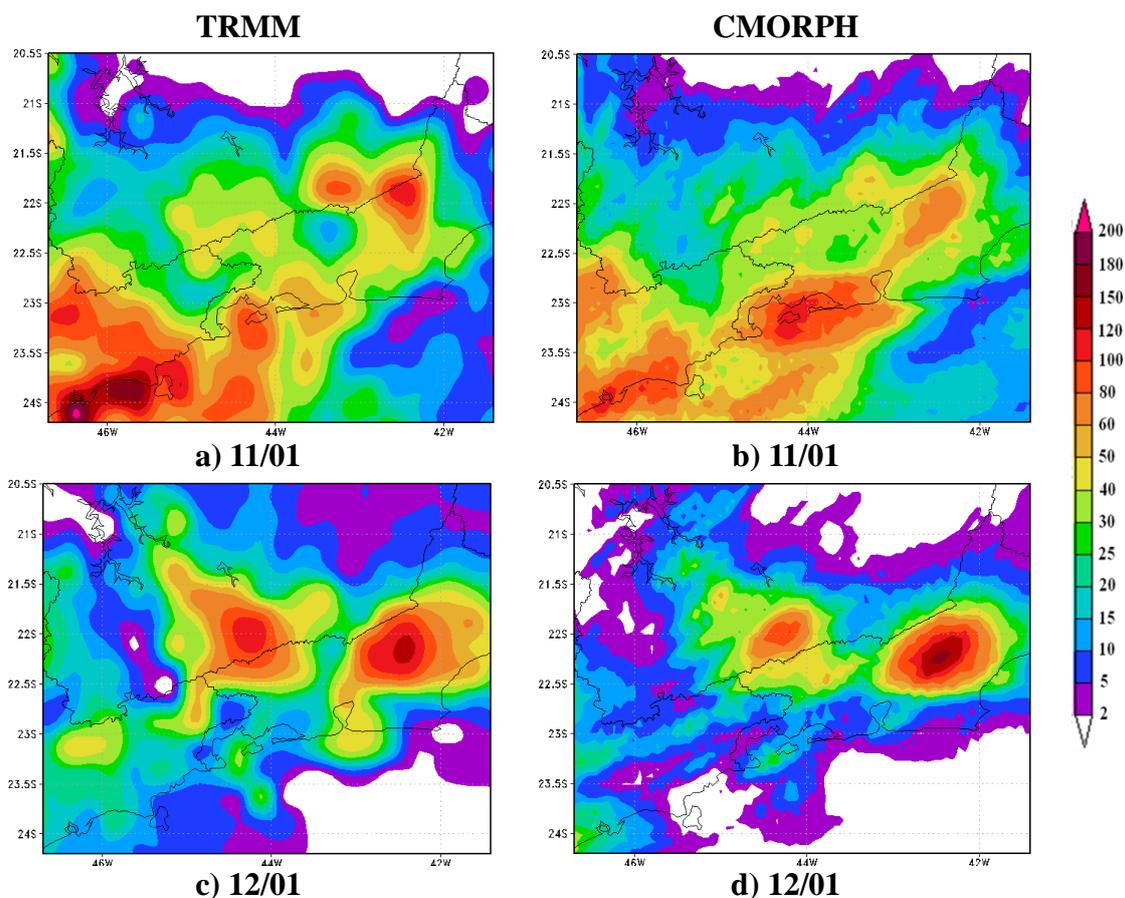


Figura 4.2 – Precipitação estimada (mm/dia) pelos satélites TRMM (a e c) e CMORPH (b e d), acumulada em 24h das 12Z do dia anterior até as 12Z dos dias 11 (a e b) e 12 (c e d) de janeiro de 2011.

Para analisar as chuvas intensas que ocorreram neste período, uma breve descrição sinótica é apresentada a seguir através de campos de imagem de satélite e carta sinótica de superfície das 06 UTC do dia 12 que é aproximadamente o horário de maior intensidade da precipitação. A extensa banda de nebulosidade (de tonalidade cinza) que se estende pelas Regiões Norte, Centro-Oeste e parte das regiões Nordeste e Sudeste do Brasil, seguindo pelo Oceano Atlântico, associa-se à atuação da Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (Figura 4.3a). A análise sinótica elaborada pelo Grupo de Previsão de Tempo do CPTEC (GPT/CPTEC) que se refere às 06Z do dia 12 mostra que o tempo em grande parte da região Sudeste estava sendo influenciado pela atuação da ZCAS que favorecia o transporte de umidade para a região, especialmente sobre a região Serrana do RJ (Figura 4.3b). Neste dia atuava também um centro de baixa pressão (1004 hPa) sobre o Oceano Atlântico próximo ao litoral de SP e RJ.

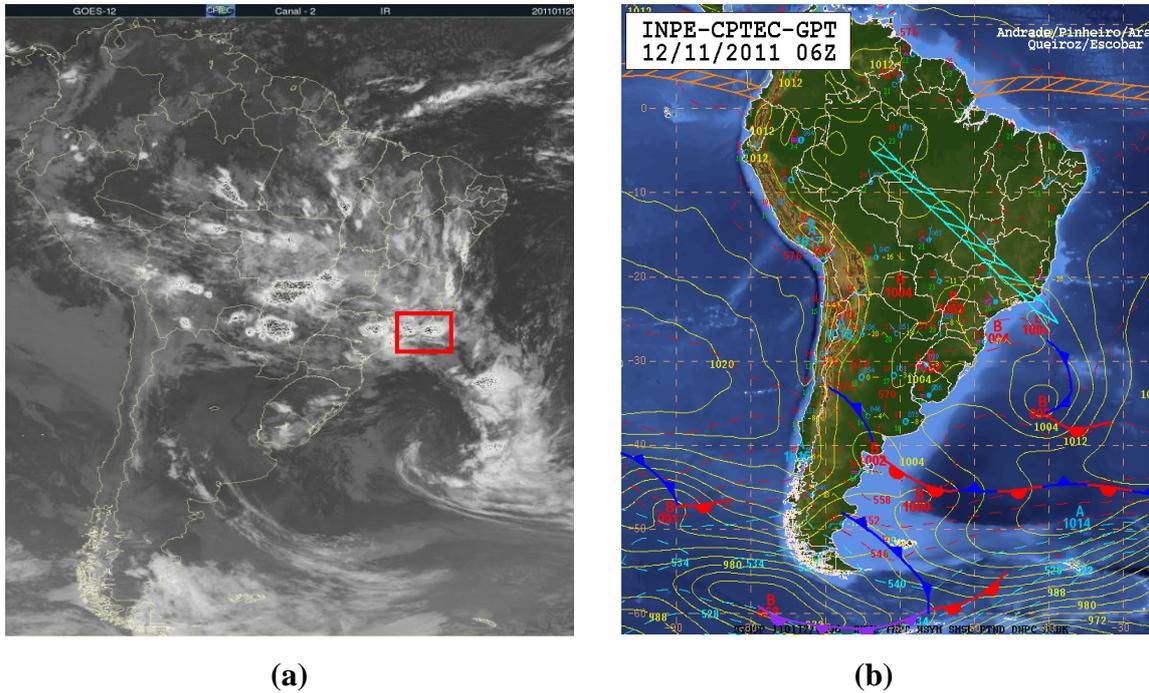
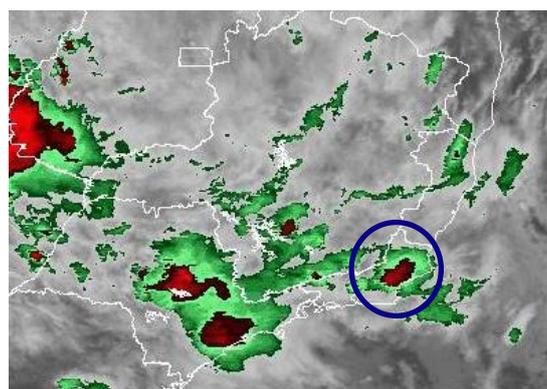
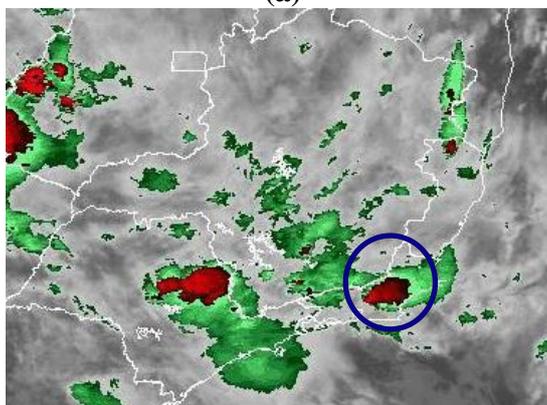


Figura 4.3 – (a) Imagem do Satélite GOES-12 no canal 2 infravermelho às 06:15Z e (b) carta de superfície para o dia 12 de janeiro de 2011.

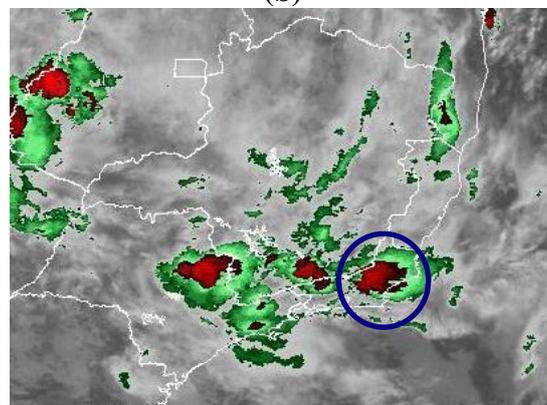
Nas imagens realçadas do satélite GOES-12 verifica-se que às 06Z do dia 12 (Figura 4.4c) havia um núcleo convectivo bastante intenso sobre a região Serrana do RJ. Os tons em vermelho indicam topos de nuvens muito frios, comprovando instabilidade convectiva até níveis mais altos (cbs) e gerando chuvas intensas, enquanto que os tons em verde indicam chuvas moderadas. A Figura 4.4 mostra a persistência da precipitação intensa que provocou acumulados significativos nesta região desde 03Z (Figura 4.4a), vindo a enfraquecer por volta das 07Z.



(a)



(b)



(c)

Figura 4.4 – Imagem de satélite GOES-12 realçada do dia 12 de janeiro de 2011 às (a) 03:15Z, (b) 05:00Z e (c) 06:15Z.

Em superfície, dados de reanálise do CFSR/NCEP mostram a partir da pressão ao nível médio do mar do dia 12, o eixo de um cavado no litoral do RJ e ES (Figura 4.5b) associado a um centro de baixa pressão no oceano, próximo ao litoral de São Paulo e Rio de Janeiro. Esse centro se desintensifica e às 12Z do dia 12 (Figura 4.5c).

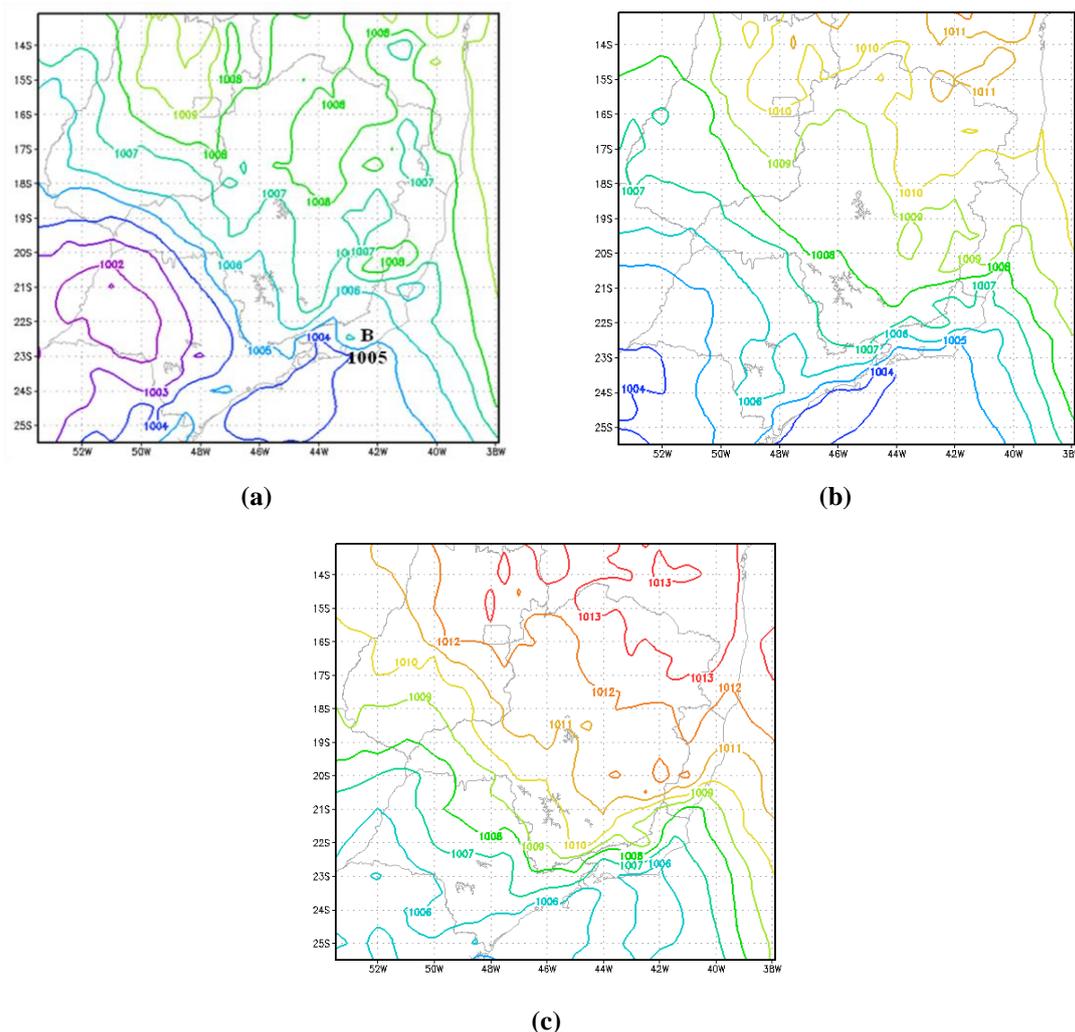


Figura 4.5 – Evolução dos campos de pressão à nível médio do mar (hPa) às (a) 18Z do dia 11 e às (b) 06Z e (c) 12Z do dia 12 de janeiro de 2011. Dados de reanálises CFSR.

O vento em 850 hPa mostra um escoamento de noroeste e de norte sobre MG e RJ, resultando em confluência com ventos mais intensos sobre a região serrana e o posicionamento de um cavado sobre o litoral de SP e RJ (Figura 4.6b;c) que como mostrado anteriormente, se dissipa da tarde do dia 12 de janeiro (Figura 4.6d). O escoamento em 850 hPa mostra o sentido do vento em relação à localização Serra do Mar e região Serrana do RJ, indicando que a chuva se deslocou no sentido do noroeste do continente para o litoral sudeste, de forma quase que totalmente perpendicular à encosta da serra.

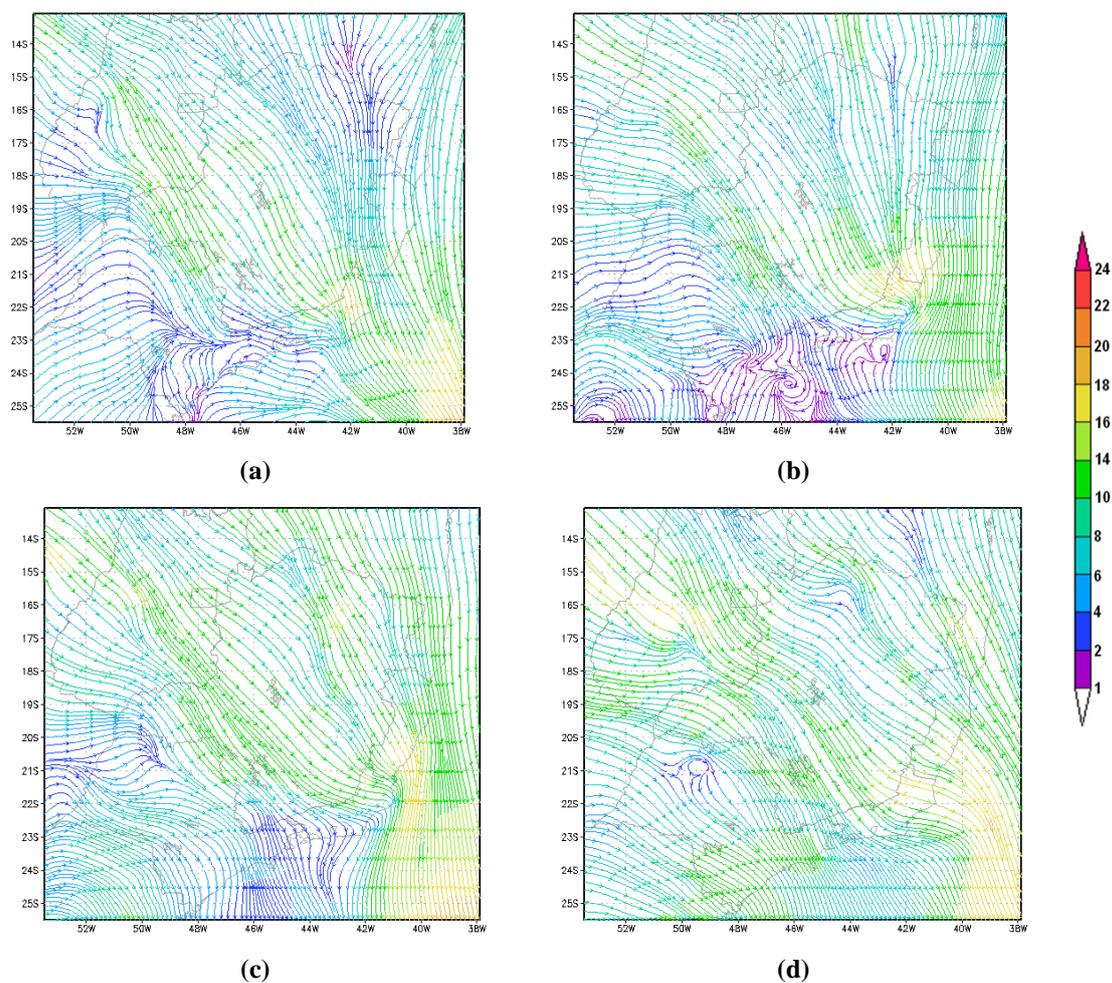


Figura 4.6 – Vento (m/s) em 850 hPa às (a) 18Z do dia 11 e às (b) 00Z, (c) 06Z e (d) 12Z do dia 12 de janeiro de 2011.

## 4.2. Simulações numéricas

No presente trabalho são realizadas simulações utilizando o modelo Eta com resolução horizontal de 8 km afim de verificar a destreza desta versão do modelo na simulação de precipitação intensa em regiões de topografia complexa e testar alguns ajustes no esquema de produção de precipitação convectiva. Para isso, foram executadas: uma simulação controle, que é utilizada como referência para comparação, uma simulação com inversão na ordem de chamada dos esquemas de parametrização de produção de

precipitação, simulações com ajustes nos parâmetros do perfil de umidade de referência da parametrização convectiva BMJ e simulações alterando os critérios de disparo convectivo em função da altitude. Estas simulações serão daqui por diante referenciadas como CTL, INV, DSPz e Tpar, respectivamente e suas descrições são apresentadas resumidamente na Tabela 4.1 a seguir:

Tabela 4.1 – Descrição dos experimentos.

<b>Nome</b>	<b>Descrição</b>
Experimento <b>CTL</b>	Versão original do modelo Eta 8 km
Experimento <b>INV</b>	Inversão na ordem de chamada da parametrização de chuva (convecção x microfísica)
Experimento <b>DSPz</b>	Ajustes nos parâmetros do perfil termodinâmico de referência do esquema BMJ
Experimento <b>Tpar</b>	Teste com mudança da temperatura de disparo da instabilidade convectiva

Inicialmente, todos os 11 eventos selecionados foram simulados para as diferentes alterações nos esquemas de produção de precipitação, utilizando a parametrização convectiva de BMJ e de microfísica de nuvens Ferrier. Os impactos destes ajustes sobre a produção de precipitação em regiões de topografia elevada e sobre outras variáveis atmosféricas são analisados e comparados com a simulação controle. As simulações produzidas pelo modelo são analisadas em áreas específicas de topografia elevada, que corresponde principalmente à região que compreende a Serra da Mantiqueira, Serra da Bocaina e a Serra do Mar (Figura 4.1).

#### **4.2.1. Simulação controle**

O experimento CTL foi conduzido com a configuração do esquema BMJ original para avaliarmos as alterações propostas. Inicialmente, foram feitos alguns testes para ajustar os valores do parâmetro de déficit de pressão de saturação para uma resolução horizontal de 8 km. Os valores atribuídos aos parâmetros estão indicados na seção 3.5.1 (Tabela 3).

A avaliação dos experimentos se baseou principalmente na comparação dos campos de precipitação simulados sobre regiões topográficas com dados estimados pelos satélites TRMM e CMORPH, como observações.

O campo de pressão ao nível médio do mar simulado pelo modelo, inicializado às 00Z do dia 10 de janeiro, mostra que nos dias 11 e 12 havia um cavado no litoral do RJ e ES associado a uma baixa pressão de 1004 hPa localizada a leste e no litoral de SP (Figura 4.7b;c). Esses campos estão coerentes com os dados da reanálise CFSR/NCEP (Figura 4.5), contudo, um pouco mais detalhado devido à resolução da topografia e resolução horizontal do modelo. Além disso, os centros de baixas pressões estão mais intensificados, apesar do padrão horizontal ser semelhante ao das reanálises do CFSR.

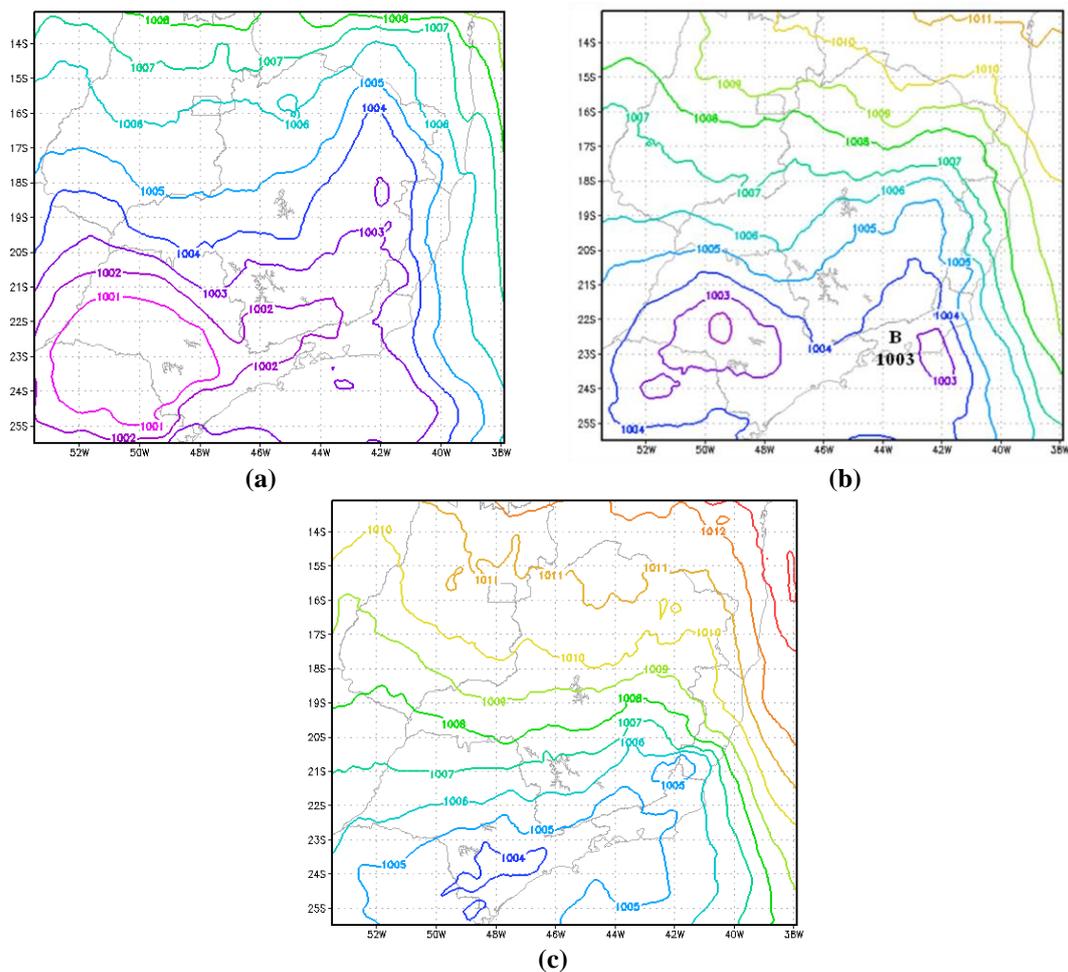


Figura 4.7 – Pressão ao nível médio do mar (hPa) da simulação CTL às 18Z do dia 11 e às 06Z e 12Z do dia 12 de janeiro de 2011.

A Figura 4.8 mostra o escoamento do vento em relação à topografia. As linhas de corrente (linhas pretas) indicam a direção do vento em 850 hPa sobre a região de estudo que compreende a região de montanhas elevadas do SEB, durante os horários que antecederam e durante o evento de chuva intensa do dia 12 de janeiro de 2011. De acordo com Fu (1995) a interação entre as montanhas e a atmosfera depende de fatores como a velocidade e direção do vento em relação à inclinação da encosta da barreira topográfica e a estabilidade atmosférica. Neste caso, é fácil notar que o escoamento é basicamente perpendicular à Serra do Mar na região Serrana do RJ, e o escoamento se desloca no sentido de Norte para Sul.

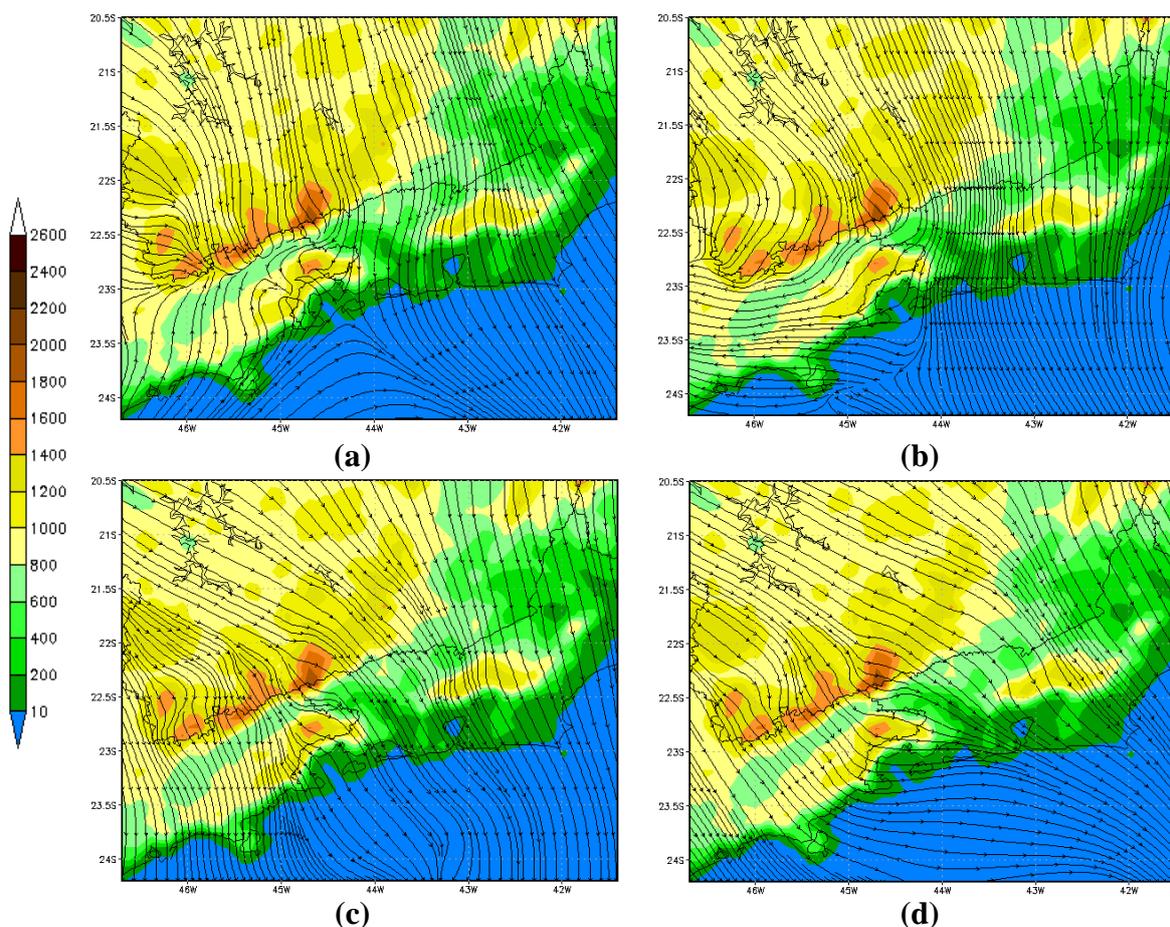


Figura 4.8 – Topografia (m) em sombreado e campos de linhas de corrente simulados em 850 hPa às (a) 18Z do dia 11 e às (b) 00Z, (c) 06Z e (d) 12Z do dia 12 de janeiro de 2011.

A precipitação acumulada em 24 horas (das 12Z do dia 11 até o dia 12 de janeiro) durante o evento, simulada pelo experimento CTL sobre a região de estudo é apresentada na Figura 4.9. A comparação dos campos de precipitação com os dados de estimados de satélites (Figura 4.2) mostram que o modelo conseguiu reproduzir relativamente bem o padrão e a localização do sistema atuante, indicando a região de precipitação mais intensa próxima à região Serrana do RJ e sudeste de MG. No entanto, é fácil observar as falhas de precipitação simuladas pelo modelo que coincidem com as regiões de topografia mais elevada, principalmente sobre a Serra do Mar no RJ, onde ocorreram os acumulados mais significativos. Nota-se claramente o mínimo de precipitação com acumulado de aproximadamente 30 mm no topo da região Serrana do RJ enquanto que nos campos de observação a precipitação é contínua nessa região e

apresentam acumulados acima de 150 mm.

Outro fator interessante identificado nas simulações CTL é a tendência de sistemática de superestimativa da precipitação na região a barlavento da região Serrana, próximo ao Estado de MG seguido de uma subestimativa no topo da montanha, o que acarreta a uma distribuição da intensidade da precipitação errônea nesta região.

Na Figura 4.9 verifica-se que uma parte da precipitação simulada pelo modelo é originada do esquema de microfísica de nuvens, no entanto, a maior parte é de origem convectiva. Analisando partição da precipitação total em partes convectiva e estratiforme pode-se inferir que o problema da subestimativa da precipitação no topo da montanha está associado ao esquema de convecção cumulus, uma vez que o campo de precipitação convectiva apresenta ausência de precipitação na região de topografia elevada. Tal hipótese corrobora com os resultados obtidos por Avalos (2009) e Schwitalla et al. (2008), que associam os erros na distribuição espacial e da intensidade da precipitação ao esquema de convecção profunda de Betts-Miller (1986).

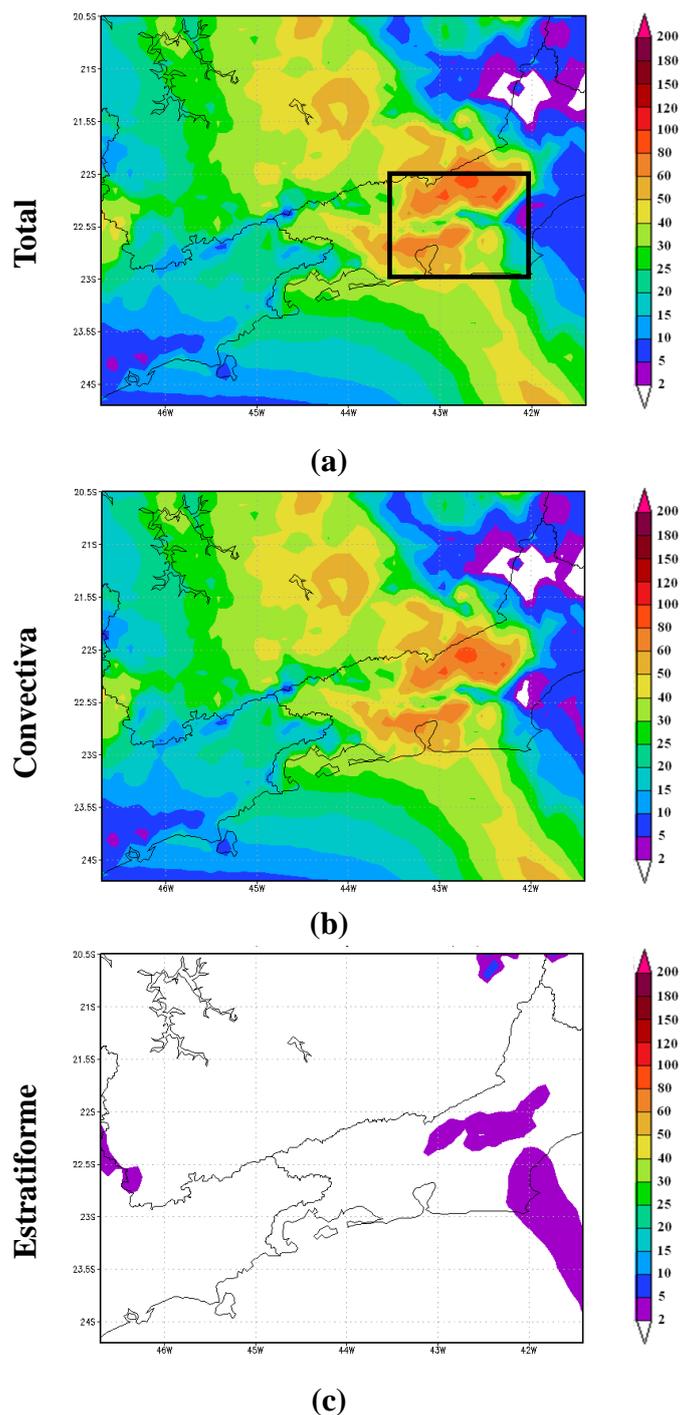


Figura 4.9 – Precipitação total (a), convectiva (b) e estratiforme (c) acumulada em 24h (mm/dia) da simulação controle para o evento de precipitação intensa ocorrida entre os dias 11 e 12 de janeiro de 2011 sobre a região Serrana do RJ. As linhas mostram os prazos de simulações do modelo para: 60h (válido para o dia 12/01/2011 às 12Z).

Buscando solucionar o problema da deficiência do modelo na produção de precipitação sobre regiões de topografia complexa, alguns experimentos são testados com o intuito de melhorar a destreza das simulações de chuvas intensas sobre tais regiões. Os resultados dos experimentos são apresentados a seguir.

#### **4.2.2. Inversão da ordem de chamada dos esquemas (INV)**

Nesta seção é verificado o impacto da inversão da ordem de chamada dos esquemas de parametrização convectiva (BMJ) com o esquema de microfísica de nuvens (Ferrier, 2002). Uma vez que o modelo utiliza o método de particionamento explícito ('split-explicit') (GADD, 1978) para integração no tempo, a parametrização de convecção (BMJ) é chamada primeira e posteriormente a parametrização de microfísica (Ferrier) é chamada, seguindo uma ordem sequencial. A inversão é feita no intuito de verificar se o esquema convectivo atuando primeiro retira muita umidade da atmosfera, impedindo que o esquema de microfísica encontre ar saturado e produza precipitação nas regiões de topografia elevada. Com isso, pretende-se verificar se os padrões de precipitação são melhores representados ativando primeiro o esquema de microfísica de nuvens e depois o esquema convectivo.

A Figura 4.10 mostra a partição da precipitação total acumulada em 24 horas das 12Z do dia 11 até o dia 12 de janeiro, simulada com o experimento INV. A coluna da esquerda apresenta a simulação INV e a coluna da direita mostra a diferença entre os campos de precipitação da simulação INV e a simulação CTL. As áreas em tons de amarelo e tons de vermelho indicam aumento de chuva e as áreas em azul indicam redução da chuva em relação ao experimento CTL. Os campos de diferenças apresentam variações de precipitação diária de redução de até 17 mm e acréscimo de mais de 22 mm. Quanto à divisão da precipitação em partes convectiva e estratiforme, conforme se esperava com a inversão da ordem de chamada dos esquemas, a porção estratiforme aumenta sua contribuição para o valor total da precipitação. No entanto, os valores da parte estratiforme ainda são significativamente menores em relação à convectiva. Observa-se que a precipitação convectiva (Figura 4.10d) deste experimento aumentou na divisa

entre MG e RJ e em parte do litoral do RJ, no entanto, na Região Serrana do RJ houve significativa redução da precipitação convectiva com o experimento INV. De forma geral, percebe-se que o aumento da precipitação estratiforme produzida pelo esquema de microfísica de nuvens ocorreu principalmente sobre grande parte da região Serrana onde foi registrado o evento de chuva intensa (Figura 4.10f).

Nota-se que grande parte da redução na precipitação total em relação à simulação CTL foi provocada por uma menor atividade no esquema convectivo (Figura 4.10c;d) uma vez que o esquema de microfísica de nuvens é chamado primeiro. A menor atividade do esquema convectivo contribui para um aumento gradativo na quantidade e na área de cobertura da precipitação produzida pelo esquema de microfísica de nuvens. Esse aumento da precipitação estratiforme se deve ao fato de que mais umidade estaria disponível no ponto de grade do modelo próximo a saturação, sendo assim o esquema de microfísica de nuvens Ferrier torna-se mais ativo, produzindo maior volume de precipitação estratiforme. Esses resultados indicam a possibilidade de parte da chuva observada sobre os topos da região Serrana terem sido do tipo estratiforme.

De forma geral, há similaridade entre os campos de precipitação gerados pelas simulações CTL e INV quanto ao posicionamento das áreas de precipitação. Ambas as simulações (CTL e INV) apresentam deficiência na produção de precipitação sobre o topo da região de Serrana do Estado do RJ. Nota-se ainda na simulação INV, uma área precipitante sobre o litoral do RJ seguindo no oceano Atlântico. Apesar de não ser representada nas estimativas dos satélites TRMM e CMORPH, a precipitação sobre o litoral e o oceano da simulação INV está de acordo com as imagens de satélite GOES-12 no canal visível (imagem não mostrada), do dia 12 de janeiro de 2011, onde uma banda de nebulosidade sobre esta região é verificada.

Portanto, o aumento da precipitação estratiforme produzido sobre a região Serrana do RJ na simulação INV não foi suficiente para corrigir a subestimativa da precipitação nesta área e a inibição do esquema convectivo impactou na redução da precipitação total sobre a região de interesse.

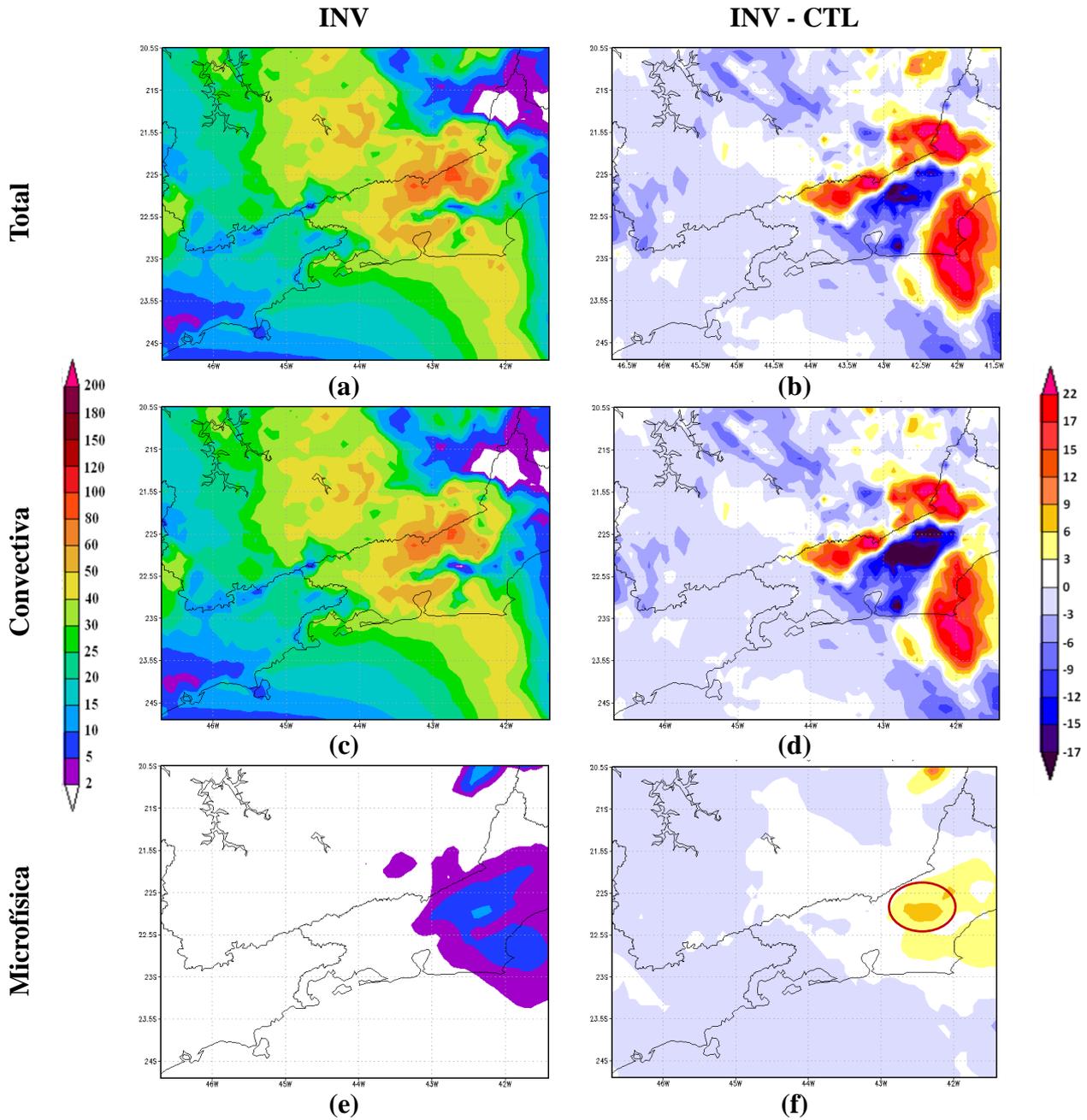


Figura 4.10 – Partição da precipitação (mm/dia) do experimento com a inversão da microfísica (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento e a simulação controle (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 11 até as 12Z do dia 12 de janeiro de 2011. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e de microfísica (e e f). Prazo de previsão de 60h: do dia 10 válido para o dia 12 de janeiro de 2011.

A análise do movimento vertical é importante para se diagnosticar as regiões em que ocorreram fortes movimentos ascendentes, sendo este o fator que contribuiu para a formação de nuvens. Um corte transversal na longitude  $42,6^{\circ}\text{W}$  entre as latitudes  $23,5^{\circ}\text{S}$  e  $21,5^{\circ}\text{S}$  (indicado na Figura 4.1) mostra as mudanças na circulação de vale-montanha sobre a região da simulação. A Figura 4.11 através do vento horizontal (m/s) e do movimento vertical (Pa/s) apresenta uma comparação da circulação do experimento INV (coluna da direita) em relação à simulação CTL (coluna da esquerda).

No horário das 12Z do dia 11 de janeiro (Figura 4.11a;b) observa-se que a simulação INV intensifica levemente o escoamento, principalmente na região a sotavento da montanha e sobre o oceano. No horário das 00Z do dia 12, próximo ao horário de início do evento verifica-se no campo simulado com o experimento INV uma intensificação em toda a seção e principalmente a sotavento. Os movimentos ascendentes apresentam leve intensificação a barlavento da montanha e os movimentos descendentes sobre o topo e a sotavento da montanha tiveram uma intensificação mais considerável em relação ao experimento CTL. Estes resultados indicam que o escoamento atravessa a barreira topográfica e chega a sotavento com maior intensidade na simulação INV. Às 06Z, horário que ocorreram as chuvas de maiores intensidade, os movimentos descendentes sobre o topo da montanha chegaram a níveis mais altos, alcançando o nível de 500 hPa com o experimento INV. O aumento dos movimentos descendentes justificam a redução da chuva simulada pelo experimento INV sobre a região.

Gallus (2000) verificou que é possível que os erros do vento e a franqueza dos movimentos verticais orograficamente induzidos na coordenada Eta poderiam influenciar adversamente a simulação de sistemas precipitantes sobre terrenos complexos. Estes erros são ainda mais significativos a sotavento das montanhas nas versões de alta resolução do modelo.

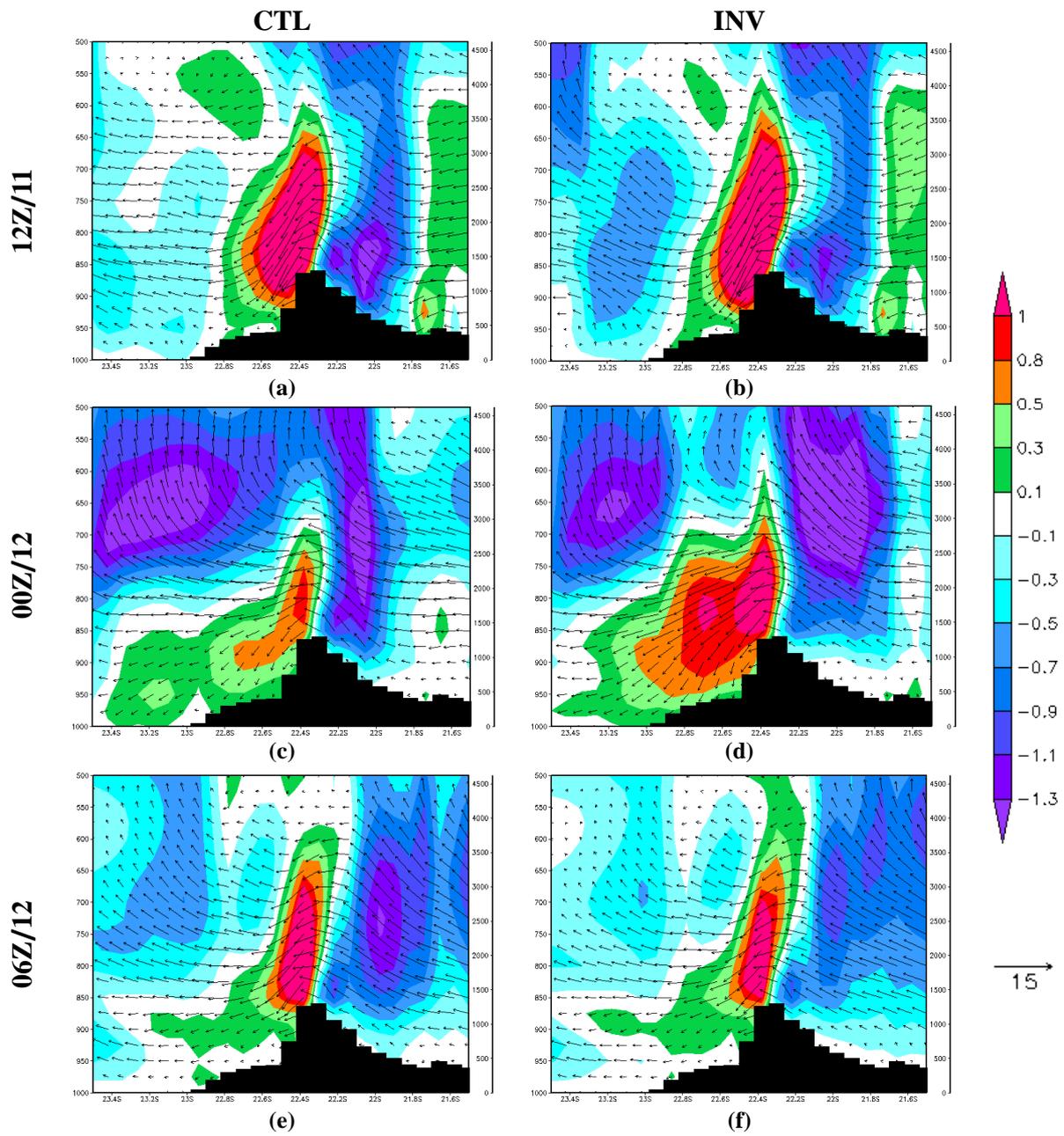


Figura 4.11 - Seção vertical do vento (vetor,m/s) e Omega (sombreado,Pa/s) da simulação CTL (coluna da esquerda) e da simulação INV (coluna da direita), para: (a e b) às 12Z do dia 11, (c e d) 00Z e (e e f) 06Z do dia 12 de janeiro de 2011.

### 4.2.3 Ajuste do perfil de referência da umidade em função da topografia (DSPz)

Neste experimento a ordem de chamada dos esquemas de produção de precipitação é a mesma utilizada na simulação CTL, isto é, primeiro é chamado o esquema de parametrização de convecção e posteriormente o esquema de microfísica de nuvens.

Alguns ajustes nos parâmetros do déficit de pressão de saturação (DSP) do esquema convectivo BMJ são testados. É tomado como referência os valores ajustados para a versão do modelo Eta com resolução de 8km. Os valores sobre o continente equivalem a: DSPB=-3375, DSP0=-4125, DSPT=-1500 (hPa). O tempo de ajuste convectivo é tomado igual a  $\tau_c=3250s$ .

Vaidya e Signh (1997) buscando identificar um conjunto adequado de parâmetros de ajuste do esquema BMJ para um evento de chuva intensa em regiões de orografia verificaram alguns aglomerados de chuvas falsas no domínio do modelo. De acordo com os autores, tais chuvas poderiam talvez dever-se a utilização de perfil de referência de umidade uniforme ao longo de todo o domínio. Janjic (1994) encontraram previsões de chuvas melhoradas com perfis de umidade variáveis.

Neste experimento, os valores dos parâmetros DSP do perfil de referência de umidade aumentam de forma exponencial com a topografia a partir de 500 m até aproximadamente 3000m ( $Z_{ref}$ ) de altitude. O aumento do déficit de pressão de saturação implica na construção de um perfil de referência da umidade seco, portanto mais umidade da atmosfera é retirada em forma de chuva. Mendes L. (2006) verificou que as simulações utilizando um perfil de DSP mais seco e alta resolução horizontal (3 km) foram melhores na captação do início de um evento extremo de precipitação e na continuidade deste até a madrugada do dia seguinte sobre a região de Angra dos Reis-RJ.

A Figura 4.12 mostra a distribuição espacial da precipitação simulada com o experimento DSPz (coluna da esquerda) e as diferenças entre as precipitação convectiva

e estratiforme do experimento DSPz em relação à simulação CTL, acumuladas do dia 11 ao dia 12 (coluna da direita). É possível observar a predominância de valores positivos (tons vermelhos e amarelos) em regiões de topografia elevada, regiões em que a simulação CTL apresentou deficiência na produção de precipitação. Nestas regiões os valores acumulados mostram um aumento tanto da precipitação convectiva quanto da estratiforme. Uma redução da precipitação em relação ao CTL é observada no litoral sul do RJ e em regiões de baixadas na divisa de MG com RJ, a barlavento da região Serrana, o que aumenta a coerência com os campos observados (Figura 4.2c;d). Com a aplicação da função exponencial proposta para os parâmetros do esquema convectivo, reduziu-se substancialmente os mínimos de precipitação encontrados na simulação CTL sobre as regiões de topografia elevada, principalmente sobre a Região Serrana do RJ onde a subestimativa da precipitação foi corrigida. O experimento DSPz produz diferentes padrões de distribuições horizontais, alterando também as quantidades de precipitação convectiva e estratiformes geradas pelo modelo. As alterações realizadas nos parâmetros de déficit de pressão de saturação do esquema convectivo, em geral, implicaram em maior produção de precipitação convectiva em regiões onde já havia precipitação e em alguns locais onde não havia. Observa-se que, a precipitação estratiforme diminuiu razoavelmente em relação ao experimento controle (Figura 4.12f), isso implica que a parametrização convectiva assumiu a produção de grande parte da chuva.

A variação diária da precipitação total simulada pelo experimento DSPz aumentou em mais de 45 mm sobre a região Serrana do RJ e apresentou uma redução de pelo menos 45 mm na região de divisa de MG e RJ e próximo ao litoral Sul do Estado do RJ.

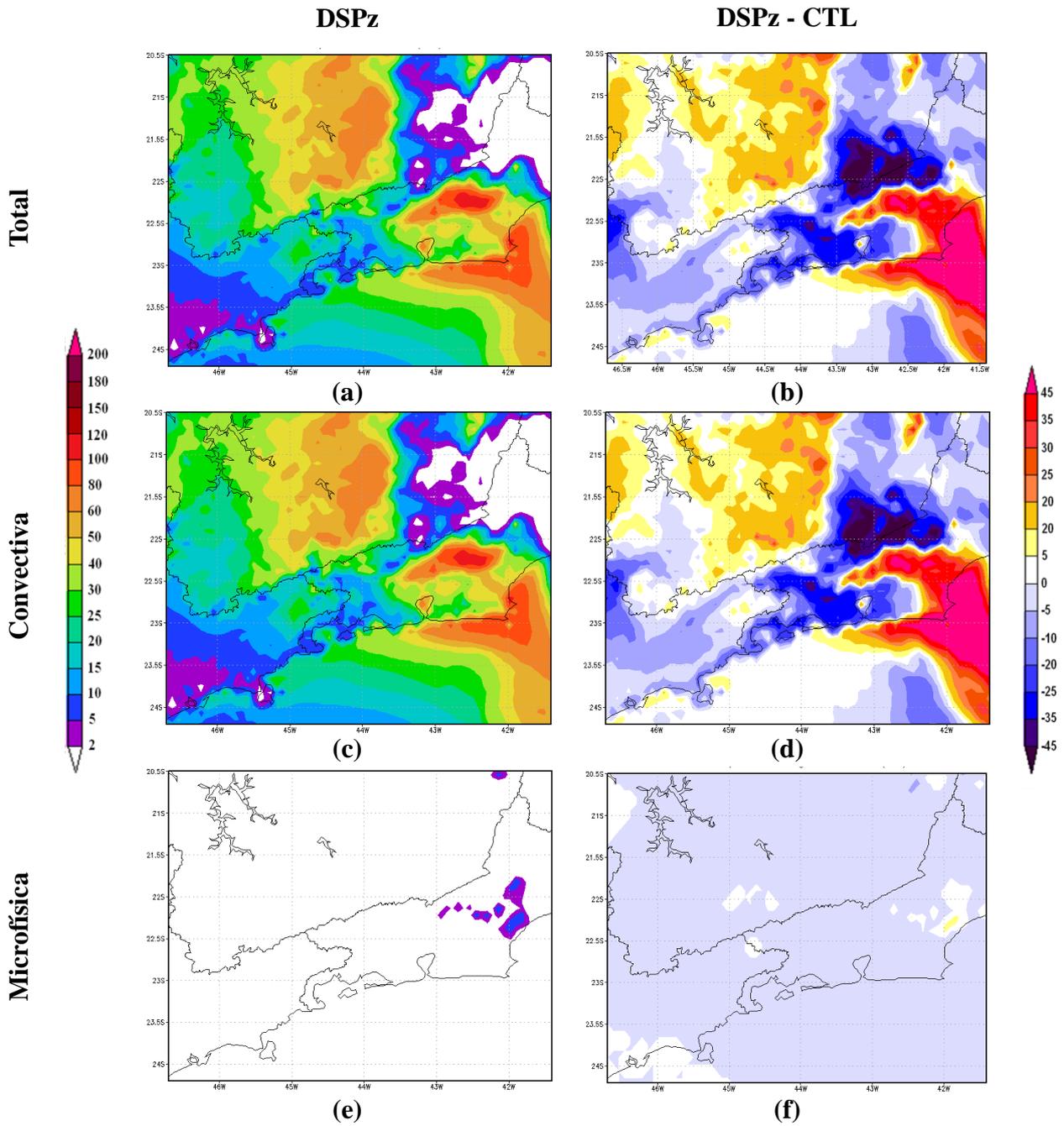


Figura 4.12 – Partição da precipitação (mm) do experimento DSPz (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento DSPz e a simulação CTL (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 11 até as 12Z do dia 12 de janeiro de 2011. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e de microfísica (e e f). Prazo de simulação de 60h: do dia 10 válido para o dia 12 de janeiro de 2011.

Os resultados encontrados com o experimento DSPz mostram o forte impacto do ajuste dos parâmetros DSP do esquema convectivo sobre a produção de precipitação nas regiões de topografia complexa. Tais resultados refletem o efeito da função exponencial usada para aumentar os déficits de pressão de saturação tornando o perfil mais seco à medida que aumenta o nível da superfície.

A Figura 4.13 apresenta seções transversais do vento (m/s) e do movimento vertical ( $\Omega, \text{Pa/s}$ ) simulados pelos experimentos CTL (coluna esquerda) e DSPz (coluna da direita) para alguns horários que antecederam e durante o evento. O corte transversal foi feito na longitude de  $44.6^\circ\text{W}$  e entre as latitudes  $21,5^\circ\text{S}$  até  $23,5^\circ\text{S}$  (Figura 4.1).

Observa-se no horário das 12Z do dia 11 de janeiro (Figura 4.13a;b) que a intensidade dos movimentos descendentes a sotavento é reduzida com no experimento DSPz, enquanto que os movimentos ascendentes a barlavento e no topo da montanha se intensificaram consideravelmente (Figura 4.13b). Esse comportamento de intensificação dos movimentos a barlavento e no topo em relação experimento CTL é verificado em todos os horários que o evento estava em sua fase mais ativa. A intensificação dos movimentos ascendentes favorece a formação de convecção profunda sobre a região. O padrão de escoamento apresentado no experimento DSPz com intensificação dos ventos ascendentes a barlavento e atingindo o topo da montanha caracterizam um comportamento mais próximo ao verificado nas regiões de vale-montanha. Segundo BARROS e LETTERNMAIER (2010) e MEDINA (2003), a precipitação pode variar em uma ordem de magnitude ou mais entre os lados barlavento e sotavento de montanhas regionais.

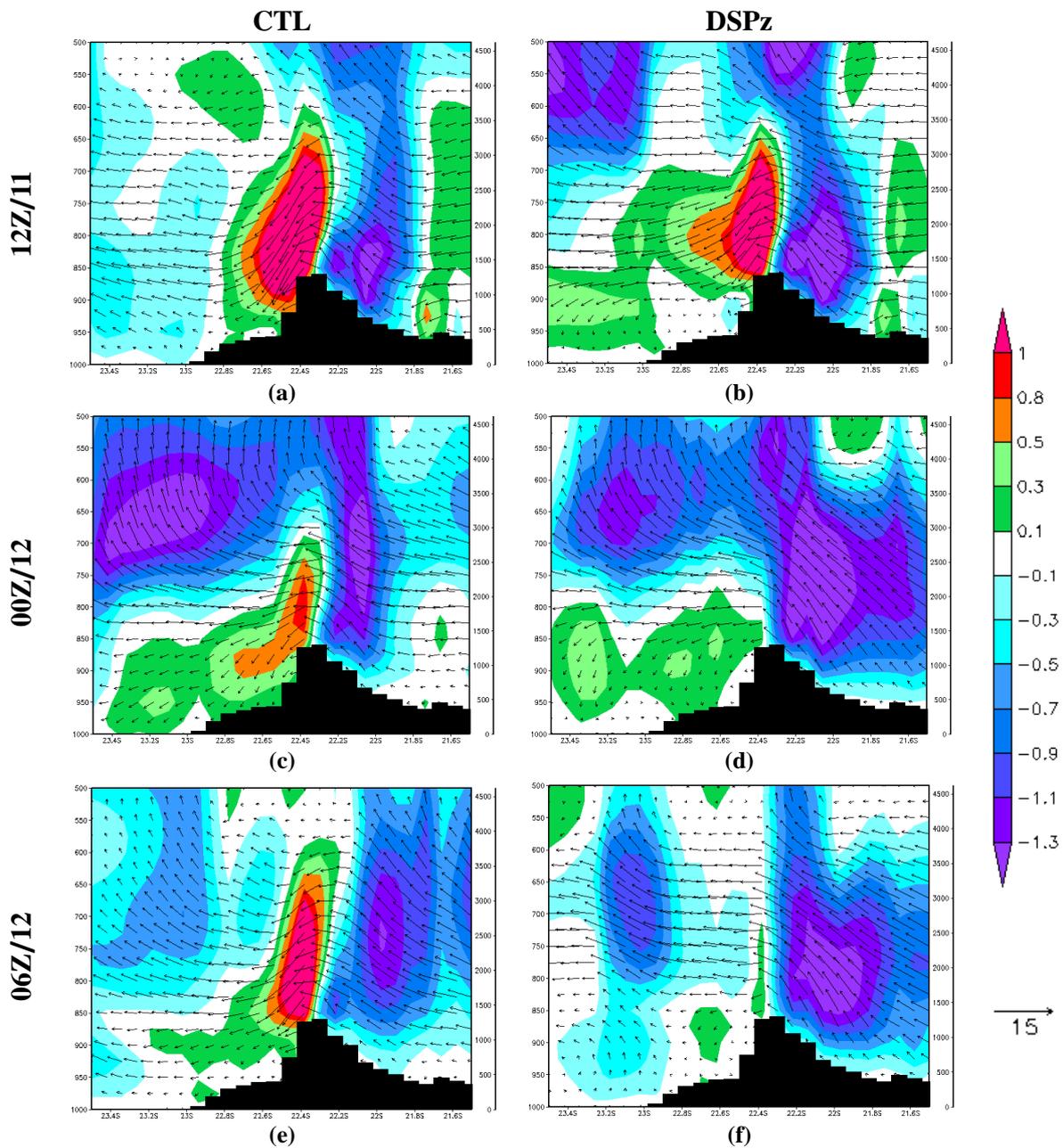


Figura 4.13 - Seção vertical do vento (m/s) (vetor) e Omega (Pa/s) (sombreado) da simulação controle (coluna da esquerda) e do experimento DSPz (coluna da direita), para: (a) às 12Z do dia 11, (b) 00Z e (c) 06Z do dia 12 de janeiro de 2011.

#### 4.2.4 Alteração da temperatura da parcela (Tpar)

O modelo Eta apresenta desvantagem em regiões de grandes altitudes onde o

espaçamento da coordenada vertical é maior, isto é, nos níveis mais altos a distância entre um nível do modelo e outro é maior. Uma vez que o esquema convectivo utiliza a temperatura média da camada mais próxima ao topo da superfície de referência para verificar a instabilidade da coluna atmosférica, as temperaturas das camadas adjacentes à superfície das regiões de altitude elevada estariam sendo subestimadas, devido a espessura das camadas serem mais profundas nos níveis mais altos. A subestimativa da temperatura de disparo convectivo em regiões de topografia elevada dificulta o disparo de instabilidade nestas regiões. Neste experimento alterou-se a temperatura de disparo de instabilidade do esquema de convecção BMJ. Para os níveis de pressão menores que 880 hPa, que equivalem a uma altitude de aproximadamente 1080m em uma atmosfera padrão, foi utilizada a temperatura à 2m da superfície no lugar da temperatura da camada de referência. O impacto da mudança da temperatura é mostrado na Figura 4.14. Na coluna da esquerda são apresentados os campos simulados com a alteração da temperatura e na coluna da direita a diferença na precipitação simulada com o experimento Tpar e a simulação CTL.

Na Figura 4.14 é possível observar que as maiores diferenças da simulação Tpar em relação à simulação CTL estão relacionadas ao aumento da precipitação nas regiões de topografia elevada, o que indica que o experimento Tpar o modelo não apresenta dificuldades na produção de precipitação nos topos das montanhas. No entanto, os resultados desta simulação não são satisfatórios com relação ao padrão de distribuição da precipitação e sua intensidade em algumas regiões. São verificadas grandes subestimativas da precipitação nas regiões de vales e de topografia baixa e acredita-se que a redução da precipitação nas regiões de topografia baixa esteja relacionada ao fato de que as parcelas de ar das colunas adjacentes sobre as regiões de topografia elevada estariam retirando indevidamente a umidade das regiões mais baixas. Além disso, também se verifica que as simulações Tpar subestimam a intensidade e a área coberta de chuva sobre a região Serrana do RJ.

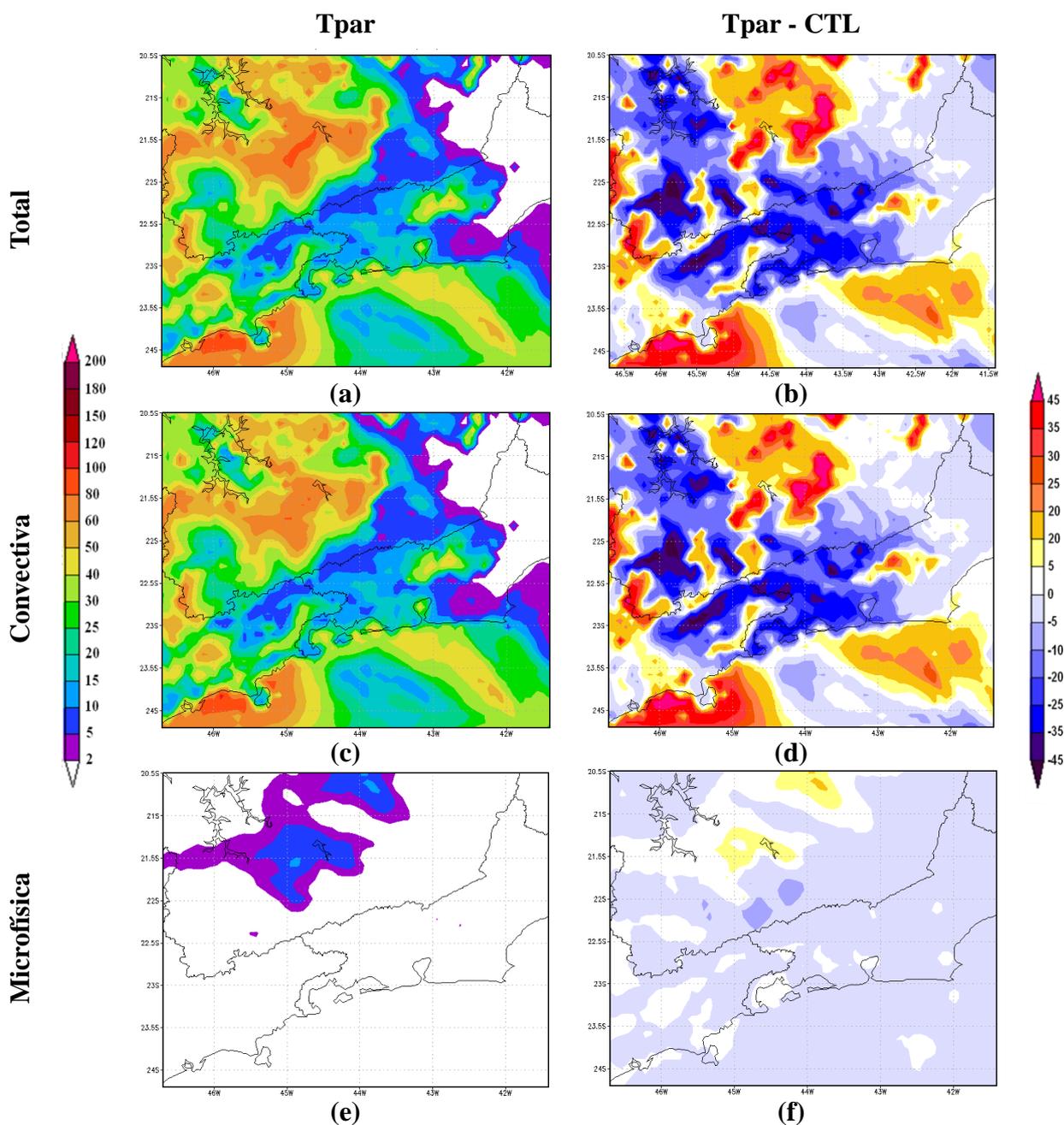


Figura 4.14 – Partição da precipitação (mm) do experimento Tpar (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento Tpar e a simulação CTL (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 11 até as 12Z do dia 12 de janeiro de 2011. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e de microfísica (e e f). Prazo de simulação de 60h: do dia 10 válido para o dia 12 de janeiro de 2011.

#### 4.2.5 Precipitação simulada e elevação topográfica

Um corte transversal na longitude 42,6°W entre as latitudes 23°S e 21,5°S (Figura 4.1) mostra as mudanças na distribuição de precipitação total, convectiva e estratiforme acumulada em 24 horas, sobre a região de topografia da Serra do Mar no Estado do RJ para cada um dos experimentos em relação à simulação controle.

A relação da precipitação simulada com a elevação topográfica é estudada para analisar o escoamento sobre a barreira bem como diagnosticar a distribuição espacial da precipitação no entorno da topografia. A Figura 4.15 mostra a partição da precipitação: (a) total, (b) convectiva e (c) estratiforme acumulada em 24 horas das 12Z do dia 11 até as 12Z do dia 12 de janeiro do experimento CTL (linha preta), experimento INV (linha vermelha) e experimento DSPz (linha azul) sobre a região Serrana (representada pelas barras laranja). É importante destacar a diferença entre as escalas de precipitação convectiva e total em relação à escala da chuva estratiforme.

Na simulação CTL (linha preta) observa-se o decaimento da precipitação total sobre o topo e a sotavento da topografia, seguindo de um aumento da precipitação acumulada quando a altitude da topografia diminui. Este comportamento também é observado para a precipitação total com o experimento INV (linha vermelha), no entanto, a inversão permitiu um aumento da precipitação estratiforme, de origem do esquema de microfísica, principalmente sobre a topografia, em comparação com a simulação CTL (Figura 4.15c). No entanto, verifica-se uma redução da quantidade de precipitação total acumulada sobre a região gerada pelo experimento INV (Figura 4.15a).

Observa-se uma mudança na posição de ocorrência do pico de precipitação convectiva da simulação DSPz em relação à simulação CTL (Figura 4.15b). Além disso, a distribuição da precipitação acumulada em relação à topografia na simulação DSPz difere das simulações CTL e INV uma vez que um pico de precipitação acumulada é verificado sobre o topo da topografia e um decaimento é observado apenas no lado sotavento da montanha, onde também é verificado um acumulado de precipitação

consideravelmente maior na simulação DSPz em comparação com as simulações CTL e INV. Verifica-se ainda um volume mínimo de precipitação estratiforme e a precipitação total na simulação DSPz é praticamente de origem do esquema convectivo.

A utilização da função exponencial no parâmetro DSP do perfil de umidade de referência aumentou a produção de chuvas convectivas sobre o topo e a barlavento da região Serrana. Estudos de campanhas observacionais em regiões de topografia complexa concluíram que na maioria dos casos, a precipitação acumulada tende a aumentar com a altura do terreno. Os resultados indicam que no experimento DSPz o volume de precipitação acumulada não diminuiu com a elevação topográfica, apresentando um padrão mais coerente.

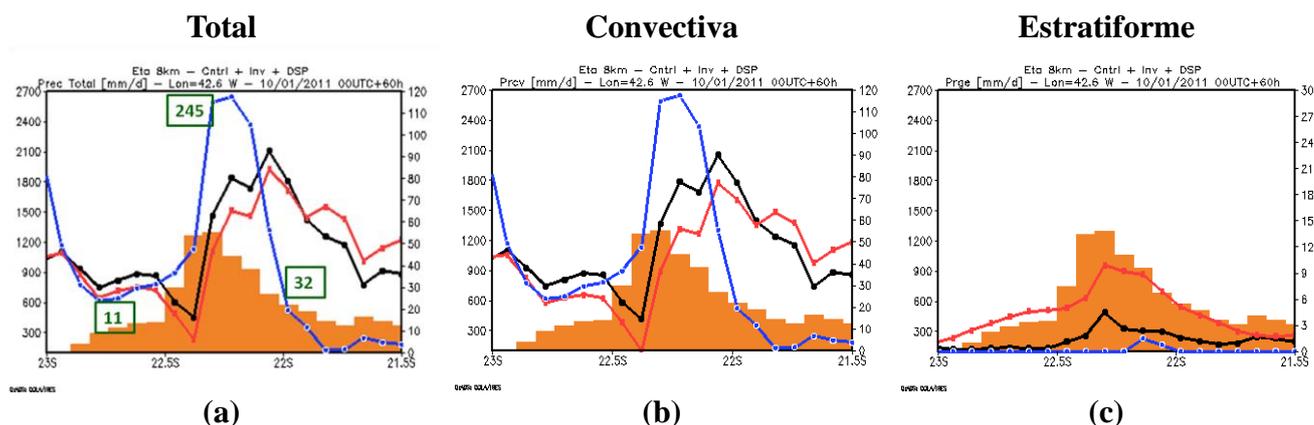


Figura 4.15 - Simulação da precipitação: total (a), convectiva (b) e estratiforme (c) para os experimentos CTL (linha preta), INV (linha vermelha) e DSPz (linha azul). As linhas indicam o volume de precipitação acumulada em 24 horas das 12Z do dia 11 até o dia 12 de janeiro de 2011. Os valores em verde indicam a precipitação acumulada estimada pelo satélite CMORPH. As barras na cor laranja representam a topografia da Região Serrana do RJ. Seção na longitude 42,6°W. O prazo de simulação é de 60h: das 12Z do dia 11 até as 12Z do dia 12 de janeiro.

#### 4.2.6 Precipitação média na área

Para mostrar as diferenças entre as simulações numéricas obtidas pelos experimentos INV, DSPz e CTL ao longo da integração, o valor médio da precipitação estratiforme (linhas vermelhas), convectiva (linhas azuis) e total (linhas verde) foram calculados para a área delimitada pelas latitudes 23°S e 22°S e longitude 43,5°W e 41,8°W (indicada na Figura 4.9a). Esta área abrange a região de topografia da região Serrana do Estado do RJ onde ocorreu o evento de precipitação intensa.

As chuvas máximas e mínimas foram produzidas aproximadamente nos mesmos instantes para todas as simulações. Nota-se que o volume de precipitação com o experimento DSPz aumentou em quase todos os horários exceto nos instantes de pico de chuva da simulação CTL e INV enquanto que, nestes horários, a maior intensidade da chuva foi produzida pelo experimento INV que apresentou razoável aumento na precipitação total. Este resultado indica que no experimento DSPz o volume de precipitação total ficou mais distribuído durante todo o período em comparação com os demais experimentos. Na Figura 4.16b verifica-se que para todas as simulações, as curvas da precipitação convectiva e estratiforme estão em fase, porém, o volume de chuva produzida pela precipitação convectiva é consideravelmente superior ao volume da estratiforme.

Na Figura 4.16b, a comparação entre as curvas mostram que o experimento DSPz aumentou consideravelmente a precipitação convectiva em praticamente todos os horários e que a precipitação estratiforme diminuiu consideravelmente, neste experimento. Neste caso, o aumento exponencial dos parâmetros DSPz do esquema convectivo sobre as regiões de topografia elevada inibe a atividade do esquema de microfísica de nuvens e precipitação convectiva contribuiu significativamente para a precipitação total durante o período, entre 11 de janeiro de 2011 às 12Z e 12 de janeiro de 2011 às 12Z. O experimento DSPz também mostrou uma mudança na partição da precipitação total na área considerada e, apesar de ter aumentado o volume médio de chuva sobre a área de interesse, o experimento DSPz apresentou uma distribuição da

chuva durante um período mais longo, enquanto que nos dados observados (CMORPH) o volume total de chuva está concentrado em um período de ocorrência mais curto. Tais resultados podem ser comparados com os resultados obtidos por Schwitalla et al (2008), utilizando o modelo MM5 com resolução espacial de 7 km sobre a região de topografia complexa no Sudoeste da Alemanha, onde verificaram que a convecção foi acionada sistematicamente muito cedo por várias horas e precipitação simulada foi distribuída em áreas maiores ou duração mais longa com taxas de pico de chuvas subestimadas.

Comparando a precipitação total média das simulações do modelo com a precipitação total média estimada do satélite CMORPH (linha preta), com resolução de 8 km, observa-se que as simulações do modelo iniciam a chuva antes do horário estimado pelo satélite e o volume de chuva precipitada fica mais distribuída durante todo o período analisado, enquanto que o período de ocorrência da chuva do CMORPH é mais concentrado entre o período das 22Z e 10Z. Através da série temporal é possível inferir que em todas as simulações o modelo subestima o volume de chuva no horário de máxima intensidade em relação aos dados do CMORPH.

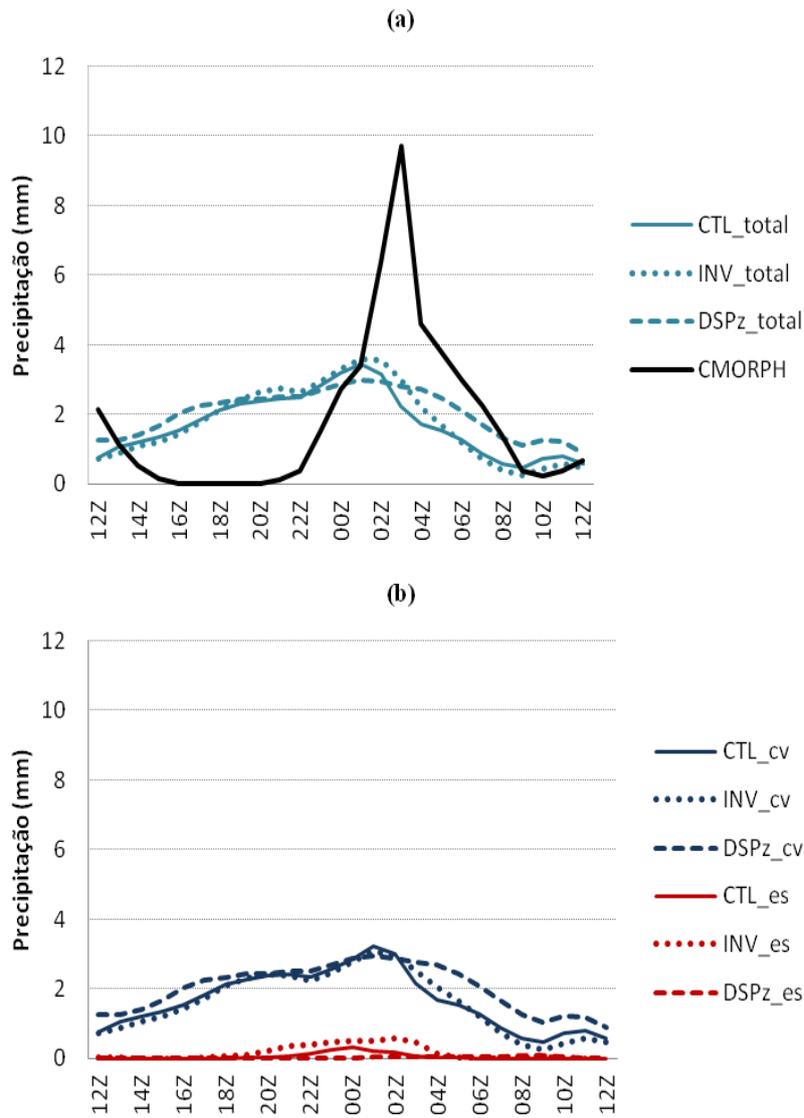


Figura 4.16 - Evolução temporal da precipitação média (mm/hora), durante o período das 12Z do dia 11 até as 12Z do dia 12 de janeiro de 2011, sobre a região definida pelas latitudes 23°S e 22°S e longitudes 43,5°W e 41,8°W para os experimentos CTL (linhas contínuas), INV (linhas pontilhadas) e DSPz (linhas tracejadas): (a) precipitação total, (b) precipitação convectiva e estratiforme.

Na próxima seção será analisado outro caso de precipitação intensa em região de topografia complexa para mostrar a robustez dos resultados encontrados no caso de janeiro de 2011 sobre a região Serrana do RJ.

### 4.3. Caso dezembro de 2007

Nos dias 19, 20 e 21 de dezembro de 2007, ocorreram chuvas intensas no centro-sul do RJ, Sul de MG e leste de SP. Mais especificamente as chuvas ocorreram sobre parte da Serra da Mantiqueira e Serra do Mar (SP e RJ), provocando acumulados significativos nestas regiões. Os campos de estimativas de precipitação obtidos pelos satélites TRMM e CMORPH mostram que entre os dias 19 e 20 havia núcleos de precipitação intensa na região (Figura 4.17).

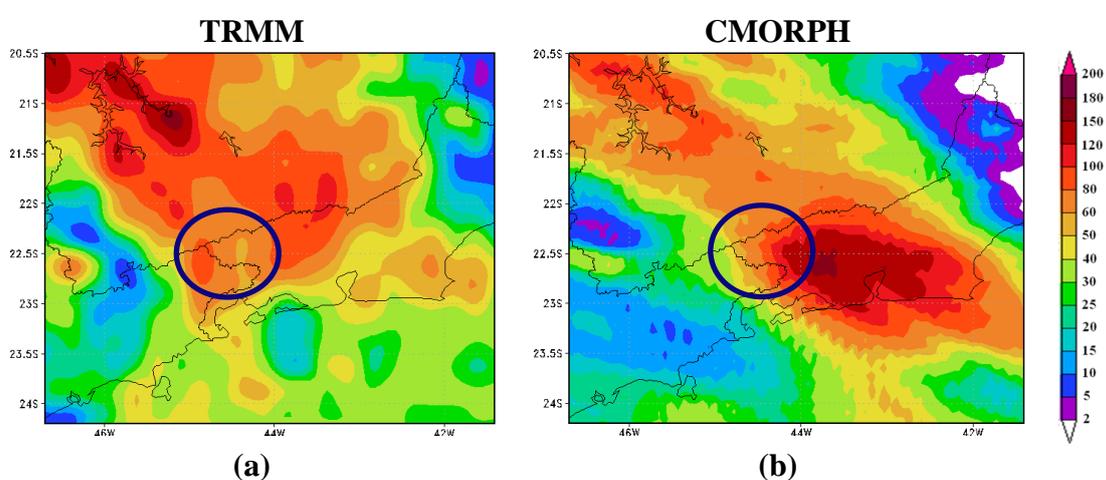


Figura 4.17 – Precipitação estimada pelos satélites (a) TRMM e (b) CMORPH acumulada em 24h das 12Z do dia anterior até às 12Z do dia 20 de dezembro de 2007.

No dia 19 às 21Z e no dia 20 às 00Z pode-se observar na imagem de satélite no infravermelho (Figura 4.18a) uma grande quantidade de aglomerados convectivos (com tons cinza mais claro) sobre a região de divisa dos Estados MG, RJ e SP, associado à atuação de um episódio da ZCAS que iniciava sua atuação a partir desse dia. Na imagem de satélite observa-se que às 21Z do dia 19 havia convecção significativa sobre a serra da Mantiqueira.

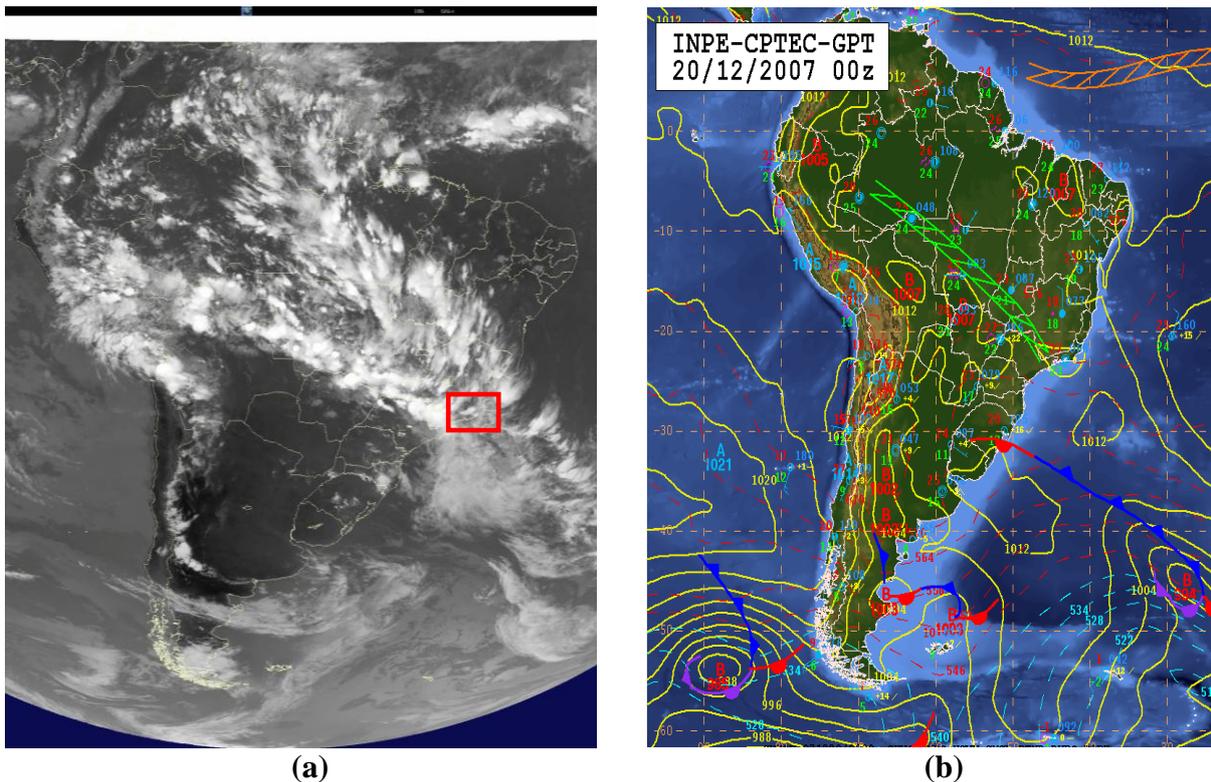
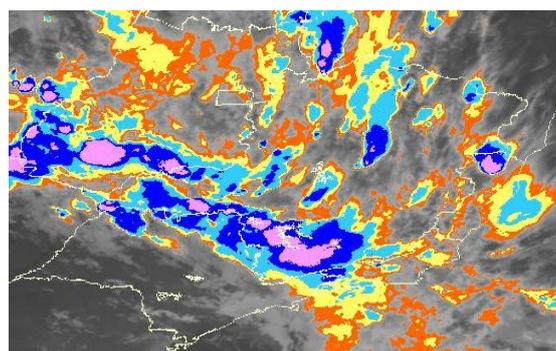
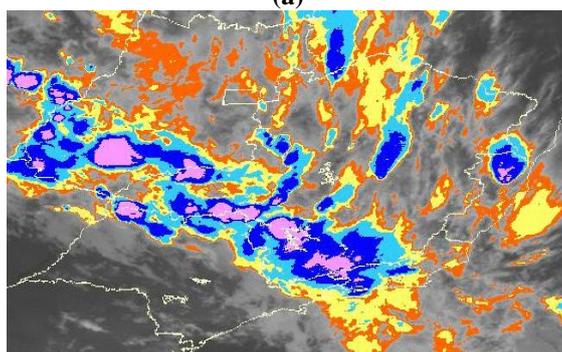


Figura 4.18 – (a) Imagem do satélite GOES-10 no canal infravermelho às 21Z, horário de alta instabilidade na região e (b) carta de superfície às 00Z do dia 20 de dezembro de 2007, horário próximo ao horário de alta instabilidade.

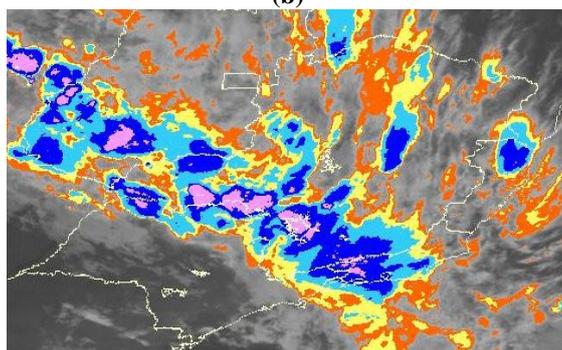
O desenvolvimento das áreas de instabilidade observadas na região de divisa dos Estados de MG, SP e RJ é apresentado nas imagens de realçadas do satélite GOES-10 (Figura 4.19). Observa-se a presença de núcleos de convecção de pequena extensão horizontal inseridos numa camada de nebulosidade com topo baixo que se estendem sobre todo Sul de MG, Triângulo Mineiro até o Sul de Goiás por volta das 22Z do dia 19 (Figura 4.19a). As nuvens convectivas, que geralmente são caracterizadas por fortes chuvas, compõem diversas células convectivas, as quais estão embebidas num sistema de grande escala denominado ZCAS, como mencionado na descrição dos casos. O sistema provocou acumulados significativos e seu enfraquecimento ocorreu a partir das 00Z do dia 20 (Figura 4.19c).



(a)



(b)



(c)

Figura 4.19 – Imagem do satélite GOES-10 realçada do dia 19 às (a) 22Z, (b) 23Z e (c) 23:45Z.

Os campos de pressão ao nível médio do mar das reanálises do CFSR/NCEP mostram que a banda de nebulosidade também estava associada um centro de baixa pressão de 1006 hPa sobre o oeste de SP que se deslocou para o litoral no final do dia 20. O Estado do RJ e sua divisa com MG e SP se encontravam sob atuação de uma baixa de 1008 hPa sendo portanto, uma região de convergência de ventos e, por consequência, de levantamento de parcelas de ar na camada propiciando o desenvolvimento de nuvens convectivas precipitantes.

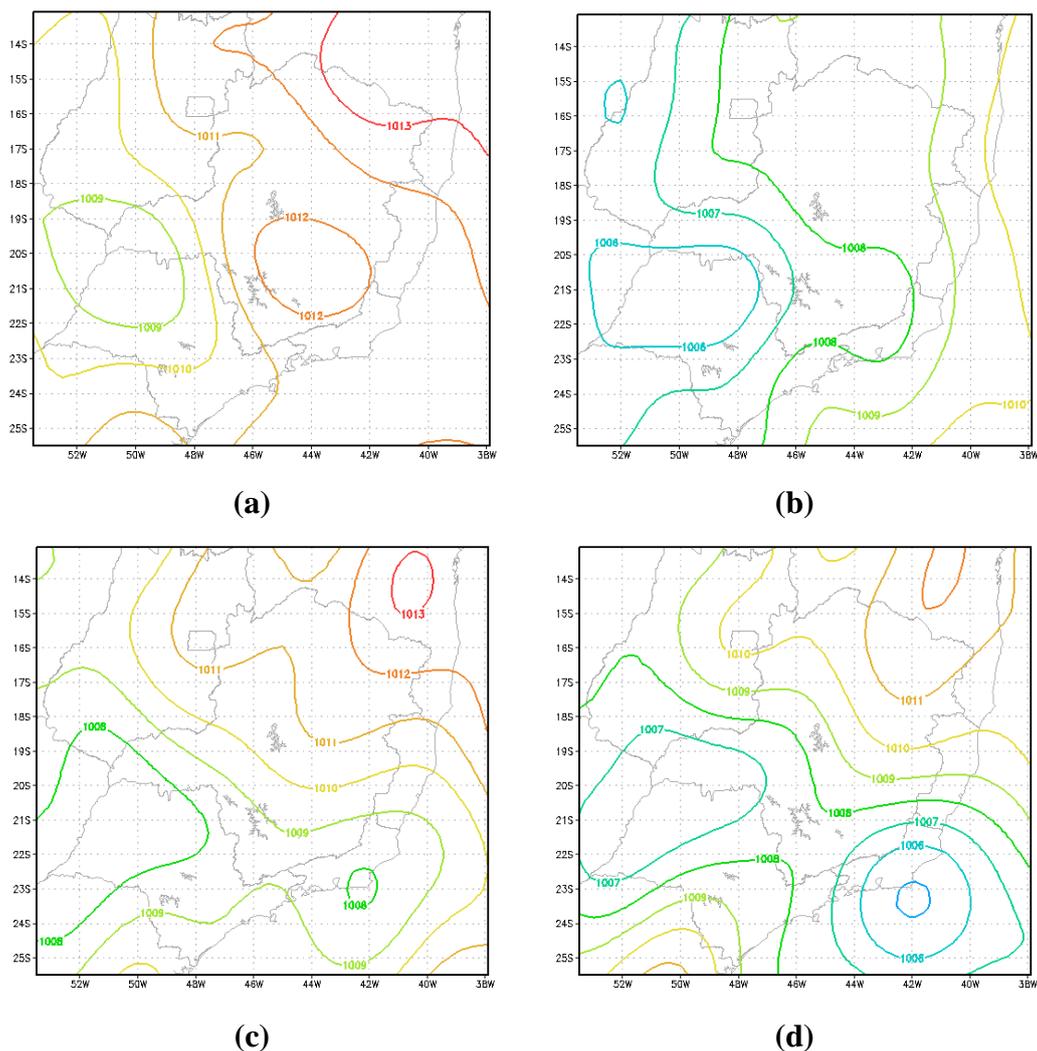


Figura 4.20 – Pressão a nível médio do mar (hPa) às (a) 12Z, (b) 18Z, do dia 19 e às (c) 00Z e (d) 06Z do dia 20 de dezembro de 2007. Dados de reanálises CFSR.

Os campos de vento em 850 hPa mostram um escoamento de noroeste sobre MG e RJ e a configuração de um ciclone com o centro localizado sobre a divisa dos Estados de SP, MG e RJ no dia 20 (Figura 4.21) que se desintensificou no dia 21. Uma forte confluência dos ventos é observada na região, o que aumenta a convergência de umidade em baixos níveis favorecendo o elevado acúmulo de chuvas (Figura 4.21).

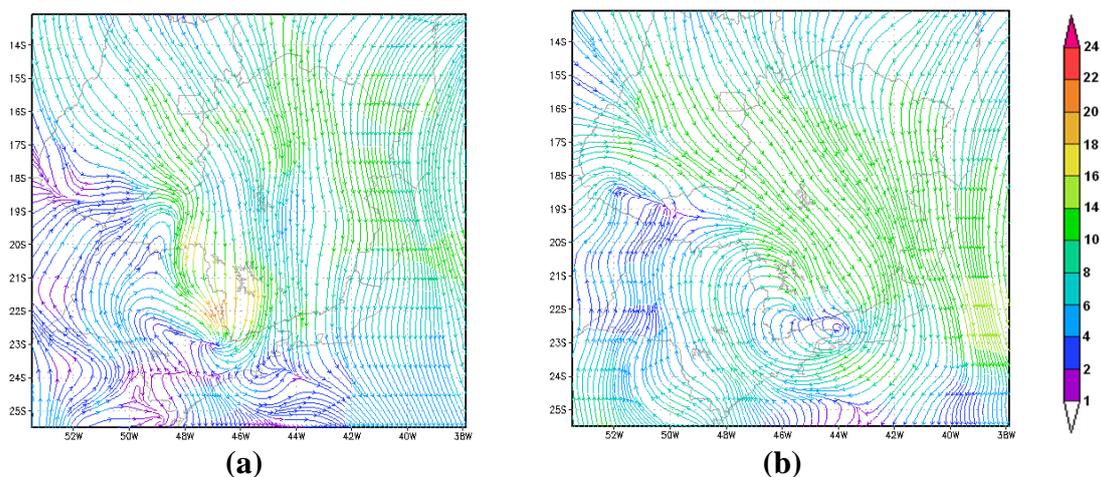


Figura 4.21 – Linhas de corrente no nível de 850 hPa às (a) 12Z do dia 19 e às (b) 00Z do dia 20 de dezembro de 2007.

O vento em 500 hPa mostra um escoamento com ventos bastante intensos sobre a região, o que contribui para a intensificação da precipitação local. Percebe-se a existência de um cavado sobre a divisa de SP, RJ e MG favorecendo o aumento de nebulosidade nesse local.

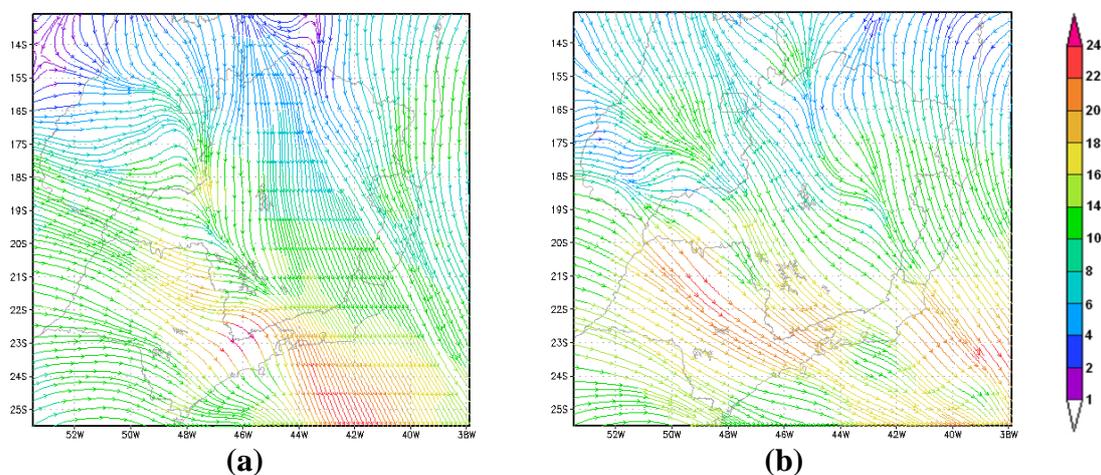


Figura 4.22 – Vento (m/s) em linhas de correntes no nível de 500 hPa às (a) 12Z do dia 19 e às (b) 00Z do dia 20 de dezembro de 2007.

#### 4.4 Simulações numéricas

#### 4.4.1. Simulação controle

A Figura 4.23 mostra a direção de escoamento do vento representado pelas linhas de correntes sobre a região topográfica durante algumas horas que antecederam o evento e durante o momento em que o evento ocorreu. Pela Figura 4.23 é possível observar que neste caso, assim como no caso de dezembro de 2011, o escoamento era predominantemente perpendicular a encosta da Serra da Mantiqueira. Nota-se forte confluência dos ventos sobre a região da Serra da Mantiqueira no Sul de MG (Figura 4.23c). É fácil observar também a influência das regiões de topografia elevada na direção do escoamento dos ventos, onde é verificada mudanças no sentido do escoamento quando encontram algumas barreiras topográficas.

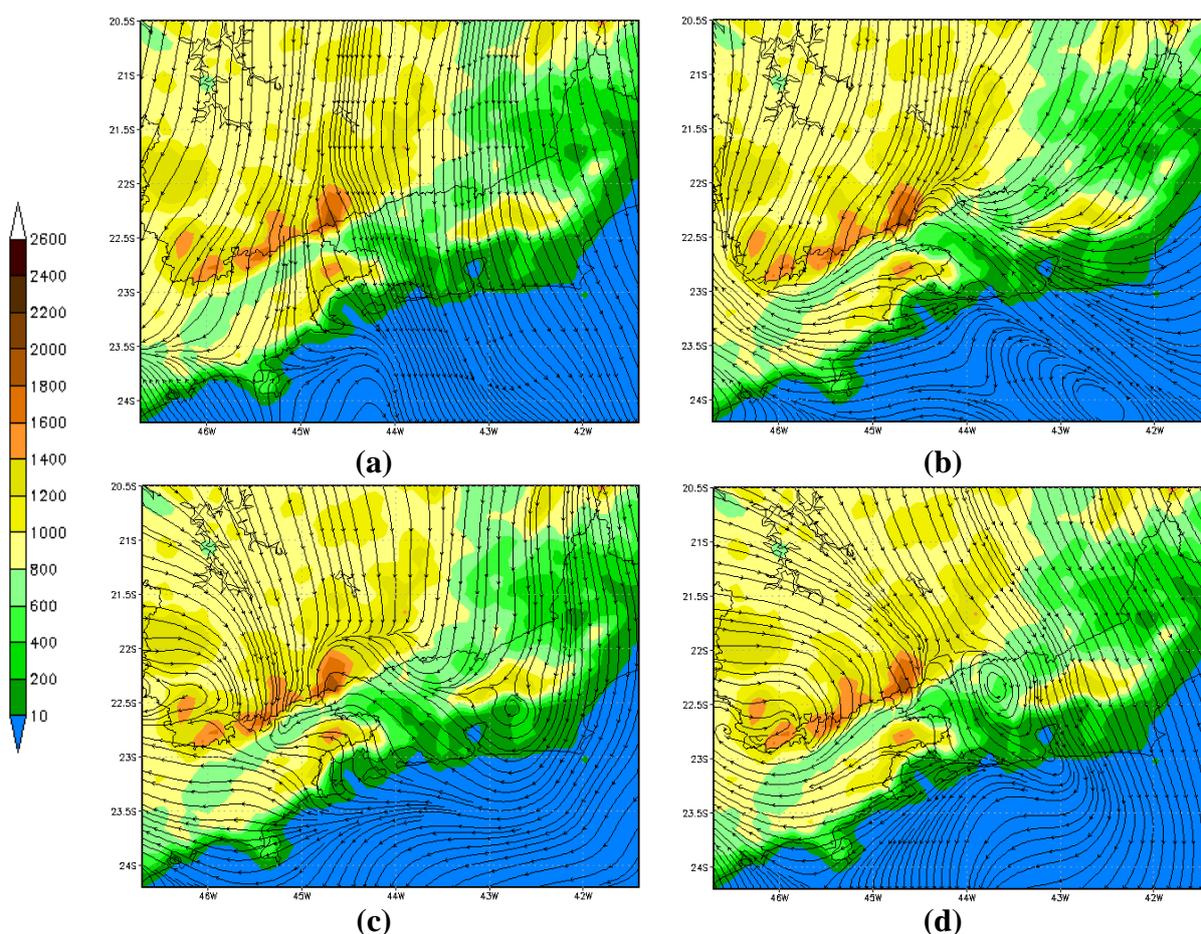


Figura 4.23 – Topografia em sombreado e campos de linhas de correntes simulados em 850 hPa às (a) 12Z e (b) 18Z do dia 19 e às (c) 00Z e (d) 06Z do dia 20 de dezembro de 2007.

A Figura 4.24 mostra os campos de precipitação acumulada em 24 horas (das 12 Z do dia 19 até às 12Z do dia 20 de dezembro de 2007) simulada pelo experimento CTL, sobre a região de topografia complexa. A simulação posicionou o sistema corretamente, no entanto, notam-se mínimos de precipitação simulados pelo modelo, que coincidem com as regiões de topografia mais elevada. Além disso, de forma geral o modelo subestima bastante a precipitação em relação à precipitação estimada dos satélites TRMM e CMORPH (Figura 4.17).

Ao analisar a partição da precipitação total simulada pelo modelo na simulação CTL, verifica-se que boa parte da precipitação é produzida pela parametrização de convecção *cumulus*, principalmente no interior do continente, enquanto que sobre o oceano o esquema de microfísica apresenta maior atividade. Na região onde ocorreu atuação da ZCAS, que provocou elevados acumulados de precipitação, observa-se nas simulações do modelo que, houve tanto precipitação convectiva quanto estratiforme.

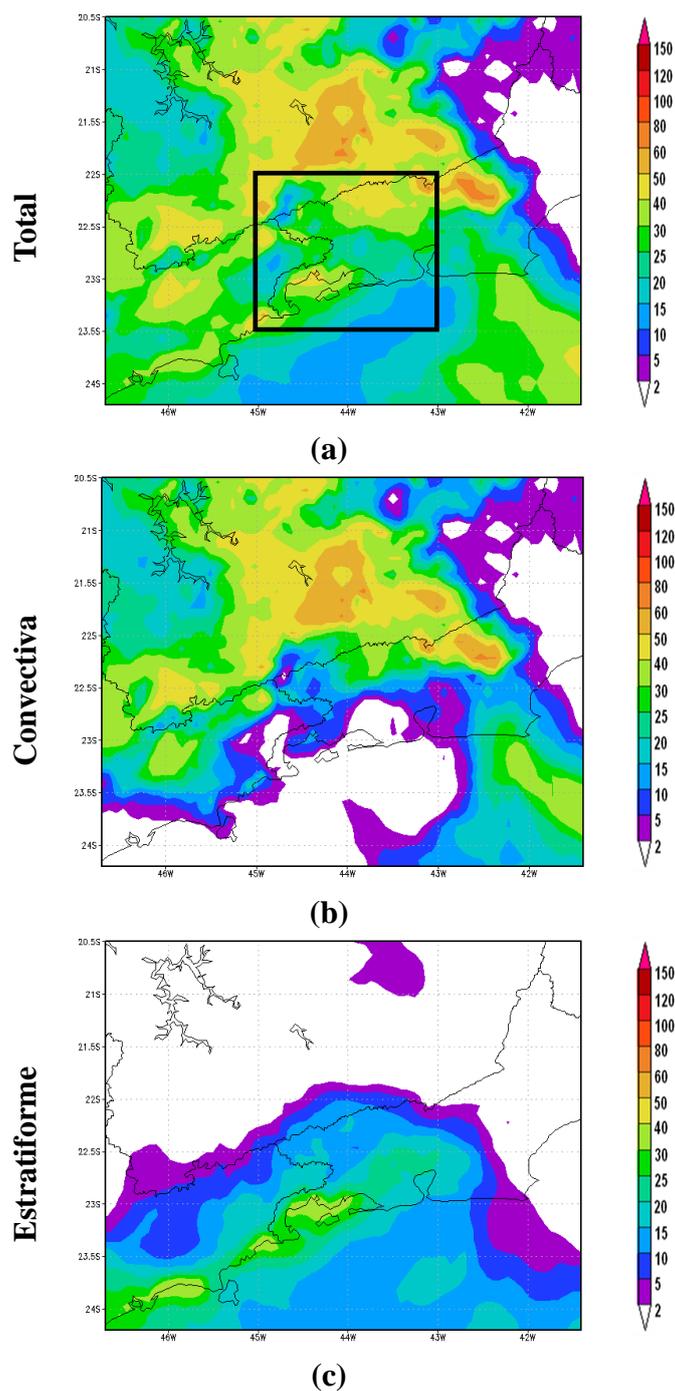


Figura 4.24 – Precipitação (a) total, (b) convectiva e (c) estratiforme acumulada em 24h (mm/dia) entre as 12Z do dia 19 até as 12Z do dia 20 de dezembro de 2007. As linhas mostram os prazos de simulação do modelo para: 36h (válido para o dia 20/12/2007 às 12Z).

#### **4.4.2 Inversão da ordem de chamada dos esquemas (INV)**

A inversão na ordem de chamada dos esquemas de parametrização convectiva com o esquema de microfísica de nuvens gera mais precipitação estratiforme (Figura 2.25f) como já era esperado, embora tenha reduzido excessivamente a precipitação convectiva nas áreas onde foram observadas chuvas intensas (Figura 2.25d). Este experimento aumenta a área de subestimativa e de ausência de precipitação convectiva. No campo de precipitação convectiva (Figura 4.25c) verifica-se que as áreas com subestimativa de precipitação coincidem com as regiões de topografia elevada.

Similar ao caso de janeiro de 2011, o efeito da inversão da ordem de chamada dos esquemas de produção de chuva sobre as regiões de topografia denotam um aumento da precipitação de microfísica sobre estas regiões. Isso retrata a atuação diferenciada dos esquemas de acordo com sua ordem sequencial de chamada. Entretanto, o volume de precipitação estratiforme produzida não é suficiente para reduzir a subestimativa de precipitação do modelo nestas áreas.

Sugere-se que o pequeno impacto deste experimento em relação à simulação CTL nos dois eventos de chuvas intensas associadas à ZCAS, possa estar associado ao passo de tempo em que ambos os esquemas de parametrização são chamados. Devido à diferença temporal em que um esquema e o outro são chamados ser relativamente curto, o efeito deste experimento não foi tão expressivo. Uma alternativa seria testar um tempo maior entre a atuação de um esquema e outro, ao invés de serem chamados quase que ao mesmo tempo.

A seção transversal mostra os campos de movimento vertical em sombreado (Figura 4.26). Nota-se uma intensificação dos movimentos descendentes a sotavento e desintensificação dos movimentos ascendentes a barlavento da barreira topográfica com o experimento INV, o que reduz a formação de convecção profunda no lado barlavento, contribuindo para a redução da superestimativa de precipitação sobre a encosta barlavento da barreira topográfica.

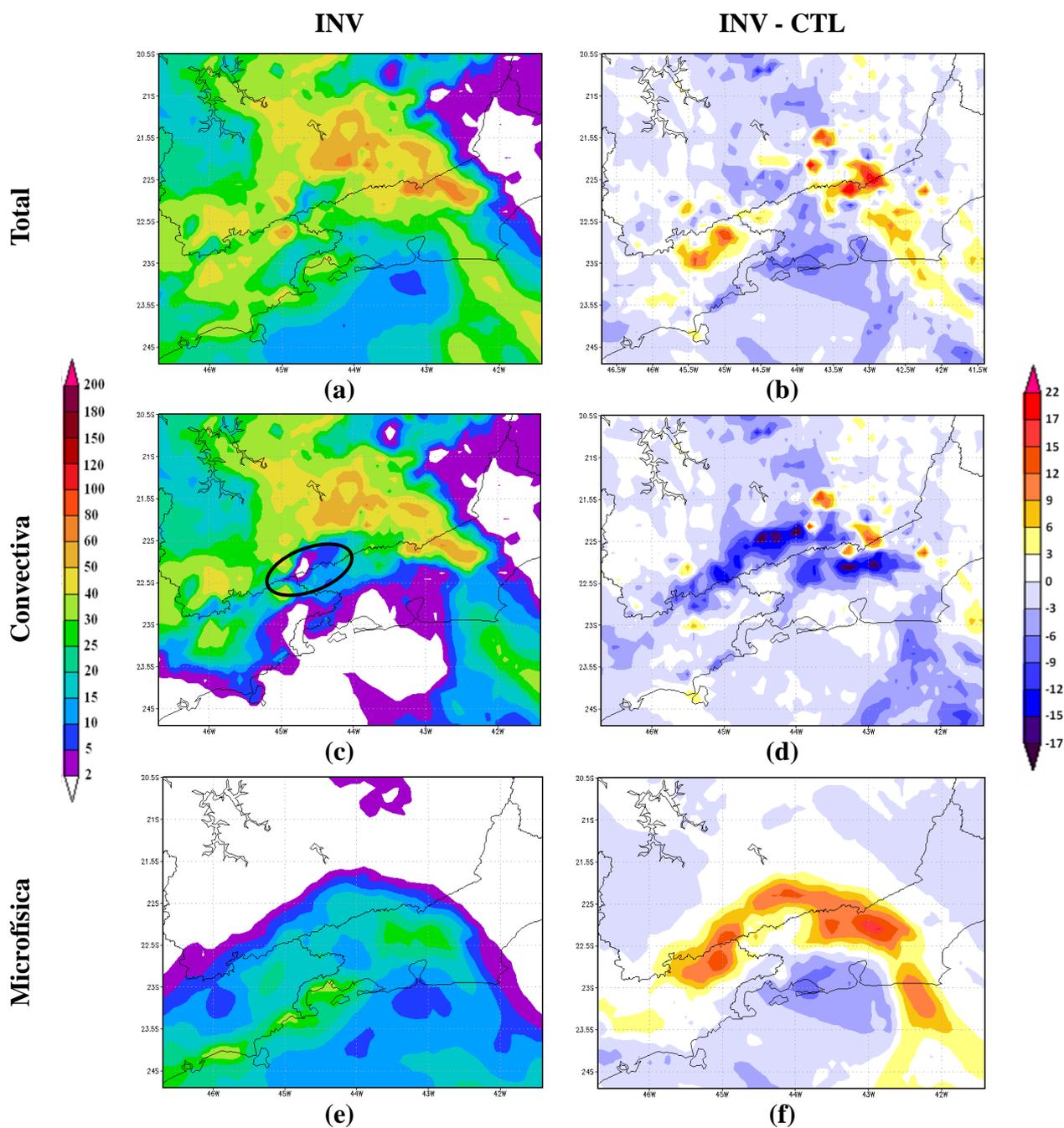


Figura 4.25 – Partição da precipitação (mm) do experimento INV (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento INV e a simulação CTL (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 19 até as 12Z do dia 20 de dezembro de 2007. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e estratiforme (e e f). Prazo de simulação de 36h: do dia 19 válido para o dia 20 de dezembro 2007.

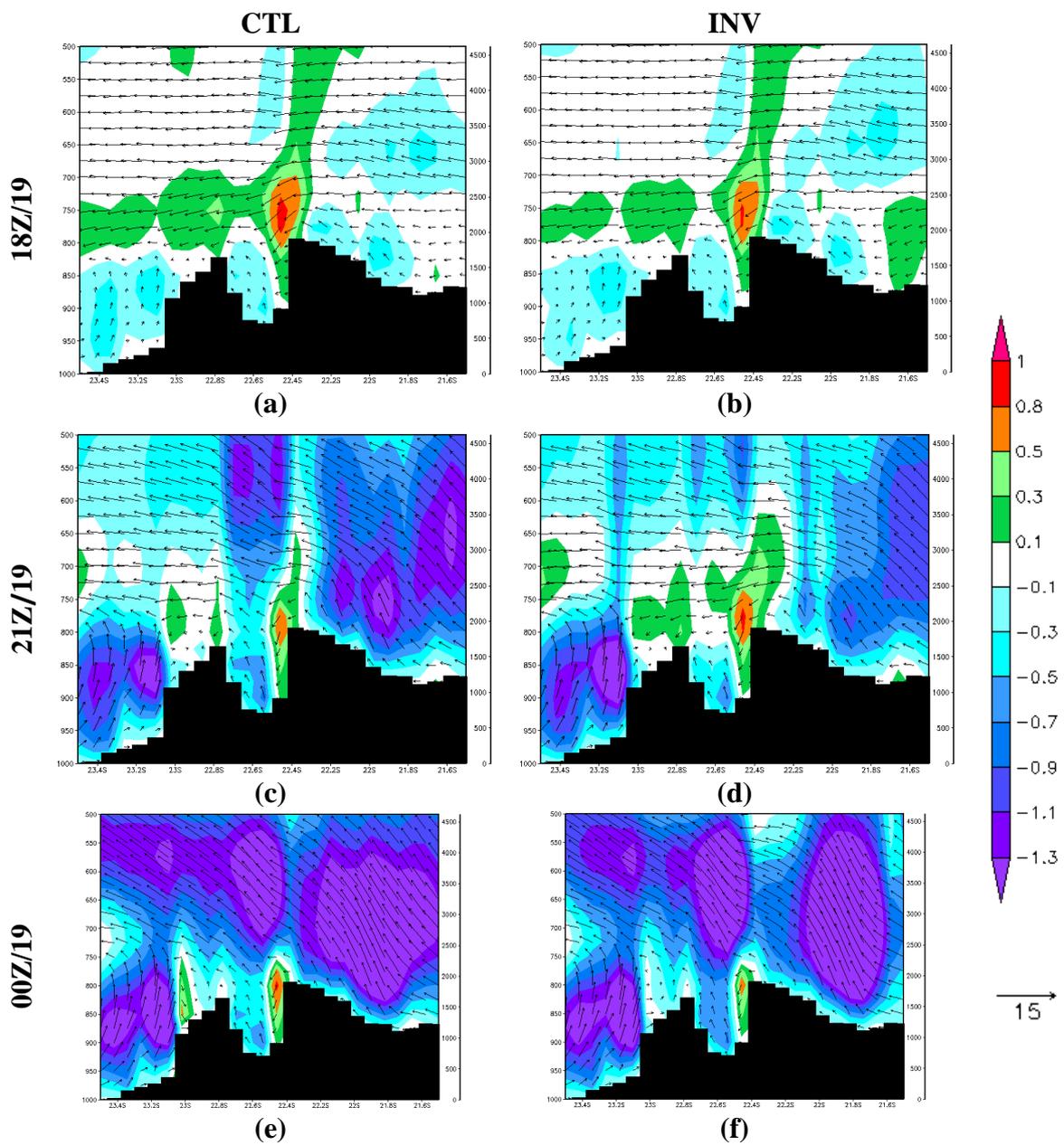


Figura 4.26 - Seção vertical do vento (vetor, m/s) e Omega (sombreado, Pa/s) da simulação controle (coluna da esquerda) e da simulação INV (coluna da direita): às (a e b) 18Z e (c e d) 21Z do dia 19 e às (e e f) 00Z do dia 20 de dezembro de 2007.

#### 4.4.3 Ajuste do perfil de referência em função da topografia (DSPz)

Nas simulações com um déficit de pressão de saturação (DSP) mais elevado, onde as

parcelas de ar possuem um perfil mais seco, é necessário que as parcelas de ar ascendam mais na camada a fim de atingir a saturação e desta forma o esquema de convecção atua mais intensamente. O aumento exponencial dos valores de DSP em função da topografia apresentou grande impacto na produção de precipitação convectiva nas regiões de topografia elevada.

Na simulação com perfis mais secos a atuação da microfísica de nuvens é menor, resultando em uma taxa reduzida de precipitação estratiforme durante todo o evento e, conseqüentemente, a precipitação convectiva aumenta consideravelmente sobre as regiões mais elevadas (Figura 4.27d), enquanto que a precipitação estratiforme é significativamente reduzida em todo o domínio (Figura 4.27f). No entanto, para área de maior interesse, que compreende a divisa dos Estados de MG, SP e RJ, este experimento não apresentou resultados muito satisfatórios. Especificamente sobre a região da Serra da Mantiqueira no Sul de MG não houve aumento significativo de precipitação. Diferentemente do que foi verificado no caso de janeiro de 2011, onde a simulação DSPz aumentou consideravelmente o volume de precipitação sobre as regiões de topografia elevada.

A Figura 4.28 mostra a circulação através do movimento vertical. Assim como no caso de janeiro de 2011, o experimento DSPz apresenta grande aumento na intensidade do vento na barlavento e no topo das montanhas, favorecendo a uma maior atividade convectiva. Nos campos de Omega nota-se um aumento dos movimentos verticais negativo a barlavento da montanha, favorecendo a permanência da instabilidade atmosférica nesta região e impactando na superestimativa de precipitação simulada. Porém, o avanço dos movimentos verticais ascendentes sobre o topo da barreira em 22,35°S aponta a ascensão da instabilidade e conseqüentemente a formação de nuvens de precipitação sobre esta região de subestimativa da simulação CTL. De forma geral, a Figura 4.28d mostra que o ajuste é excessivo sobre as regiões a barlavento. Aumento excessivo na precipitação simulada a barlavento também foi encontrado por Wulfmeyer et al. (2008) e além disso, os autores também verificaram fortes subestimativa a sotavento e classificaram este erro como “efeito barlavento/sotavento”.

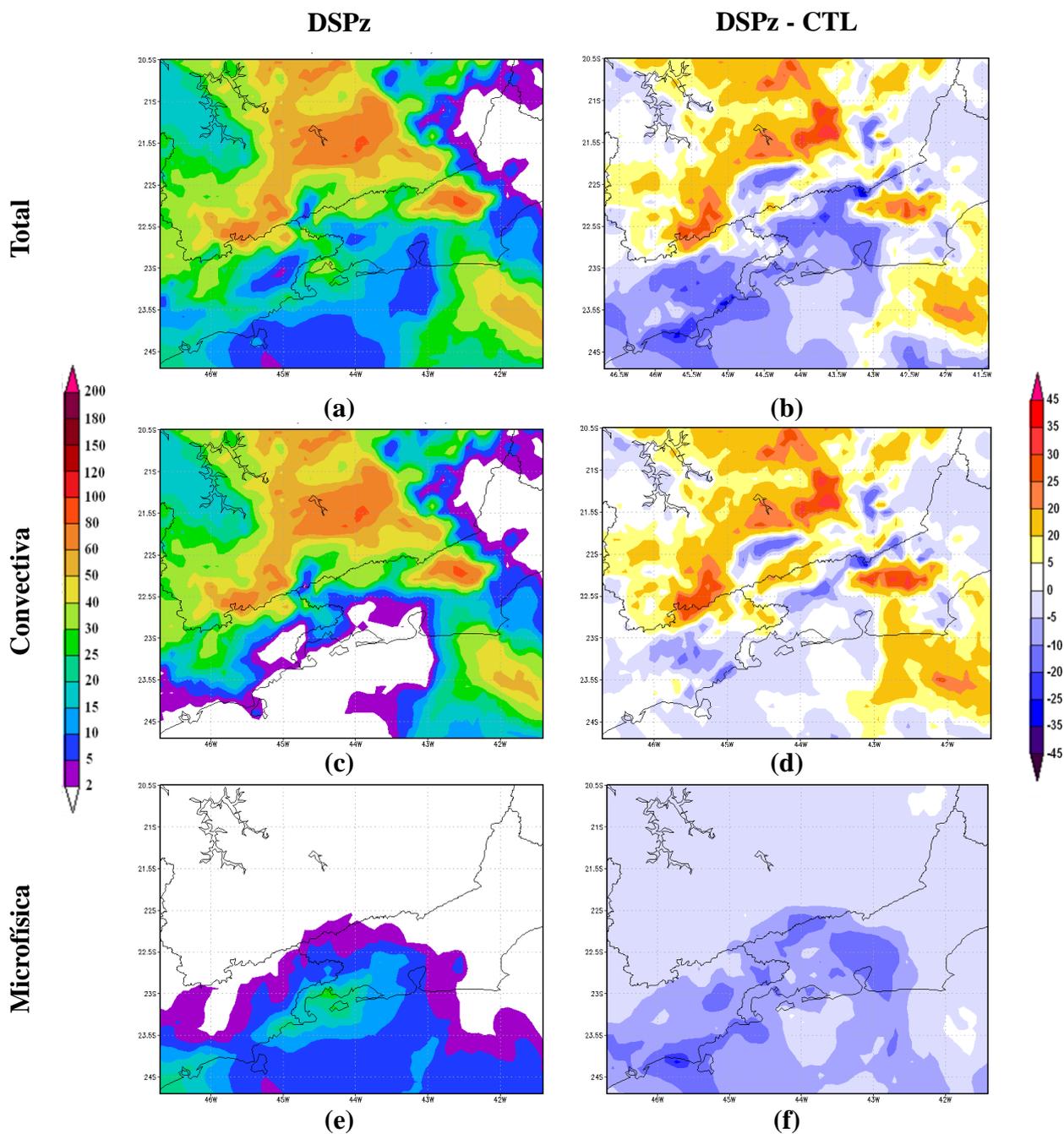


Figura 4.27 – Partição da precipitação (mm/dia) do experimento DSPz (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento DSPz e a simulação CTL (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 19 até as 12Z do dia 20 de dezembro de 2007. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e estratiforme (e e f). Prazo de simulação de 36h: do dia 19 válido para o dia 20 de dezembro de 2007.

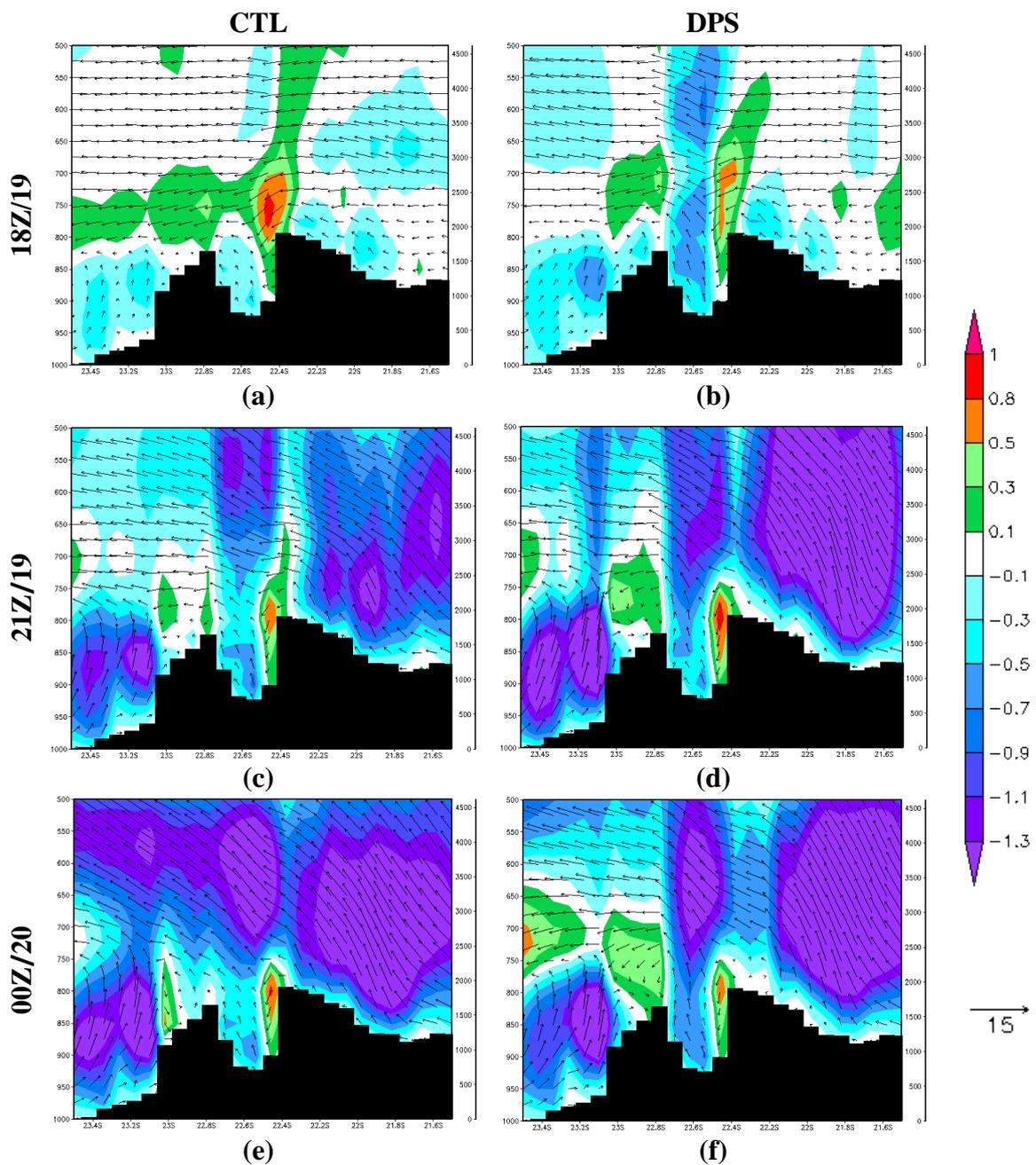


Figura 4.28 - Seção vertical do vento (vetor, m/s) e Omega (sombreado, Pa/s) da simulação controle (coluna da esquerda) e da simulação DSPz (coluna da direita): às (a e b) 18Z e (c e d) 21Z do dia 19 e às (e e f) 00Z do dia 20 de dezembro de 2007.

#### **4.4.4 Alteração da temperatura da parcela ( $T_{par}$ )**

A mudança da temperatura de disparo de instabilidade no esquema convectivo acarreta em um aumento significativo de precipitação exclusivamente sobre as regiões de topografia elevada, o que a princípio é o objetivo do ajuste. No entanto, a subestimativa excessiva da precipitação sobre as regiões de topografia baixa desfavorece o ajuste deste experimento. A tendência de subestimar a precipitação em regiões de baixa topografia também é verificada no caso de janeiro de 2011.

Outro fator importante verificado neste experimento é o aumento excessivo de precipitação convectiva sobre o oceano. Vale ressaltar que, apesar deste ajuste ter sido desfavorável de maneira geral, ele foi capaz de simular a precipitação do caso de dezembro de 2007 sobre a região de grande elevação topográfica da Serra da Mantiqueira na divisa dos Estados MG, RJ e SP, quando nenhum dos outros experimentos foi capaz de simular. Desta forma, salienta-se a importância deste teste.

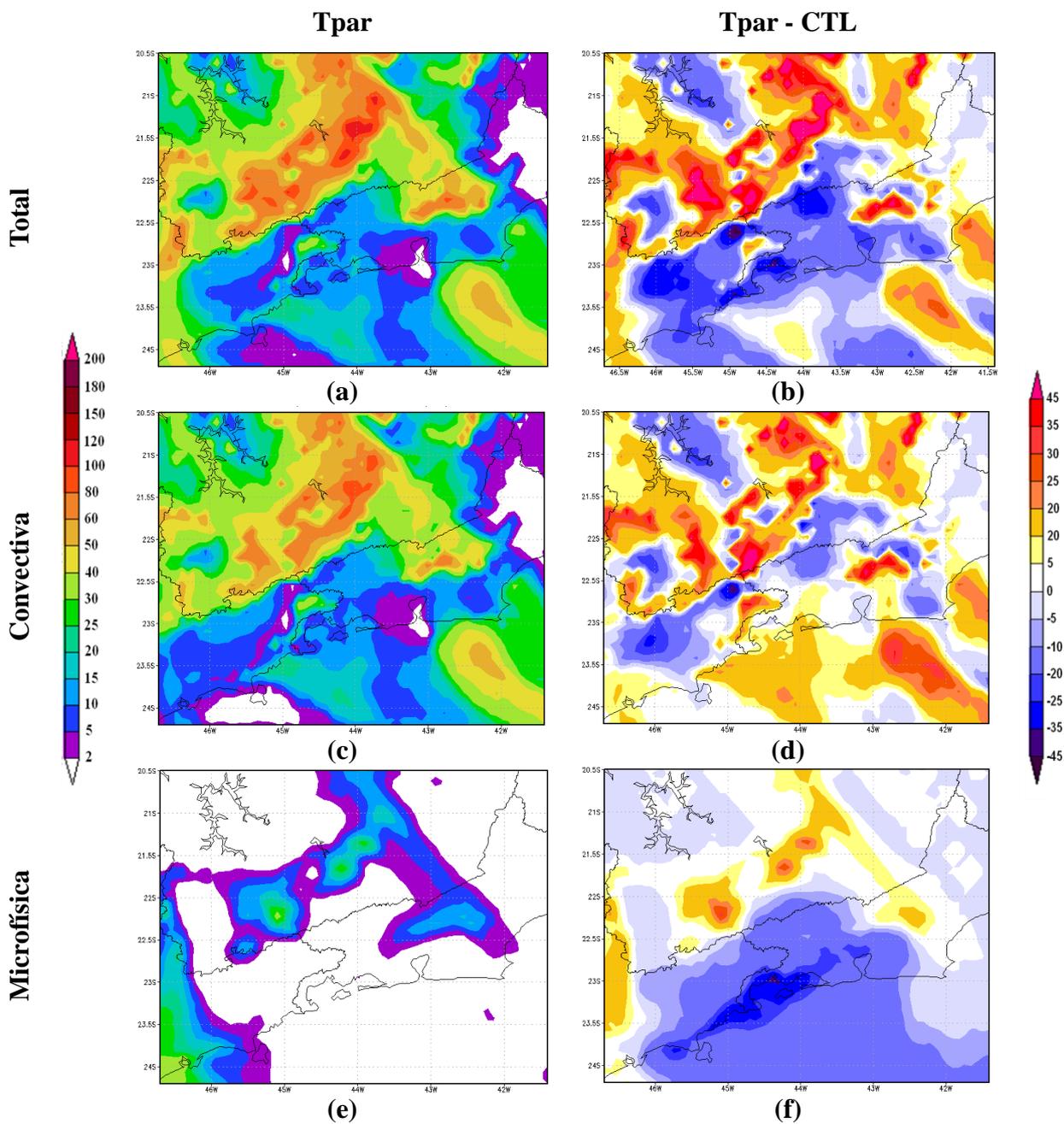


Figura 4.29 – Partição da precipitação (mm/dia) do experimento Tpar (coluna da esquerda) e diferença entre o experimento Tpar e a simulação CTL (coluna da direita), simulada em 24h das 12Z do dia 19 até as 12Z do dia 20 de dezembro de 2007. Precipitação total (a e b), convectiva (c e d) e estratiforme (e e f). Prazo de simulação de 36h: do dia 19 válido para o dia 20 de dezembro de 2007.

#### 4.4.5 Precipitação simulada e elevação topográfica

No corte transversal da região de topografia que abrange a Serra da Mantiqueira, Vale do Paraíba e Serra da Bocaina, verifica-se claramente que o volume de precipitação total é reduzido nas regiões de topografia elevada, enquanto que nas regiões de vale e baixa topografia o volume aumenta. Esse padrão de distribuição espacial da precipitação não condiz com o que foi observado por Barry (1973) e Hanson et al. (1980) nas simulações de precipitação com modelo numérico, onde verificaram que tipicamente há um máximo de precipitação na crista da barreira topográfica sobre montanhas mais baixas de latitudes médias.

Neste caso, diferente do observado no caso de janeiro de 2011, o experimento DSPz não foi capaz de aumentar o volume de chuva no topo da barreira topográfica. Na seção transversal (Figura 4.30b), observa-se que a precipitação convectiva tende a reduzir sobre a topografia e a pequena quantidade de precipitação sobre a montanha está associada à precipitação estratiforme. Diante disso, sugere-se que neste caso a chuva sobre a região da seção longitudinal tenha sido predominantemente de origem estratiforme.

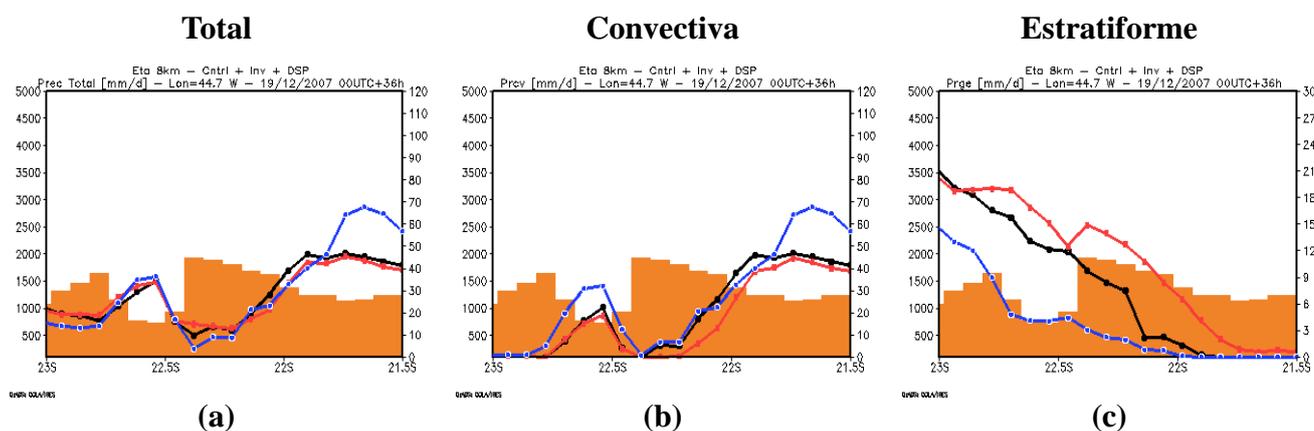


Figura 4.30 – Simulação da precipitação acumulada em 24 horas das 12Z do dia 19 até o dia 20 de dezembro de 2007: total (a), convectiva (b) e estratiforme (c) para os experimentos CTL (linha preta), INV (linha vermelha) e DSPz (linha azul). As barras em laranja representam a topografia da Serra da Mantiqueira na divisa dos Estados de MG, SP e RJ. Seção longitudinal em 44,7°W. O prazo de previsão é de 36h: das 12Z do dia 19 válido para as 12Z do dia 20 de dezembro.

#### 4.4.6 Precipitação média na área

A Figura 4.31 mostra a evolução das simulações CTL, INV e DSPz para precipitação total, convectiva e estratiforme. Os valores representam a média da precipitação sobre a região de montanha definida pelas latitudes 23,5°S e 22,0°S e longitude 45°W e 43°W (indicada na Figura 4.24a), onde ocorreu o evento de precipitação intensa. Nota-se uma redução da quantidade de precipitação total gerada pelo experimento DSPz (linha tracejada) (Figura 4.31a), além disso, na simulação DSPz também é possível observar uma defasagem na ocorrência do pico de precipitação convectiva máxima com relação ao pico de precipitação estratiforme máxima (Figura 4.31b).

A evolução temporal da precipitação estratiforme (Figura 4.31b) mostra que no experimento DSPz, com o aumento dos valores de DSP no topo das montanhas, há uma diminuição da quantidade de precipitação estratiforme total. O oposto é verificado no experimento INV, que tende a encontrar a parcela mais úmida facilitando a produção de precipitação pelo esquema de microfísica de nuvens, sendo assim, uma maior quantidade de precipitação estratiforme é produzida em relação à simulação CTL, embora o instante de ocorrência do pico de precipitação estratiforme de ambas as rodadas permaneça inalterado. Por outro lado, o pico de precipitação convectiva dos experimentos INV e DSP foi antecipado em relação à simulação controle.

Nos casos dos experimentos CTL e INV a maior parte da precipitação total é devida à precipitação estratiforme. Esses resultados fortalecem a hipótese de que a chuva sobre a região do corte vertical seria, na maior parte, de origem do esquema de microfísica de nuvens. Com relação ao experimento DSPz observa-se pela partição, que a precipitação total é bem distribuída entre convectiva e estratiforme sendo que a precipitação convectiva apresenta um pico de intensidade momentos antes do pico da precipitação estratiforme.

Ambas as simulações (CTL, INV e DSPz) conseguiram capturar o horário de máxima intensidade sobre a região observada nos dados do CMORPH (linha preta), por volta

das 00 e 02Z do dia 20 de dezembro.

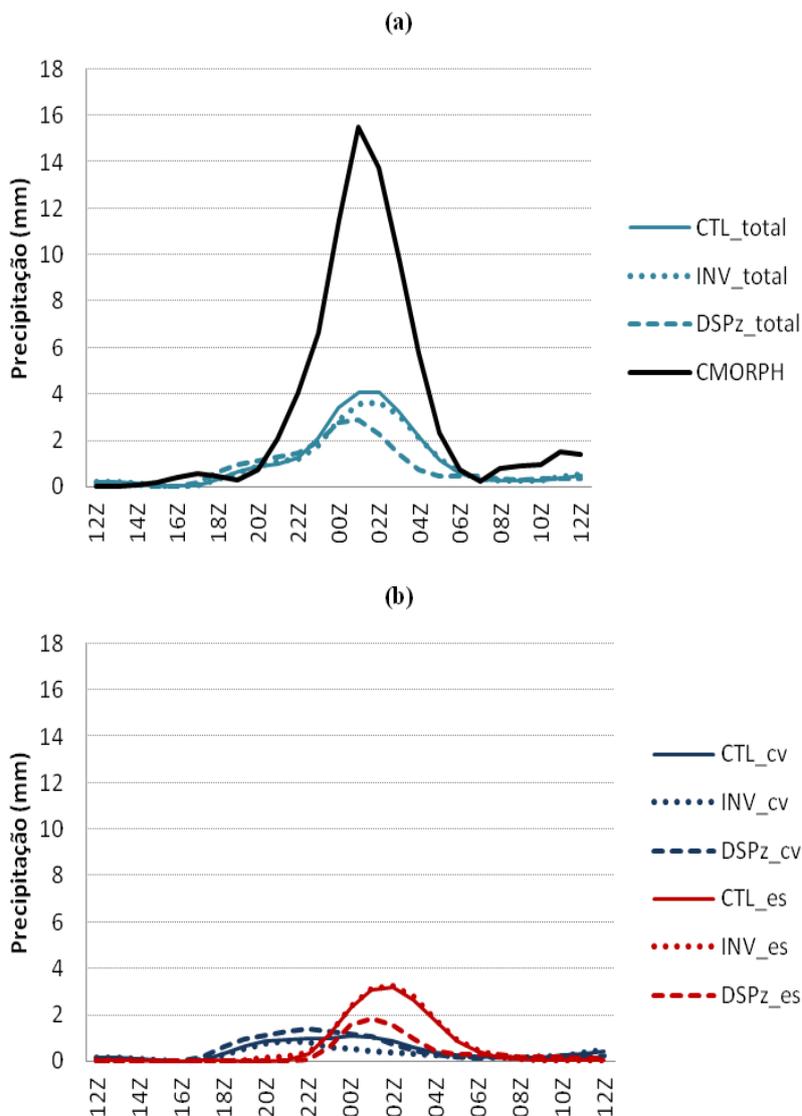


Figura 4.31 - Evolução temporal da precipitação média (mm), durante o período das 12Z do dia 19 até as 12Z do dia 20 de dezembro de 2007, sobre a região definida pelas latitudes 23,5°S e 22,0°S e longitudes 45°W e 43°W para os experimentos CTL (linhas contínuas), INV (linhas pontilhadas) e DSPz (linhas tracejadas): (a) precipitação total, (b) precipitação convectiva e estratiforme.

#### 4.5 Avaliação estatística

Nesta subseção é apresentada uma avaliação objetiva de todas as simulações realizadas com o intuito de se verificar a destreza do modelo. As simulações de precipitação são avaliadas baseadas nos índices estatísticos *Equitable Threat Score* (ETS) e Bias, considerando a precipitação estimada pelo satélite TRMM como observação. Os índices são calculados para a região de estudo, que compreende a região de topografia complexa do SEB (Figura 4.1) e todos os 11 eventos estudados foram considerados nesta avaliação. O ETS é um índice estatístico utilizado para avaliar a previsão de precipitação classificada em categorias. Este método objetivo é utilizado para avaliar o desempenho do modelo Eta em simular ocorrência de chuvas fracas, moderadas e fortes.

Em geral observa-se que o comportamento dos experimentos INV e DSPz é semelhante ao da simulação CTL. Na Figura 4.32a nota-se que para todos os limiares os valores de ETS do experimento INV (linha azul) ficam confinados em uma faixa estreita de valores bem próximos aos da simulação CTL (linha preta). Os maiores valores de ETS são obtidos para o limiar 0,25 mm/dia, diminuindo gradativamente para os limiares de chuvas moderadas e fortes. Isto indica que o modelo não obteve bons resultados pra chuvas intensas em nenhuma simulação (Figuras 4.32a e 4.32b), no entanto, verifica-se um aumento relativo dos valores de ETS para limiares de chuvas intensas no experimento DSPz.

A Figura 4.32b mostra o índice BIAS, onde é possível notar que em limiares maiores que 25,4 mm/dia o experimento INV reduz levemente a superestimativa de chuva verificada na simulação CTL, chegando a subestimar chuvas intensas com limiares acima de 50,8 mm/dia. Para limiares menores que 25,4 mm/dia, o Bias indica destreza semelhante aos experimentos INV e CTL. O índice BIAS também mostra que em todos os experimentos o modelo superestima a chuva de limiares de intensidade menores que 38,1mm/dia enquanto que a partir desse limiar os experimentos CTL e INV subestimam a intensidade da chuva.

O experimento DSPz (Figura 4.32b) mostra uma tendência de superestimar a chuva para todos os limiares exceto o limiar de intensidade máxima em que ele apresenta um desempenho satisfatório, isto é, valor do BIAS próximo a 1. A melhora na destreza para limiares acima de 58,1 mm/dia pelo experimento DSPz se deve ao fato de que esse experimento superestima as chuvas nestes intervalos de classe.

Na Figura 4.32a o índice ETS indica destreza similar entre os experimentos DSPz e CTL e para taxas de precipitação de intensidade elevada (maiores que 38.1mm/dia), o índice Bias (Figura 4.32b) aponta um aumento da superestimativa no experimento DSPz enquanto que os experimentos CTL e INV apresentam similar destreza.

Ambos os experimentos INV e DSPz, em relação à avaliação (estatística), indicam que essas alterações obtiveram uma simulação de precipitação com desempenho igual ou ligeiramente superior (inferior) do experimento DSPz (INV) em relação ao da simulação CTL. A avaliação objetiva mostra que o aumento do DSP em função da topografia indicou uma pequena melhora no desempenho do modelo para intervalos de chuvas moderadas a intensas, que é o foco deste trabalho. Portanto, analisando em conjunto os índices ETS e BIAS concluiu-se que o experimento DSPz apresentou melhor desempenho para limiares de chuvas intensas.

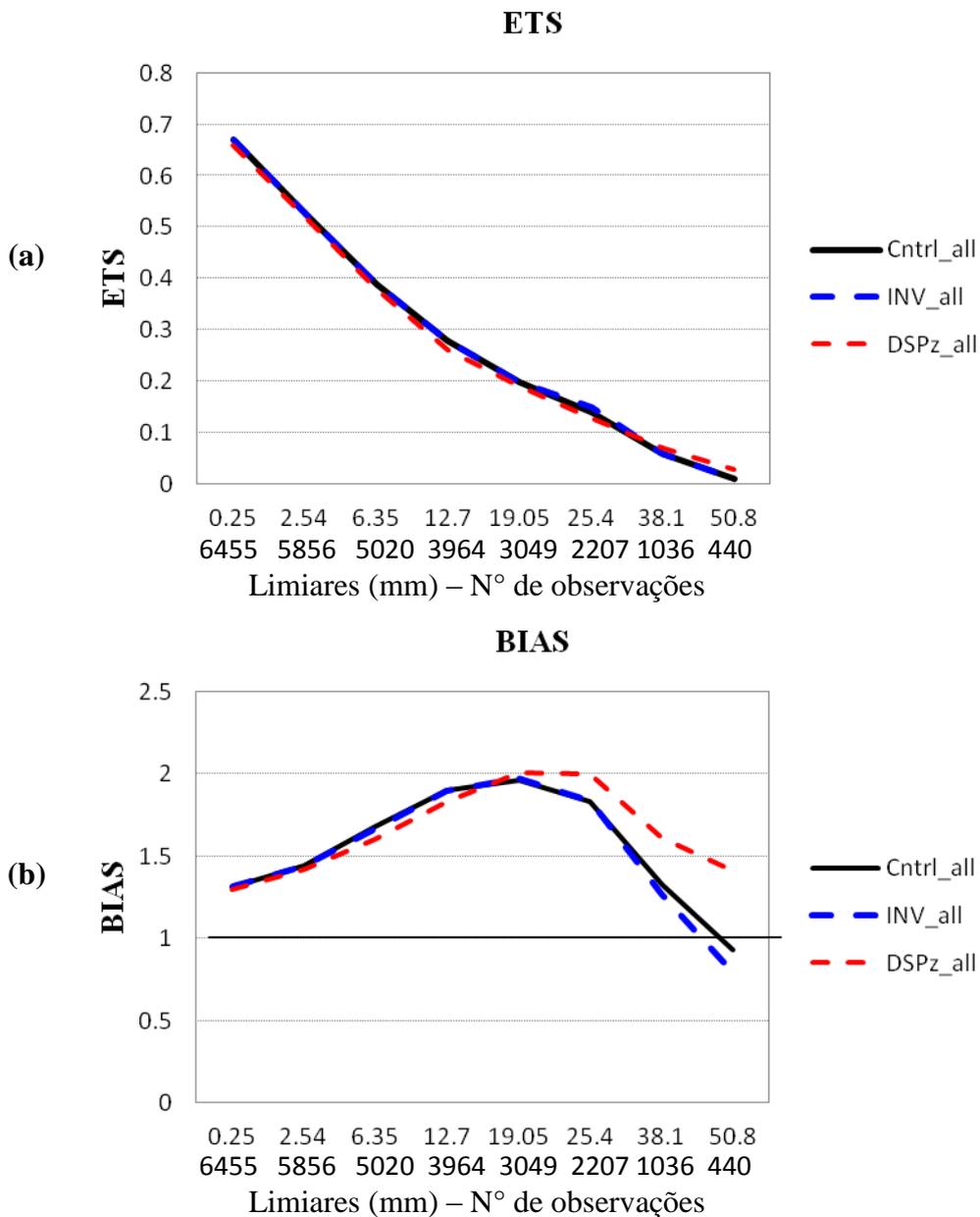


Figura 4.32 – (a) Equitable Threat Score; (b) BIAS score para a simulação CTL (linhas pretas), simulação INV (linhas azuis tracejadas) e simulação DSPz (linhas vermelhas tracejadas). Nos eixos x a primeira linha indica os limiars de precipitação (mm/dia). Os prazos de simulação de 36 e 60 horas foram considerados para elaboração dos índices.

Devido à escassez de trabalhos relacionados aos ajustes dos esquemas de produção de precipitação para regiões de topografia complexas, não foi possível comparar os resultados obtidos no presente estudo com outros trabalhos.



## 5. CONCLUSÃO

Os resultados obtidos com as simulações controle do modelo Eta mostram uma deficiência do modelo em representar corretamente a distribuição e intensidade das chuvas sobre o topo das montanhas. Tais erros são comumente encontrados em modelos de mesoescala de previsão de tempo e clima que requerem parametrização de convecção. O modelo apresenta deficiência na produção de chuvas nas regiões a sotavento e no topo das montanhas, além disso, uma tendência de superestimativa da precipitação a barlavento é verificada. Com objetivo de aumentar a produção de precipitação nos topos de regiões de topografia elevada, visando buscar melhorias nas simulações de precipitação intensa, neste trabalho foram realizados alguns testes de ajustes nos esquemas de produção de precipitação de forma a facilitar o disparo de chuvas em função da elevação topográfica. Foi utilizada a versão do modelo com resolução horizontal de 8 km, com os esquemas de parametrização de convecção BMJ e de microfísica de nuvens Ferrier. A comparação entre os campos de precipitação convectiva e estratiforme mostrou que a maior parte da precipitação total nos casos analisados é devido ao esquema de parametrização cumulus, além disso, foi possível inferir que a deficiência da produção de chuva em regiões elevadas estaria associada a uma deficiência neste esquema.

Foram executadas: uma simulação controle, uma simulação invertendo a ordem de chamada das parametrizações de produção de chuva, uma simulação utilizando uma função de ajustes dos parâmetros DSP em função da topografia e uma simulação mudando a temperatura de disparo de instabilidade do esquema convectivo BMJ. Dentre os 11 casos simulados, os resultados de dois casos específicos que ocorreram em janeiro de 2011 e dezembro de 2007 foram analisados e discutidos detalhadamente e os demais foram utilizados para melhor representação dos resultados nas avaliações objetivas. Os testes apresentados indicaram que o modelo apresenta sensibilidade aos ajustes no esquema convectivo quanto a produção de chuvas intensas nas regiões montanhosas.

A inversão da ordem de chamada das parametrizações de convecção e de microfísica de nuvens foi feita no intuito de verificar se a subestimativa de precipitação pelo modelo sobre as montanhas era decorrente da extração da umidade do esquema de microfísica de nuvens ou pelo esquema de convecção. Os resultados obtidos com a inversão mostraram que quando o esquema de microfísica de nuvens é chamado antes do esquema convectivo, a microfísica apresenta maior atuação produzindo maiores quantidades de precipitação estratiforme principalmente sobre as regiões de topografia elevada. Este resultado é consistente, pois com o esquema de microfísica atuando antes da convecção, maior umidade será encontrada na coluna atmosférica pela microfísica, conseqüentemente, mais chuva é gerada por este esquema. No entanto, de maneira geral a quantidade de precipitação estratiforme gerada ainda é pequena, comparada ao volume de precipitação convectiva. A quantidade de precipitação gerada sobre as regiões montanhosas, que a simulação controle não foi capaz de produzir, foi de origem estratiforme.

A inclusão de uma função de ajustes dos parâmetros convectivo DSPz em função da topografia resultou em um significativo aumento da precipitação convectiva sobre as montanhas, conforme desejado com o teste. Neste caso, uma comparação entre os campos de precipitação convectiva e estratiforme mostrou que a maior parte da precipitação total sobre as regiões montanhosas é devido ao esquema de parametrização convectiva. O destaque em relação à simulação do experimento DSPz foi o aumento substancial da intensidade dos ventos e dos movimentos ascendentes sobre as montanhas, principalmente a barlavento, favorecendo o aumento da precipitação nestas regiões. De forma geral, as alterações no parâmetro DSP implicaram em maior produção de precipitação convectiva em regiões onde já havia precipitação e em alguns locais onde não havia. A avaliação objetiva mostrou um aumento da superestimativa para limiares de chuva de maior intensidade, acima de 19,05 mm/dia em relação a simulação CTL. Portanto, a função de ajuste do parâmetro é sensível a produção de chuva convectiva em região de topografia, mas de difícil ajuste. Pode-se concluir que as simulações realizadas com DSPz foram as que melhor representaram o padrão de precipitação sobre os topos das montanhas.

Os resultados encontrados para os dois casos em relação à distribuição espacial, mostraram que a mudança da temperatura de disparo convectivo da camada acarretou em uma elevada produção de precipitação convectiva sobre as regiões de topografia elevada. No entanto, foi observada uma mudança no padrão da precipitação sobre todo domínio, impactando na redução excessiva de precipitação sobre as regiões de topografia baixa em comparação com a simulação CTL. Sugere-se que o aumento da instabilidade induzida por uma temperatura relativamente maior sobre as regiões elevadas tenha inferido na retirada de umidade das colunas adjacentes referentes as regiões de baixa elevação topográfica, de forma que toda chuva foi gerada quase que exclusivamente sobre as montanhas.

A partição da precipitação média na região topográfica de interesse revelou que a maior parte da precipitação total durante o período de maior intensidade da precipitação simulada para o caso de janeiro de 2011 é de origem convectiva, enquanto que no caso de dezembro de 2007 a maior parte da precipitação foi de origem estratiforme. Em ambos os casos as simulações subestimaram a intensidade da precipitação nos horários de máxima intensidade em relação às observações do CMORPH.

Analisando a seção transversal da precipitação acumulada em 24 horas sobre a região de montanha, verificou-se que o volume de precipitação diária é inversamente proporcional a elevação da topografia nos experimentos CTL e INV, isto é, em regiões de grandes elevações topográficas o volume de chuva acumulado é menor que o volume de chuva acumulado a barlavento, concordando com a superestimativa verificada nas simulações destes dois experimentos. Em relação à simulação DSPz, a precipitação acumulada foi maior sobre o topo da montanha, apresentando um padrão mais realístico da distribuição espacial da precipitação em regiões topográficas.

O índices ETS e Bias foram calculados para cada simulação CTL e comparado com os experimentos INV e DSPz respectivos para os 11 casos de chuvas intensas com base na precipitação estimada pelo satélite TRMM para o domínio da região de interesse.

Concluiu-se que a precipitação do experimento DSPz foi ligeiramente melhor simulada em relação a simulação CTL para limiares de chuvas menores que 19,05 mm/dia e para limiares de chuvas de maior intensidade, acima de 25,04 mm/dia o experimento DSPz apresentou uma tendência de superestimativa maior que a simulação CTL. A simulação INV apresentou ligeira redução da superestimativa encontrada na simulação CTL para limiares acima de 25,04 mm/dia.

Apesar da magnitude dos erros apresentados nos resultados das simulações, pode-se considerar que aqueles obtidos com o experimento DSPz através de ajustes nos parâmetros do perfil de umidade do esquema convectivo produziu resultados superiores aos demais experimentos para ambos os casos, mostrando um aumento da produção de precipitação no topo e a sotavento das montanhas, apesar de ainda contribuir para a superestimativa a barlavento. Importante destacar que apesar do erro na intensidade, o posicionamento e localização dos núcleos foram bem simulados.

Tendo em vista os resultados encontrados neste trabalho propõe-se como trabalhos futuros relacionados ao ajuste de parâmetros dos esquemas de produção de chuva:

- Analisar a inversão da ordem de chamada dos esquemas de produção de precipitação aumentando o tempo de intervalo de chamada entre um esquema e o outro.
- Criar um mapa de DSP ajustado para diferentes regiões. Ex. para Nordeste (NEB) diferente do Sul do Brasil.
- Testar outras funções de ajuste do parâmetro DSP de forma que reduza a superestimativa a barlavento.
- Teste com mudança da temperatura da camada pela temperatura a 2m em função da topografia do modelo ao invés de se considerar níveis de pressão.
- Calcular os índices ETS e Bias para as regiões sotavento e barlavento separadamente

para verificar o impacto dos ajustes em cada região especificamente.

- Ajustar os parâmetros convectivos sobre o oceano, onde a produção da precipitação foi excessiva.

- Realizar testes com diferentes resoluções espaciais.

Este trabalho contribuiu com um dos temas do projeto P&D ANEEL-CEMIG que teve como objetivo final a melhoria da qualidade da previsão de precipitação sobre bacias hidrográficas do Sudeste do Brasil utilizando o modelo regional Eta.



## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALAPATY, K., S. RAMAN, R.V. MADALA, U.C. MOHANTY, Monsoon Rainfall Simulations with Kuo and Betts-Miller Schemes. **Meteorol. Atmos. Phys.**, v. 53, p. 33-49, 1994.

ANDERSON, C. J.; ARRITT, R. W. A Revised version of the Kain-Fritsch convective parameterization and its effects in seasonal simulations. **Monthly Weather Review**, v. 126, p. 578–599, 2006.

ARAKAWA, A. LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical process of the UCLA generation circulation model. **Methods in computational Physics**, v. 17, p. 173-265, 1977.

BANTA, R. The role of mountain flows in making clouds. **Meteorol. Monogr**, v. 23, p. 229–283. 1990.

BARROS, A.P.; LETTENMAIER D.P. Dynamic modeling of orographically induced precipitation. **Rev. of Geophysics**, v. 32, p. 265-284, August 1994.

BÉLAIR, S.; MAILHOT, J. Impact of resolution on the numerical simulation of a midlatitude squall-line: implicit versus explicit condensation. **Monthly Weather Review**, v. 129, n. 120, p. 2362-2376, 2001.

BETTS, A. K. A new convective adjustment scheme. Part I: Observational and theoretical basic. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 112, p. 1306-1335, 1986.

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

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

BONNER, W.B. NMC overview: Recent progress and future plans. **Wea. Forecasting**, v. 4, p. 275–285, 1989.

BOUGEAULT P.; BINDER P.; BUZZI A.; DIRKS R.; HOUZE R.; KUETTNER J.; SMITH RB.; STEINACKER R.; VOLKERT H. The MAP special observing period. **Bull. Am. Meteorol. Soc.** v. 82, p.433–462, 2001.

CARVALHO, L.M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme precipitation events in southern South America and large-scale convective patterns in the South Atlantic Convergence Zone. **Journal of Climate**, v. 15, n. 17, p. 2377-2394, 2002.

CHAO, WINSTON C., 2012: Correction of excessive precipitation over steep and high mountains in a gcm. **J. Atmos. Sci.**, v. 69, p. 1547–1561.  
doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JAS-D-11-0216.1>

CHEN, S.H.; LIN, Y.L. Orographic effects on a conditionally unstable flow over an idealized three-dimensional mountain. **Meteorol. Atmos. Phys.** v. 88, p. 1–21, 2005a.

CHIAO, S.; LIN, Y.L.; KAPLAN, M.L. Numerical study of orographic forcing of heavy orographic precipitation during MAP IOP 2B. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 2184–2203, 2004.

CHOU, S.C. Modelo Regional Eta. In: **Climanálise**, Edição Comemorativa de 10 anos. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. Cachoeira Paulista, SP. Brasil. 1996.

CHOU, S.C. Eta model description, giving emphasis on model turbulence and land surface scheme and soil, vegetation and topography maps defined as revision of the model. **Deliverable** n.1. 2011.

COLLE, B. A.; MASS, C. F. An observational and modeling study of the interaction of low-level southwesterly flow with the Olympic Mountains during COAST IOP 4. **Monthly Weather Review**, v. 124, p. 2152–2175, 1996.

COLLE, B. A.; WESTRICK, K.J.; MASS C.F. Evaluation of the MM5 and Eta-10 precipitation forecasts over the Pacific Northwest during the cool season. **Weather Forecast.** v. 14, p. 137–54, 1999.

COLLE, B. A.; MASS, C. F.; WESTRICK, K. J. MM5 Precipitation verification over the Pacific Northwest during the 1997-1999 cool seasons. **Weather and Forecasting**, v. 15, p. 730-744, 2000.

COLLE, B. A.; OLSON, J. B.; TONGUE, J. S. Multiseason verification of the MM5. Part II: Evaluation of high-resolution precipitation forecasts over Northeastern United States. **Weather and Forecasting**, v. 18, p. 458-479, 2003.

DALY, C.; NEILSON R. P.; PHILLIPS D. L. A statistical–topographic model for mapping climatological precipitation over mountainous terrain. **J. Appl. Meteor.**, v. 33, p. 140–158, 1994.

DAS, S. **Real time mesoscale weather forecasting over Indian region using MM5 modeling system**. New Delhi, India: NCMRWF, 2002. Research Report No. NMRF/RR/3/2002.

DAS S., S. V. SINGH, E. N. RAJAGOPAL, R. GALL, Mesoscale Modeling for Mountain Weather Forecasting Over the Himalayas, **Bull. Amer. Meteorol. Soc.**, v. 84, p. 1237–1244, 2003.

DUNN, L.; HOREL, J. Prediction of central Arizona convection. Part II: Further examination of the Eta model forecasts. **Wea. Forecasting**. v. 9, p. 508-522, 1994.

EBERT, E.E.; DAMRATH, U.; WERGEN, W.; BALDWIN, M.E. The WGNE assessment of short-term quantitative precipitation forecasts. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 84, p. 481–492, 2003.

EK, M.B.; MITCHELL, M.K.; LIU, Y.; ROGERS, E.; GRUNMAN, P.; KOREN, V.; GAYANO, G.; TARPLEY, J.D. Implementation of Noah Land Model advances in the NCEP operational Eta Model. **JGR**. v. 108 (D22), p. 8851-8867, 2003.

FELS, S.B.; SCHWARZTKOPF, M.D. The simplified exchange approximation: A new method for radiative transfer calculations. **Journal of the Atmospheric Sciences**., v. 32, p. 1475-1488, 1975.

FERRIER, B.S.; LIN, Y.; BLACK, T.; ROGERS, E.; DIMEGO, G. 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, ,p 280–283, 2002.

FRITSCH, J.M.; CARBONE, R.E. Improving quantitative precipitation forecasts in the warm season. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 85, n. 7, p. 955-965, july, 2004.

FU, B. The effect os topography and elevation on the precipitation. **Acta Geographica Sinica**, v. 46, p. 302-314, 1993.

FUNATSU, B.M.; GAN, M.A.; CAETANO, E. A case study of orographic cyclogenesis over South America. **Atmosfera**, p. 91-113, 2004.

GALLUS, W. A., Jr. Eta simulations of three extreme precipitation events: Sensitivity to resolution and convective parameterization. **Wea. Forecasting**, v. 14, p. 405–426, 1999.

GOMES, J. L., **Estrutura dos sistemas precipitantes de verão do Estado de São Paulo: estudo diagnóstico e numérico**. 2010. 182p. (sid.inpe.br/mtc-m19@80/2009/12.07.17.33-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2009. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/36HBBN2>>. Acesso em: 23 abr. 2014.

GRUBISIC, V.; VELLORE, R. K.; HUGGINS, A. W. Quantitative recipitation

forecasting of wintertime storms in the Sierra Nevada: sensitivity to the microphysical parameterization and horizontal resolution. **Monthly Weather Review**, v. 128, p. 2834-2859, 2005.

HAAS, R. **Simulações da chuva orográfica associada a um ciclone extratropical, no Litoral Sul do Brasil**. 2002. 202 p. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo. 2002.

HASS, R.; PEREIRA FILHO, A.; AMBRIZI, T. Previsão de chuva quantitativa com o modelo ARPS: teste de sensibilidade com o esquema de Kain e Fritsch para três eventos de enchente no Sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12, 2002, Foz do Iguaçu, PR. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2002.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA (IBGE). Memória **Técnico-Científica do IBGE**: biblioteca digital. 2013. Disponível em: <http://biblioteca.ibge.gov.br/>. Acesso em: 20 mai. 2013.

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

JANJIC, Z. I. Nonlinear advection schemes and energy cascade on emistaggered grids. **Monthly Weather Review**, v. 112, p. 1234-1245, 1984.

JANJIC Z.I. The step-mountain coordinate model: further developments of the convection, viscous sublayer, and turbulence closure schemes. **Monthly Weather Review**. v. 122, p. 927-945, 1994.

JANJIC Z.I, BLACK T.L, DIMEGO G. Contributions toward development of a future community mesoscale model (WRF). 16th Conf. on Weather Analysis and Forecasting, Phoenix, AZ, 12-16 January 1998, **Amer Meteor Soc**, Boston, MA, p. 258-261, 1998.

JANKOV, I., GALLUS, W. A. JR., M. SEGAL, B. SHAW, AND S. E. KOCH. The impact of different WRF model physical parameterizations and their interactions on warm season MCS rainfall. **Wea. Forecasting**, v. 20, p. 1048-1060, 2005.

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. CMORPH: A Method that Produces Global Precipitation Estimates from Passive Microwave and Infrared Data at High Spatial and Temporal Resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v. 5, n. 3, p. 487-503, 2004.

KAIN, J.S.; FRITSCH J.M. Convective parametrization for mesoscale models. The Kain-Fritsch scheme. The Representation of Cumulus Convection in Numerical Models, Meteorological Monographs, No. 46, **American Meteorological Society**, p. 165-170, 1993.

- LACIS, A.A.; HANSEN, J.E. A parameterization of the absorption of solar radiation in earth's atmosphere. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 118-133, 1974.
- LEE, M.J.; LEE, D. K. Effects of Trigger Function in the Kain-Fritsch Cumulus Parameterization Scheme on Heavy Rainfall Simulation, **Journal of the Korean Meteorological Society**, v.42 , p. 397-410, 2006.
- LEUNG, L. R.; GHAN, S. J. A subgrid parameterization of orographic precipitation. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 52, p. 95–118, 1995.
- LEUNG, L. R.; GHAN, S. J. Parameterizing Subgrid Orographic Precipitation and Surface Cover in Climate Models. **Monthly Weather Review**. American Meteorological Society, v. 126, Dec. 1998.
- LEUNG, L. R., ET AL. The Sensitivity of Precipitation and Snowpack Simulations to Model Resolution via Nesting in Regions of Complex Terrain. **American Meteorological Society**. p. 1025 – 1043, 2003.
- LIEBMANN, B.; JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Interannual variability of daily extreme precipitation events in the state of São Paulo, Brazil. **Journal of Climate**, v. 14, n. 2, p. 208-218, 2001.
- LIN, Y.L.; REEVES, H.D.; CHEN, S.Y.; CHIAO S. Synoptic and mesoscale environments and the formation of convection over the Ligurian Sea during IOP 8. **Monthly Weather Review**, v. 133, p. 2227–224, 2005.
- MARQUINÉZ, J.; LASTRA J.; GARCIA, P. Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. **J. Hydrol.**, v. 270, p. 1-11, 1995.
- MARQUÍNEZ, J.; LASTRA, J.; GARCIA, P. Estimation models for precipitation in mountainous regions: the use of GIS and multivariate analysis. **Journal of Hydrology**, v. 270, n.1, p.1-11, 2003.
- MCBRIDE, J. L.; E. E. EBERT,. Verification of quantitative precipitation forecasts from operational numerical weather prediction models over Australia. **Wea. Forecasting**, v. 15, p. 103–121, 2000.
- MEDINA S, HOUZE R.A. Air motions and precipitation growth in alpine storms. **Q. J. R. Meteorol. Soc.** 129:345–71. Acesso em: <http://www.atmos.washington.edu/~socorro/>. 2003.
- MELLOR, G.L.; YAMADA, T. A hierarchy of turbulence closure models for planetary boundary layers. **J. Atmos. Sci.**, v. 31, p. 1791–1806, 1974.

MENDES, L. L. **Simulação numérica de evento extremo de chuvas**: um estudo de caso sobre Angra dos Reis - RJ. 2006. 136 p. (INPE-14599-TDI/1181). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos. 2006. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTCm13@80/2006/06.12.14.18>>. Acesso em: 12 abr. 2013.

MESINGER, F. An economical explicit scheme which inherently prevents the false two-grid-interval wave in the forecast fields. Proc. Symp. "Difference and Spectral Methods for Atmosphere and Ocean Dynamics Problems", **Academy of Sciences**, Novosibirsk 1973; Part II, p. 18-34, 1974.

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

MESINGER, F.; JANJIC, Z.I.; NICKOVIC, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, D.G. The step-mountain coordinate: Model description and performance for cases of Alpine lee cyclogenesis and for a case of Appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v.116, n.7, p.1493-1518, 1988.

MESINGER, F. Comparison of quantitative precipitation forecast by the 48 and by the 29 km Eta model: An update and possible implications. In: CONF. ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 12., 1998, Phoenix, AZ. **Preprints**. Amer. Meteor. Soc., 1998, J22-J23.

MESINGER, F., CHOU, S.C., GOMES, J.L., JOVIC, D., LYRA, A.A., BUSTAMANTE, J.F., BASTOS, P.R., LAZIC, L., MORELLI, S., RISTIC, I. An upgraded version of the Eta Model. **Meteorology and Atmospheric Physics**. 2011.

NEIMAN, P. J., P. O. G. PERSSON, F. M. RALPH, D. P. JORGENSEN, A. B. WHITE, AND D. E. KINGSMILL. Modification of fronts and precipitation by coastal blocking during an intense landfalling winter storm in southern california: Observations during CALJET. **Monthly Weather Review**, v. 132, p. 242–273, 2004.

PAULSON, C. A. The mathematical representation of wind speed and temperature profiles in the unstable atmospheric surface layer. **Journal of Applied Meteorology**, v. 9, p. 857-861, 1970.

PHILLIPS, N.A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v.14, p.184-185, 1957.

PLANCHE, et al. The influence of aerosol particle number and hygroscopicity on the evolution of convective cloud systems and their precipitation: A numerical study based on the COPS observations on 12 august 2007. **Atmos. Res.**, v. 98, p. 40–56, 2010.

RAO, Y.V.R., K. PRASAD; SANT PRASAD. A case study of the impact of INSAT derived humidity profiles on precipitation forecast by limited area model. **Mausam**, v. 52, p. 647-654, 2001.

ROE G. H. Orographic precipitation. *Ann. Rev. Earth Planetary Sci.* v. 33, p. 645–671, 2005.

ROZANTE, J. R. **O impacto do aninhamento no modelo Eta nas previsões de tempo**. 2001. 130p. (INPE-11432-TDI/953). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2001. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2004/11.23.15.00>>. Acesso em: 10 jan. 2014.

SAHA, S., et al. The NCEP Climate Forecast System Reanalysis. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 91, p. 1015-1057, 2010.

SCHWITALLA, T; BAUER, H.S.; WULFMEYER, V; ZANGL, G. Systematic errors of QPF in low-mountain regions as revealed by MM5 simulations. **Meteorologische Zeitschrift**, v. 17, No. 6, p. 903-919, December, 2008.

SELUCHI, M.E.; CHOU, S.C. Diagnosing systematic errors in the Eta Model forecasts over South America. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON SOUTHERN HEMISPHERE METEOROLOGY AND OCEANOGRAPHY, 6., ,Santiago (Chile). **Proceedings...** 2000. p. 422-423. Papel. (INPE-10316-PRE/5817).

SELUCHI, M.E.; CHOU, S. C. Ajuste del esquema convectivo de Betts-Miller en el modelo regional Eta/CPTEC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 11., 2000, Rio de Janeiro (RJ). **Proceedings...** 2000. p. 1815-1819. CD-ROM, Papel. Br. (INPE-10195-PRE/5723).

SELUCHI, M.E.; GARREAUD, R.D.; NORTE, F.A.; SAULO, A.C. Influence of the subtropical Andes on baroclinic disturbances: A cold front case study. **Monthly Weather Review**, p. 3317-3335, 2006.

SELUCHI, M. E.; CHOU, S. C., GRAMANI, M. A case study of a winter heavy rainfall over Serra do Mar in Brazil. **Natural Hazards and Earth System Sciences**, in press, 2010.

SINGLETON, A. T.; REASON, C. J. C. Numerical simulations of a severe rainfall event over the Eastern Coast of South Africa: sensitivity to sea surface temperature and topography, **Tellus**, v.58A, n.3, p. 355-367, 2006.

SLINGO et al., 1994: Mean climate and transience in the tropics of the UGAMP GCM: Sensitivity to convective parameterization. **Quarterly Journal of Royal Meteorological Society**, v. 120, p. 881-922.

SMITH, J. A.; BAECK, M. L.; STEINER, M. Catastrophic rainfall from an upslope

thunderstorm in the central Appalachians: the rapidan storm of June 27, 1995. **Water Resource Research**, v. 32, n. 10, p. 3099-3113, 1996.

SMITH, R.B. The influence of mountains on the atmosphere. **Adv. Geophys.** v. 21, p. 87–230. Academic Press. 1979.

SMITH, RB. A linear time-delay model of orographic precipitation. **J. Hydrol.** v. 282, p. 2–9, 2003.

TAO, W.K; et al. A multiscale modeling system: Developments, applications, and critical issues. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 90, p. 515–534, 2009.

TRENTMANN J. et al. Multi-model simulations of a convective situation in low-mountain terrain in central Europe. **Meteorol Atmos Phys**, v. 103, p. 95-103, 2009. DOI 10.1007/s00703-008-0323-6.

TRUONG, N.M.; TIEN, T.T, PIELKE; R. A.; CASTRO, C.L.; LEONCINI, G.: A Modified kain-fritsch scheme and its application for simulation of an extreme precipitation event in vietnam. **Monthly Weather Review**, v. 137, p. 766-789, 2009.

VAIDYA, S. S.; SINGH S. S. Thermodynamic adjustment parameters in the Betts–Miller scheme of convection. **Wea. Forecasting**, v. 12, p. 819–825, 1997.

XU, M.; BAO, J. W.; WARNER, T. T.; STENSRUD, D. J. Effect of time step size in MM5 simulations of a mesoscale convective system. **Monthly Weather Review**, v.129, p. 502-516, 2001.

VOLKERT, H.; GUTERMANN, T. Inter-domain cooperation for mesoscale atmospheric laboratories: The Mesoscale Alpine Programme as a rich study case. **Q.J.R. Meteorol. Soc.** v. 133, p. 949–967, 2007.

WANG, W.; SEAMAN, N.L. A comparison study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. **Monthly Weather Review**, v. 125, February 1997.

WULFMEYER, V. et al. The Convective and Orographically induced Precipitation Study: A research and development project of the world weather research program for improving quantitative precipitation forecasting in low-mountain regions. – **Bull. Amer. Meteor. Soc.** v. 89, p. 1477–1486, DOI 10.1175/2008BAMS2367.1.2008

WANG, W.; SEAMAN, N. L. A comparison Study of convective parameterization schemes in a mesoscale model. **Monthly Weather Review**, v.125, p. 252-278, 1997.

YAGUCHI, S. M. **Simulação em alta resolução do ciclo diurno da precipitação em região de topografia complexa.** 2013. 126 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2013/05.06.20.10-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2013. Disponível

em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3E3T8MS>>. Acesso em: 04 fev. 2014.