



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m18/2015/04.30.17.42-TDI

IMPACTO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE RADAR NA PREVISÃO DE CURTO PRAZO

Éder Paulo Vendrasco

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Carlos Frederico de Angelis, aprovada em 15 de maio de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3JDJQU2>>

INPE
São José dos Campos
2015

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

**COMISSÃO DO CONSELHO DE EDITORAÇÃO E PRESERVAÇÃO
DA PRODUÇÃO INTELECTUAL DO INPE (DE/DIR-544):****Presidente:**

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

Membros:

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

Dr. Amauri Silva Montes - Coordenação Engenharia e Tecnologia Espaciais (ETE)

Dr. André de Castro Milone - Coordenação Ciências Espaciais e Atmosféricas
(CEA)

Dr. Joaquim José Barroso de Castro - Centro de Tecnologias Espaciais (CTE)

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

Dr^a 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)

Clayton Martins Pereira - Serviço de Informação e Documentação (SID)

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

Marcelo de Castro Pazos - Serviço de Informação e Documentação (SID)

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m18/2015/04.30.17.42-TDI

IMPACTO DA ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE RADAR NA PREVISÃO DE CURTO PRAZO

Éder Paulo Vendrasco

Tese de Doutorado do Curso de Pós-Graduação em Meteorologia, orientada pelos Drs. Dirceu Luis Herdies, e Carlos Frederico de Angelis, aprovada em 15 de maio de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3JDJQU2>>

INPE
São José dos Campos
2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

V553i Vendrasco, Éder Paulo.
Impacto da assimilação de dados de radar na previsão de curto prazo / Éder Paulo Vendrasco. – São José dos Campos : INPE, 2015.
xxviii + 180 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m18/2015/04.30.17.42-TDI)

Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientadores : Drs. Dirceu Luis Herdies, e Carlos Frederico de Angelis.

1. Assimilação de dados. 2. Radar. 3. 3D-Var. 4. Nowcasting.
5. Precipitação. I.Título.

CDU 551.509.313



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

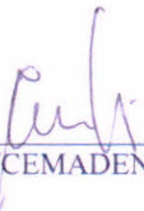
Dr. Luis Gustavo Gonçalves de
Gonçalves


Presidente / INPE / São José dos Campos - SP

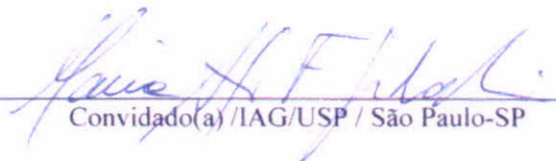
Dr. Dirceu Luis Herdies


Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

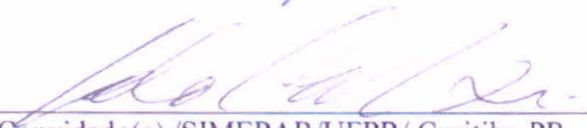
Dr. Carlos Frederico de Angelis


Orientador(a) / CEMADEN/ Cachoeira Paulista - SP

Dra. Maria Assunção Faus da Silva
Dias


Convidado(a) / IAG/USP / São Paulo-SP

Dr. Leonardo Calvetti

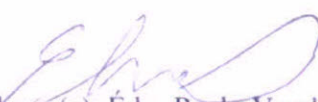

Convidado(a) / SIMEPAR/UFPR/ Curitiba-PR

Este trabalho foi aprovado por:

() maioria simples.

(x) unanimidade.

Título: "Impacto da Assimilação de Dados de Radar na Revisão de Curto Prazo"


Aluno (a): Éder Paulo Vendrasco

São José dos Campos, 15 de Maio de 2015.

“Um homem precisa viajar. Por sua conta, não por meio de histórias, imagens, livros ou tv. Precisa viajar por si, com seus olhos e pés, para entender o que é seu. Para um dia plantar as suas próprias árvores e dar-lhes valor. Conhecer o frio para desfrutar do calor. E o oposto. Sentir a distância e o desabrigo para estar bem sob o próprio teto. Um homem precisa viajar para lugares que não conhece para quebrar essa arrogância que nos faz ver o mundo como o imaginamos, e não simplesmente como é, que nos faz professores e doutores do que não vimos, quando deveríamos ser alunos, e simplesmente ir ver”.

AMYR KLINK
em *“Mar Sem Fim”*, 2000.

A meus pais Antônia e José.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a meus pais Antônia e José e a minha irmã Edilaine por estarem sempre ao meu lado em todos os momentos, sejam eles felizes para compartilhar a alegria ou em momentos tristes para darem apoio e conforto.

A minha amiga e esposa Valéria pelo apoio, amizade e compreensão em todos os momentos. Tê-la ao meu lado desde o início apoiando-me foi ponto crucial para ter chegado até aqui.

Ao Dr. Dirceu Luis Herdies pela orientação e valiosa colaboração em diversos aspectos, principalmente durante o estágio realizado no NCAR (*National Center for Atmospheric Research*), quando esteve sempre presente disposto a ajudar.

Ao Dr. Carlos Frederico de Angelis pela orientação, incentivo ao início deste trabalho e participação fundamental na escolha do tema.

À Dr^a Juanzhen Sun do NCAR/EUA por receber-me no NCAR e por todo o apoio dado ao desenvolvimento do doutorado. Seus comentários e sugestões sobre assimilação de dados de radar foram de extrema importância e contribuíram para o enriquecimento do trabalho.

Ao Dr. Hongli Wang da NOAA/EUA pela valiosa discussão sobre a assimilação indireta de refletividade.

Ao Dr. Nelson Jesus Ferreira pelo apoio dado ao desenvolvimento do trabalho desde que chegou à Divisão de Satélite e Sistemas Ambientais.

Ao Sérgio Pereira de Paulo pelo apoio e incentivo em diversos momentos.

Aos membros da Banca pela colaboração na etapa final do trabalho.

À Dr^a Rachel Albrecht, ao Msc. Thiago de Souza Biscaro, à Msc. Izabelly Carvalho e ao Msc. Jhojy Sakuragi pela valiosa ajuda com o tratamento dos dados do radar banda X do projeto CHUVA.

Ao Dr. Wagner Flauber Araújo de Lima com quem dividi sala na DSA e sempre ajudou com diversos comentários, disponibilização de dados e ajuda com programação.

Aos amigos da Divisão de Satélite e Sistemas Ambientais do CPTEC/INPE por

todos os momentos que passamos juntos, seja discutindo sobre assuntos acadêmicos ou apenas assuntos do dia-a-dia. Certamente o café da tarde na cozinha da DSA tem papel importante neste doutorado, muitas discussões interessantes surgiram durante este período.

Aos colegas de trabalho e amigos de Boulder pelo apoio e colaboração durante o estágio no NCAR.

A todos os envolvidos no projeto CHUVA pela disponibilidade dos dados do radar e do disdrômetro.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia pela disponibilidade dos dados de estações de superfície.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais pelo fornecimento de toda a infraestrutura necessária à realização deste trabalho.

À CAPES pelo apoio financeiro.

RESUMO

Nos últimos anos a demanda por previsões numéricas de tempo mais precisas tem aumentado em decorrência do crescimento da quantidade de desastres naturais observados no Brasil. Diante desta necessidade e do aumento no número de radares meteorológicos operacionais, o objetivo deste trabalho foi estudar o impacto da assimilação de dados de radar na previsão de curto prazo e aumentar a eficiência do uso destes dados através de sua assimilação na geração das análises. No verão de 2011/2012 ocorreu o experimento CHUVA-Vale onde foram realizadas observações com um radar meteorológico banda X de dupla polarização e deste experimento foram selecionados 6 casos com diferentes regimes de precipitação para o estudo de assimilação de dados empregando o método variacional em 3 dimensões (3D-Var). Foram realizados inicialmente experimentos com o código original do sistema de assimilação de dados WRFDA/3D-Var, posteriormente foram realizadas novas implementações e comparados os resultados de ambos os conjuntos de experimentos. Mostrou-se que a assimilação direta de refletividade apresenta algumas limitações que podem ser amenizadas com o emprego da assimilação indireta desta variável, ou seja, realizando a conversão de refletividade para razão de mistura de água de chuva antes do processo de assimilação e então utilizar esta variável como controle. Também mostrou-se que o desenvolvimento de uma relação $Z-q_r$ (refletividade - razão de mistura de água de chuva) específica para o local estudado pode melhorar o processo de assimilação e resultar em melhor previsão de precipitação. Outro resultado importante da tese foi a avaliação do impacto relativo que cada variável, refletividade e velocidade radial, tem na previsão de precipitação. Mostrou-se que a refletividade é capaz de melhorar a previsão de precipitação logo no início da integração, mas este ganho não consegue manter-se por muito tempo, enquanto que o ganho com a velocidade radial é menor, mas mais robusto e relativamente constante ao longo do tempo, não apresentando quedas bruscas como no caso da refletividade. Além disso, os melhores resultados são obtidos utilizando ambas as variáveis ao mesmo tempo. Finalmente, notou-se que o processo de assimilação 3D-Var tem uma deficiência, cuja relevância é maior em assimilação na escala convectiva, no que diz respeito ao balanço da análise entre os campos dinâmicos e microfísicos, aumentando a convecção espúria. Portanto, foi desenvolvida uma nova metodologia com o objetivo de amenizar este efeito negativo da assimilação 3D-Var e os resultados mostraram redução significativa do ruído gerado no processo de assimilação e melhoria no campo de precipitação prevista.

THE IMPACT OF RADAR DATA ASSIMILATION IN THE SHORT-RANGE FORECAST

ABSTRACT

In the last few years the demand for more accurate weather forecasts has been increased due to the increase of natural disasters observed in Brazil. Given this need and the increase in the amount of operational meteorological radars, the goal of this work was to study the impact of the radar data assimilation in the short range forecast and to increase the efficiency of the use of these data through the assimilation while generating the analysis. During the Summer of 2011/2012, as part of the CHUVA-Vale field experiment, observations have been made using a dual-polarized X-band meteorological radar and 6 cases were selected with different precipitation regimes to be studied using data assimilation applying the 3D variational method (3D-Var). It was performed experiments using the original code of the data assimilation system WRFDA/3D-Var, then new implementations were applied and compared against the results from the original version. It was shown that the direct assimilation of reflectivity has some limitations that can be reduced when using the indirect assimilation, i.e., converting the reflectivity to rainwater mixing ratio before the assimilation process and then to use the rainwater mixing ratio as a control variable. It has also shown that the development of a new $Z-q_r$ (reflectivity - rainwater mixing ratio) relationship specific to the studied area can improve that assimilation process resulting in a better precipitation forecast. Another important result was the evaluation of the impact of each variable, reflectivity and radial velocity, on the precipitation forecast. It was shown that the reflectivity is able to improve the beginning of the precipitation forecast, however, the skill drops quickly. In the case of radial velocity the skill is lower, but it is almost constant and does not show any drastic decay. The overall evaluation has shown that best results were achieved when using both variables at the same time. Finally, it was observed that the 3D-Var assimilation method cannot generate a balanced analysis regarding the dynamical and microphysical field, mainly in the convective-scale, and it can increase the spurious convection. Therefore, it was developed a new methodology to alleviate this problem in the 3D-Var system and the results have shown reduction in the noisy from the assimilation process and the precipitation forecast has also been improved.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
1.1 Figura esquemática dos principais sistemas precipitantes no Brasil. <i>Fonte: http://chuvaproject.cptec.inpe.br</i>	10
1.2 Representação esquemática da perda de acurácia das previsões em função do tempo de previsão. A linha sólida representa o limite teórico de previsibilidade, a linha pontilhada representa os métodos de nowcasting por radar e a linha tracejada as previsões com modelos atmosféricos . Fonte: Adaptado de Lin et al. (2005).	13
2.1 Carta Sinótica de superfície fornecida pelo Grupo de Previsão de Tempo (GPT) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do INPE para os eventos dos dias 29/11/2011 e 01/12/2011.	28
2.2 Idem à figura 2.1, porém para os eventos dos dias 07/01/2012 e 22/01/2012.	29
2.3 Idem à figura 2.1, porém para os eventos dos dias 11/02/2012 e 12/01/2012.	30
2.4 Imagens do Satélite GOES-12 realçada para cada evento. Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br	31
2.5 CAPPI de 3 km de refletividade observado com o radar do projeto CHUVA para cada evento. Cada círculo na imagem corresponde a 20 km.	32
2.6 Exemplo do campo de refletividade (a) e vento radial (b) para o dia 22 de janeiro de 2012 às 18 UTC antes e depois do procedimento de preenchimento de dados para suavizar os campos.	36
3.1 Ajuste da escala de comprimento da matriz de covariâncias dos erros do <i>background</i> . Nas figuras à esquerda as covariâncias e suas escalas de comprimento geradas pelo <i>gen_be</i> não são alteradas, enquanto que as figuras à direita a escala de comprimento foi reduzida à metade.	43
4.1 Relações Z-R e Z-LWC calculadas a partir do ajuste exponencial dos dados do radar e do disdrômetro.	48

4.2	Painel superior: variação do incremento máximo absoluto para cada valor de refletividade assimilado com a relação Z- q_r original (preto) e com a nova relação (azul). Painel inferior: variação da razão de mistura de água de chuva para a relação Z- q_r original (preto) e a nova relação (azul).	51
4.3	Incremento da razão de mistura de água de chuva após assimilar um único dado de refletividade de 10 (superior) e 60 (inferior) dBZ. Os campos à esquerda foram produzidos utilizando a relação Z- q_r original do WRFDA e à direita foi utilizada a nova relação.	52
5.1	Topografia, domínio do modelo e as estações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Também são apresentadas a posição e o alcance máximo do radar. Os estados de São Paulo e Minas Gerais, o Vale do Paraíba e a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) são identificadas em azul.	54
5.2	Ciclo de Assimilação de 1 hora. GFS _{<i>i</i>} and WRF _{<i>i</i>} significam condição inicial provenientes do GFS e do WRF, respectivamente; AD significa assimilação de dados naquele instante e RA e GTS significam dados de radar e do GTS (The Global Telecommunication System).	55
5.3	(a) velocidade radial observada pelo radar; (b) velocidade radial calculada usando a equação 1.12 utilizando os dados do <i>background</i> ; (c) inovação da velocidade radial (observação menos o <i>background</i>) e (d) incremento da velocidade radial (análise menos <i>background</i>). Todas as figuras referem-se ao nível de 3 km de altura com valores em [m s ⁻¹] para o evento 1.	57
5.4	Idem à figura 5.3, porém para o evento 2.	58
5.5	Idem à figura 5.3, porém para o evento 3.	59
5.6	Idem à figura 5.3, porém para o evento 4.	60
5.7	Idem à figura 5.3, porém para o evento 5.	61
5.8	Idem à figura 5.3, porém para o evento 6.	62
5.9	Idem à figura 5.3, porém para a variável refletividade.	63
5.10	Idem à figura 5.9, porém para o evento 2.	64
5.11	Idem à figura 5.9, porém para o evento 3.	65
5.12	Idem à figura 5.9, porém para o evento 4.	66
5.13	Idem à figura 5.9, porém para o evento 5.	67
5.14	Idem à figura 5.9, porém para o evento 6.	68
5.15	Perfil vertical médio (média horizontal) da observação, do <i>background</i> e da análise para a refletividade e velocidade radial.	69

5.16	Perfil vertical médio (média horizontal e sobre os 6 eventos) dos módulos da diferença entre a observação e o <i>background</i> (O-B) e da diferença entre a observação e a análise (O-A) para a refletividade e velocidade radial.	70
5.17	Incrementos para o evento 1: (a) componente zonal do vento; (b) componente meridional do vento; (c) temperatura e (d) razão de mistura do vapor d'água. Todas as figuras referem-se ao nível de 3 km de altura.	71
5.18	Idem à figura 5.17, porém para o evento 2.	72
5.19	Idem à figura 5.17, porém para o evento 3.	73
5.20	Idem à figura 5.17, porém para o evento 4.	74
5.21	Idem à figura 5.17, porém para o evento 5.	75
5.22	Idem à figura 5.17, porém para o evento 6.	76
5.23	Precipitação acumulada em 1 hora para a observação com radar, simulação controle e simulação com assimilação de dados de radar para o evento 1.	77
5.24	Idem a figura 5.23, porém para o evento 2.	78
5.25	Idem a figura 5.23, porém para o evento 3.	79
5.26	Idem a figura 5.23, porém para o evento 4.	80
5.27	Idem a figura 5.23, porém para o evento 5.	81
5.28	Idem a figura 5.23, porém para o evento 6.	82
5.29	FSS com raio de influência de 20 km e limite de 1 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE (painel inferior).	83
5.30	FSS médio de todos os eventos com raio de influência de 20 km e limite de 1 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE médio de todos os eventos (painel inferior).	84
5.31	FSS com raio de influência de 10 km e limite de 5 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE (painel inferior).	85
5.32	FSS médio de todos os eventos com raio de influência de 10 km e limite de 1 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE médio de todos os eventos (painel inferior).	86
6.1	Perturbação linear dZ , diferença não linear dZ_n e o erro da aproximação linear LE . Fonte: Adaptado de Wang et al. (2013).	91
6.2	Razão de mistura de água de chuva: (a) observada pelo radar; (b) <i>background</i> ; (c) inovação (observação menos o <i>background</i>) e (d) incremento (análise menos <i>background</i>). Todas as figuras referem-se ao nível de 3 km de altura com valores em [g kg ⁻¹] para o experimento 1.	94
6.3	Idem à figura 6.2, porém para o experimento 2.	95

6.4	Idem à figura 6.2, porém para o experimento 3.	96
6.5	Idem à figura 6.2, porém para o experimento 4.	97
6.6	Idem à figura 6.2, porém para o experimento 5.	98
6.7	Idem à figura 6.2, porém para o experimento 6.	99
6.8	Perfil vertical médio (média horizontal) da observação, do <i>background</i> e da análise para a refletividade e velocidade radial.	100
6.9	Perfil vertical médio (média horizontal e sobre os 6 experimentos) dos módulos da diferença entre a observação e o <i>background</i> (O-B) e da diferença entre a observação e a análise (O-A) para a refletividade e velocidade radial.	101
6.10	Precipitação acumulada em 1 hora para a observação com radar, simulação controle e simulação com assimilação de dados de radar para o experimento 1.	102
6.11	Idem a figura 6.10, porém para o experimento 2.	103
6.12	Idem a figura 6.10, porém para o experimento 3.	104
6.13	Idem a figura 6.10, porém para o experimento 4.	105
6.14	Idem a figura 6.10, porém para o experimento 5.	106
6.15	Idem a figura 6.10, porém para o experimento 6.	107
6.16	FSS com raio de influência de 20 km e limite de 1 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE (painel inferior).	108
6.17	FSS médio de todos os eventos com raio de influência de 20 km e limite de 1 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE médio de todos os eventos (painel inferior).	109
6.18	FSS com raio de influência de 10 km e limite de 5 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE (painel inferior).	110
6.19	FSS médio de todos os experimentos com raio de influência de 10 km e limite de 1 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE médio de todos os experimentos (painel inferior).	111
6.20	Razão de mistura de água de chuva: (a) observada pelo radar; (b) <i>background</i> ; (c) inovação (observação menos o <i>background</i>) e (d) incremento (análise menos <i>background</i>). Todas as figuras referem-se à camada de 3km de altura com valores em [g kg ⁻¹] para o experimento 1.	114
6.21	Idem à figura 6.20, porém para o experimento 2.	115
6.22	Idem à figura 6.20, porém para o experimento 3.	116
6.23	Idem à figura 6.20, porém para o experimento 4.	117
6.24	Idem à figura 6.20, porém para o experimento 5.	118
6.25	Idem à figura 6.20, porém para o experimento 6.	119

6.26 Perfil vertical médio (média horizontal) da observação, do <i>background</i> e da análise para a refletividade e velocidade radial.	120
6.27 Perfil vertical médio (média horizontal e sobre os 6 experimentos) dos módulos da diferença entre a observação e o <i>background</i> (O-B) e da diferença entre a observação e a análise (O-A) para a refletividade e velocidade radial.	121
6.28 Precipitação acumulada em 1 hora para a observação com radar, simulação controle e simulação com assimilação de dados de radar (ADR) para o experimento 1.	122
6.29 Idem a figura 6.10, porém para o experimento 2.	123
6.30 Idem a figura 6.10, porém para o experimento 3.	124
6.31 Idem a figura 6.10, porém para o experimento 4.	125
6.32 Idem a figura 6.10, porém para o experimento 5.	126
6.33 Idem a figura 6.10, porém para o experimento 6.	127
6.34 FSS com raio de influência de 20km e limite de 1 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE (painel inferior).	128
6.35 FSS médio de todos os experimentos com raio de influência de 20km e limite de 1 mm h ⁻¹ (linha contínua) e LMSE médio de todos os experimentos (linha tracejada).	129
6.36 FSS com raio de influência de 10km e limite de 5 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE (painel inferior).	130
6.37 FSS médio de todos os experimentos com raio de influência de 10km e limite de 1 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE médio de todos os experimentos (painel inferior).	131
6.38 Esquema de assimilação aplicado para estudar o efeito da assimilação individual de refletividade e velocidade radial do vento. GFS _i and WRF _i significam condição inicial provenientes do GFS e do WRF, respectivamente; AD significa assimilação de dados naquele instante e RA e GTS significam dados de radar e do GTS (The Global Telecommunication System). No caso do RA, pode ser apenas velocidade radial do vento (VR), apenas refletividade (RF) ou ambos (VR+RF).	132
6.39 FSS com raio de influência de 20 km e limite de 1 mm h ⁻¹ (painel superior) e LMSE (painel inferior) para os experimentos sem assimilação de dados de radar (CTR), com apenas assimilação de velocidade radial (VR), com apenas assimilação de refletividade (RF) e com assimilação de ambos, refletividade e velocidade radia (RV+RF). Todos os experimentos tem apenas um ciclo de assimilação.	136

6.40 FSS (painel superior) e LMSE (painel inferior) da média sobre todos os experimentos apresentados na figura 6.39.	137
6.41 Razão de mistura de água de chuva integrado na vertical e velocidade do vento próximo à superfície para os experimentos sem assimilação de dados de radar, com apenas assimilação de velocidade radial, com apenas assimilação de refletividade e com assimilação de ambos, refletividade e velocidade radial para o dia 07 de janeiro de 2012 às 18 UTC (experimento 3).	138
6.42 Idem à figura 6.41, porém para o dia 07 de janeiro de 2012 às 19 UTC.	139
6.43 Idem à figura 6.41, porém para o dia 07 de janeiro de 2012 às 20 UTC.	140
6.44 Idem à figura 6.41, porém para o dia 22 de janeiro de 2012 às 18 UTC (experimento 4).	141
6.45 Idem à figura 6.41, porém para o dia 22 de janeiro de 2012 às 19 UTC.	142
6.46 Idem à figura 6.41, porém para o dia 22 de janeiro de 2012 às 20 UTC.	143
7.1 FSS médio sobre todos os casos estudados para os limiares de (a) 1 mm h ⁻¹ e raio de 20 km e (b) 5 mm h ⁻¹ e raio de 10 km. Os LRMSEs são mostrados nos painéis inferiores.	149
7.2 Falso Alarme (FAR) e Probabilidade de Detecção (POD) médio sobre todos os casos.	149
7.3 Média no domínio da tendência de pressão absoluta em superfície <i>N</i> . As curvas para LSAC _{<i>d</i>} (círculo fechado) e LSAC _{<i>l</i>} (círculo aberto) são mostradas. As cores representam diferentes janelas de tempo utilizadas para calcular a tendência - preta para 1 hora [Pa 60m ⁻¹] e azul para 30 minutos [Pa 30m ⁻¹].	151
7.4 Similar a figura 7.1, mas apenas para o caso do dia 22 de janeiro de 2012.	151
7.5 Previsão de precipitação de 1 hora para o caso do dia 22 de janeiro de 2012 para (a) experimento LSAC _{<i>d</i>} , (b) experimento LSAC _{<i>l</i>} e estimada pela observação de refletividade do radar.	152
7.6 Incrementos da análise no terceiro nível do modelo (aproximadamente 150 m) para os ventos meridional (superior esquerdo) e zonal (superior direito), temperatura (inferior esquerdo) e razão de mistura de vapor (inferior direito) para (a) experimento LSAC _{<i>d</i>} e (b) LSAC _{<i>l</i>} no tempo da análise, 18 UTC, no dia 22 de janeiro de 2012. Vento em [m s ⁻¹], temperatura em [K] e razão de mistura de vapor em [g kg ⁻¹].	154
7.7 Razão entre a observação menos a análise (O-A) e a observação menos o <i>background</i> (O-B) para os experimentos LSAC _{<i>d</i>} e LSAC _{<i>l</i>} para o caso do dia 22 de janeiro de 2012.	155

7.8	Vetores e velocidade (sombreado) do vento a 10 m em $[m s^{-1}]$ do experimento LSAC _d (superior), LSAC _l (meio) e a reanálise NCEP/CSFR 2 com 0.5° de resolução (inferior), válido às 18 UTC do dia 22 de janeiro de 2012.	156
7.9	Avaliação das variáveis vento, razão de mistura de vapor d'água e da temperatura dos experimentos LSAC _d e LSAC _l utilizando observações das estações mostradas na figura 5.1 para o caso do dia 22 de janeiro de 2012.	157
7.10	Razão de mistura de vapor d'água próximo a superfície para a diferença entre o LSAC _l e o LSAC _d (superior esquerdo), LSAC _l (superior direito), GFS (inferior esquerdo) e observação (inferior direito) em $[g kg^{-1}]$ todos para o caso do dia 22 de janeiro de 2012. A observação é uma interpolação das estações de superfície (pontos azuis).	158
7.11	Idem a figura 7.6, mas para o experimento sem ajuste da escala de comprimento.	160
7.12	Diferença entre a observação e a análise (O-A) da (a) velocidade radial e (b) razão de mistura de água de chuva para os experimentos LSAC _d (sombreado) e para o experimento sem ajuste da escala de comprimento (cruzes). O Erro Absoluto Médio para cada experimento também é apresentado.	161

LISTA DE TABELAS

	<u>Pág.</u>
2.1 Eventos estudados e suas características.	26
3.1 Valor e posicionamento do dado de refletividade do radar utilizado na assimilação teste para ajuste da escala de comprimento.	43
4.1 Características do disdrômetro Joss-Waldvogel (JOSS; WALDVOGEL, 1967).	46
4.2 Módulo dos incrementos máximos de q_r para cada valor de refletividade utilizados para o teste de sensibilidade referente a mudança da relação $Z-q_r$. Também é mostrada a localização geográfica da observação assimilada.	50
6.1 Simulações extras para o estudo do impacto relativo das variáveis refletividade e velocidade radial do vento no processo de assimilação. .	132
7.1 Configuração dos experimentos realizados para avaliar a inclusão do LSAC.	148

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

3D-Var	–	Assimilação de dados variacional em 3 dimensões
4D-Var	–	Assimilação de dados variacional em 4 dimensões
AFWA	–	Air Force Weather Agency
ARPS	–	Advanced Regional Prediction System
ARW	–	Advanced Research WRF
BRAMS	–	Brazilian developments on Regional Atmospheric Modeling System (RAMS)
CAPPI	–	Constant Altitude Plan Position Indicator
CAPS	–	Center for Analysis and Prediction of Storms
CEMADEN	–	Centro de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais
CPTEC	–	Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos
DTC	–	Developmental Testbed Center
ECMWF	–	European Centre for Medium-Range Weather Forecasts
EnKF	–	Ensemble Kalman Filter
ESRL	–	Earth System Research Laboratory
EUA	–	Estados Unidos da América
FAA	–	Federal Aviation Administration
FDP	–	Função Densidade de Probabilidade
FK	–	Filtro de Kalman
FOE	–	Funções Ortogonais Empíricas
GEM	–	Global Environmental Multiscale model
GFS	–	Global Forecast System
GPT	–	Grupo de Previsão de Tempo
GTS	–	Global Telecommunication System
IDL	–	Iterative Data Language
INPE	–	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
IO	–	Interpolação Ótima
KMA	–	Korean Meteorological Administration model
METAR	–	MÉTéorologique Aviation Régulière
MLEF	–	Maximum Likelihood Ensemble Filter
MM5	–	PSU/NCAR Mesoscale Model
MMM	–	Mesoscale & Microscale Meteorology Division
NCAR	–	National Center for Atmospheric Research
NCEP	–	National Centers for Environmental Prediction
NHM-4DVAR	–	Cloud-Resolving Nonhydrostatic 4DVAR Assimilation System

NMC	– National Meteorological Center
NMM	– Nonhydrostatic Mesoscale Model
NOAA	– National Oceanic and Atmospheric Administration
NRL	– Naval Research Laboratory
OBSPROC	– Observation Preprocessor
PNT	– Previsão Numérica de Tempo
PPI	– Plain Position Indicator
PSU	– Pennsylvania State University
RDA	– Research Data Archive
SYNOP	– Surface Synoptic Observation
UKMet Office	– Centro Britânico de Meteorologia
VDRAS	– Variational Doppler Radar Assimilation System
WMO	– World Meteorological Organization
WRF	– Weather Research and Forecasting model
WRFDA	– Weather Research and Forecasting model Data Assimilation system
WWW	– World Weather Watch
ZCAS	– Zona de Convergência do Atlântico Sul
ZCOU	– Zona de Convergência de Umidade

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Motivação	1
1.2 Assimilação de Dados	3
1.3 Assimilação de Dados de Radar	8
1.3.1 Refletividade	8
1.3.2 Velocidade Radial	9
1.4 Projeto CHUVA	9
1.5 Revisão Bibliográfica	11
1.6 Objetivos	19
2 MODELOS E DADOS	21
2.1 Modelos WRF e WRFDA	21
2.1.1 WRF	21
2.1.1.1 Principais Características do ARW	22
2.1.2 WRFDA	23
2.2 Eventos Convectivos	26
2.3 Dados do Radar	33
2.3.1 Processamento dos Dados do Radar para Assimilação	33
2.3.1.1 Controle de Qualidade	33
2.3.1.2 Estrutura para Ingestão no WRF	34
2.4 Dados Convencionais	35
3 MATRIZ DE COVARIÂNCIA DO ERRO DO BACKGROUND	39
3.1 Gen_be	40
3.2 Cálculo e Ajuste da Matriz de Covariância do <i>Background</i>	41
3.2.1 Teste com Observação Isolada	42
4 RELAÇÕES REFLETIVIDADE-PRECIPITAÇÃO (Z-R) E REFLETIVIDADE-RAZÃO DE MISTURA DE ÁGUA DE CHUVA (Z-q_r)	45
4.1 Cálculo das Relações Z-R e Z-q _r	45
4.2 Implementação da Nova Relação Z-q _r no WRFDA	49

5	ASSIMILAÇÃO DIRETA DOS DADOS DO RADAR	53
5.1	Configuração do WRF	53
5.2	Ciclo de Assimilação	54
5.3	Método de Avaliação	55
5.4	Resultados - Assimilação Direta	56
6	ASSIMILAÇÃO INDIRETA DE REFLETIVIDADE	89
6.1	Implementação da Assimilação Indireta de Refletividade no WRFDA	89
6.1.1	Validade da Relação $Z-q_r$	89
6.1.2	Assimilação de Razão de Mistura de Água de Chuva e Vapor D'água	91
6.1.3	Modificações na Assimilação de Razão de Mistura do Vapor D'água	92
6.2	Resultados - Assimilação Indireta	93
6.2.1	Equação $Z-q_r$ Original	93
6.2.2	Nova Equação $Z-q_r$	113
6.3	Impacto Relativo da Assimilação de Velocidade Radial e Refletividade	131
7	ANÁLISE DE GRANDE ESCALA COMO OBSERVAÇÃO SINTÉTICA	145
7.1	Metodologia e Implementação da Large-Scale Analysis Constraint (LSAC)	146
7.1.1	WRFDA 3D-Var	146
7.1.2	<i>Large Scale Analysis Constraint - LSAC</i>	146
7.2	Configuração dos Experimentos	147
7.3	Resultados - LSAC	148
8	CONCLUSÕES	163
8.1	Sugestões para Trabalhos Futuros	167
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	171

1 INTRODUÇÃO

1.1 Motivação

O recente avanço na computação e na observação meteorológica tem permitido a execução de modelos numéricos com maior resolução espacial e temporal. A utilização adequada da rede de observação nestes modelos pode proporcionar um aprimoramento na previsão das variáveis meteorológicas e, em especial, na precipitação que tem impacto na sociedade, seja por questões puramente econômicas ou pela segurança e bem-estar da população.

Atualmente no Brasil tem-se observado maior impacto da ocorrência de desastres naturais, principalmente em regiões costeiras onde existe maior densidade populacional e inúmeras construções em locais de risco. Consequentemente, no ano de 2011, foi inaugurado o Centro de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN). O CEMADEN tem como objetivo desenvolver, testar e implementar um sistema de previsão de ocorrência de desastres naturais em áreas suscetíveis em todo o Brasil e, com o surgimento do Centro, aumentou-se a demanda por informações meteorológicas mais precisas e contínuas e o governo brasileiro investiu na compra de 9 radares meteorológicos para compor a rede de radares brasileira. Portanto, houve um enorme crescimento na disponibilidade de dados de radar no Brasil que, apesar de ainda ser insuficiente, é bem maior do que jamais foi alcançado no país.

No Brasil os dados de radar são utilizados principalmente para avaliação em tempo real das condições de tempo a partir de imagens de refletividade e vento radial. Também são utilizados para cálculos de índices de instabilidade para fins operacionais, para estudos de eventos significativos e para pesquisa. Por outro lado, o uso destes dados pode ser otimizado se os mesmos entrarem em um processo no qual esta informação é utilizada para gerar condição inicial em tempo real em modelos numéricos de alta resolução, gerando previsões com maior índice de acerto como alguns estudos internacionais têm apontado. Portanto, acompanhado da maior disponibilidade de dados de radar, também observa-se a crescente demanda por pesquisas que otimizem o uso destes dados.

A previsão numérica do tempo (PNT) pode ser vista como um problema de condição inicial e de fronteira. Dada uma estimativa do estado da atmosfera, os modelos podem avançar no tempo levando em conta as imposições dadas pelas condições de fronteira do domínio. A qualidade da previsão está fortemente relacionada à acurácia das condições iniciais e das condições de fronteira. A de-

terminação das condições iniciais com o emprego de observações e outras informações em um modelo numérico é muito importante, complicada e desafiadora e tem-se tornado uma ciência por si só, a qual é conhecida como assimilação de dados (AD). A AD, através de técnicas matemáticas, leis físicas e observações, fornece uma estimativa do estado de um sistema a qual é melhor do que aquela obtida somente com observações ou modelos numéricos separadamente. A AD provê mecanismos para extrair e filtrar informações úteis de grandes quantidades de dados e combiná-las com modelos numéricos, enquanto estes proveem mecanismos de conduzir tais informações no tempo.

As observações meteorológicas são geralmente irregularmente distribuídas no espaço e no tempo e, com o uso da AD, é possível reunir estas informações combinando-as com dados de modelo, dando a cada um determinado peso de acordo com suas características e confiabilidade (menor erro). Diversas fontes de dados são utilizadas no processo de assimilação atualmente, como os dados de SYNOP (*Surface Synoptic Observations*), METAR (*MÉTéorologique Aviation Régulière*), radiossondagens, bóias de deriva, navios, aeronaves e satélites. No hemisfério sul houve um enorme avanço na previsão atmosférica após a inclusão de dados de satélites, principalmente sobre regiões oceânicas, onde a disponibilidade de observações é escassa. Dentre as observações meteorológicas estão também as medidas coletadas com radar Doppler meteorológico (a partir daqui será mencionado apenas como radar Doppler ou somente radar). Este tipo de observação utiliza ondas eletromagnéticas para investigar propriedades atmosféricas: a amplitude é usada para estimar a refletividade e a fase para estimar o vento radial. A velocidade do vento radial das partículas de dispersão é determinada a partir da diferença de fase observada entre pulsos sucessivos.

Os modelos de área limitada requerem observações com alta resolução espacial e temporal para determinar as condições iniciais. O radar Doppler tem a capacidade de medir grandes volumes da atmosfera com alta resolução, fornecendo observações de velocidade radial e refletividade. O vento Doppler fornece informação muito útil para previsão de sistemas de mesoescala com rápido desenvolvimento. Segundo Sun (2002), no final dos anos 80 os cientistas começaram a reconhecer que as observações de radar empenhariam um importante papel nos sistemas de assimilação para previsão de curto prazo na escala convectiva. Apesar da imensa vantagem do radar Doppler fornecer informação com boa acurácia de velocidade radial do vento e refletividade, a grande limitação no uso destas informações nos modelos numéricos de previsão de tempo é a falta destas variáveis, como variáveis prognósticas, nestes modelos. Desta forma, é

necessário um método para recuperar as variáveis do modelo a partir das informações de vento radial e refletividade observadas pelo radar. Em um processo de assimilação este método define o operador observação.

Nos últimos anos muito esforço tem sido empenhado, principalmente nos grandes centros meteorológicos nos EUA e Europa, na assimilação de dados de radar, contudo esta área de estudo ainda requer muita investigação e desenvolvimento. No Brasil este tipo de trabalho é extremamente novo e não tem nenhum centro trabalhando diretamente com assimilação de dados de radar. O maior esforço atualmente é destinado à assimilação de radiâncias, e em alguns casos aerossol, em uma escala espacial maior do que a sugerida neste trabalho.

O desenvolvimento de uma estratégia eficiente para assimilar os dados de radar no modelo numérico necessita de um profundo conhecimento da informação do radar, do modelo numérico e das diferentes técnicas de assimilação de dados. Nas próximas seções deste capítulo são discutidas com maior profundidade as questões abordadas nesta seção.

1.2 Assimilação de Dados

A PNT, apesar de toda sua complexidade, reduz-se principalmente à solução de equações diferenciais, as quais faz-se necessária uma condição inicial para obtenção de uma solução única. Desta forma, a PNT é considerada um problema de condição inicial e, obviamente, quanto mais precisa for a informação inicial, maior será a probabilidade de obter a solução mais próxima da realidade. Neste contexto surge a assimilação de dados, que ao fazer uso de leis físicas, teorias e modelos matemáticos, além de dados observados, é capaz de produzir a melhor condição inicial possível. A AD também pode ser definida como o uso de todas as informações disponíveis para determinar, o mais acurado quanto possível, o estado do escoamento atmosférico (ou oceânico) (TALAGRAND, 1997).

Os primeiros trabalhos sobre o uso de observações para inicializar modelos atmosféricos¹ foram realizados por Richardson (1922) e Charney et al. (1950) e eram baseados em interpolações manuais (KALNAY, 2003). Uma vez que o método manual não era eficaz e consumia muito tempo, buscou-se desenvolver métodos automáticos e os primeiros trabalhos sobre análise objetiva foram desenvolvidos por Panofsky (1949), Gilchrist e Cressman (1954), Cressman (1959) e Barnes (1964).

Panofsky (1949) foi o primeiro a realizar análise objetiva baseado em interpolação polinomial em duas dimensões (2D). Em seguida Gilchrist e Cressman

¹Nesta época este procedimento ainda não era conhecido como Assimilação de Dados.

(1954) desenvolvem um esquema de interpolação do campo de geopotencial como um polinômio quadrático em x e y e, então, minimizava-se as diferenças médias quadráticas entre o polinômio e as observações usando um raio de influência do ponto de grade mais próximo. O uso de um chute inicial (*First Guess*) foi introduzido pela primeira vez por Bergthorsson e Doos (1955) e geralmente utilizava-se dados climatológicos.

O primeiro método de assimilação de dados em 4 dimensões (3 componentes espaciais mais o tempo), conhecido como Método de Correções Sucessivas - MCS) foi desenvolvido empiricamente por Bergthorsson e Doos (1955) e Cressman (1959). O campo do *background* ou *first guess* foi definido como uma composição entre a previsão e a climatologia. No MCS a análise é obtida através de inúmeras interações onde a informação das observações são adicionadas ao campo prévio pesados por um fator dependente somente da distância entre o ponto de grade e o local da observação. Barnes (1964), posteriormente, definiu este peso como uma distribuição Gaussiana ou Normal e o raio de influência é alterado a cada iteração.

Outro método empírico que foi amplamente utilizado é a *relaxação Newtoniana* ou *Nudging* (HOKE; ANTHES, 1976). Este método consiste em adicionar às equações prognósticas do modelo um termo que força suas soluções em direção às observações. O termo adicionado depende de uma escala de tempo, τ , que é escolhida baseada em considerações empíricas e pode depender do tipo de variável. Se τ é muito pequeno, a solução converge para a observação muito rapidamente e a dinâmica não tem tempo suficiente para ajustes. Se τ é muito grande, os erros no modelo podem crescer muito antes do termo de *nudging* tornar-se efetivo. Apesar deste método não ser geralmente utilizado em assimilação de grande escala, alguns grupos utilizam-no em assimilação de observações em pequena escala, ou escala convectiva, como é o caso de observações de radar quando não se tem disponível estatística suficiente para aplicar interpolação estatística (KALNAY, 2003).

A melhor estimativa do estado da atmosfera, ou seja, a análise, é obtida através da combinação de uma informação inicial da atmosfera (*background* ou *first guess*) com observações, mas, com o objetivo de combiná-las de maneira otimizada, são necessárias informações estatísticas sobre os erros dos respectivos conjuntos de dados. Esta idéia é a base para o desenvolvimentos das técnicas estatísticas de assimilação de dados, como Interpolação Ótima (IO), Filtro de Kalman (FK), 3D-Var e 4D-Var.

De forma geral, a estimativa ótima do estado da atmosfera na IO é dada

pela Equação 1.1

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{W}[\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}_b)] \quad (1.1)$$

Onde \mathbf{x}_a é a análise, \mathbf{x}_b é o *background*, \mathbf{y}_o é a observação, H é o operador observação não linear e \mathbf{W} é o operador linear conhecido como matriz de ganho ou matriz de peso da análise e é dada por:

$$\mathbf{W} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (1.2)$$

Sendo \mathbf{H} o operador observação linear, \mathbf{B} é a matriz de covariância dos erros do *background*, \mathbf{R} é a matriz de covariância dos erros da observação.

Se \mathbf{W} é ótimo, então a matriz de covariância da análise é dada por:

$$\mathbf{A} = (\mathbf{I} - \mathbf{W}\mathbf{H})\mathbf{B} \quad (1.3)$$

Outro método de assimilação de dados é o 3D-VAR que tem como princípio evitar o cálculo da matriz de ganho \mathbf{W} através da minimização da função de custo J (Equação 1.4).

$$J(\mathbf{x}) = \frac{1}{2}[(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + (\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}))^T \mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}))] \quad (1.4)$$

A função de custo pode ser derivada baseado na aproximação Bayesiana. Neste caso assume-se que o estado verdadeiro é resultado de um processo randômico definido pela função distribuição de probabilidade (fdp) dado o campo do *background*.

$$p_{\mathbf{B}}(\mathbf{x}) = \frac{1}{(2\pi)^{n/2} |\mathbf{B}|^{1/2}} e^{-\frac{1}{2}[(\mathbf{x}_b - \mathbf{x})^T \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x}_b - \mathbf{x})]} \quad (1.5)$$

O teorema de Bayes diz que dada uma nova observação, \mathbf{y}_o , a distribuição de probabilidade *a posteriori* do estado verdadeiro é dado por:

$$p(\mathbf{x}|\mathbf{y}_o) = \frac{p(\mathbf{y}_o|\mathbf{x})p_{\mathbf{B}}(\mathbf{x})}{p(\mathbf{y}_o)} \quad (1.6)$$

A estimativa Bayesiana do estado verdadeiro é aquela que maximiza a probabilidade dada pela Equação 1.6. O denominador na Equação 1.6 é a distribuição climatológica das observações e não depende de \mathbf{x} . Portanto, o máximo de probabilidade é obtido quando o numerador é máximo e a função de custo (Equação 1.4) é mínima. O mínimo de $J(\mathbf{x})$ é obtido quando seu gradiente é igual a zero.

$$\nabla_{\mathbf{x}}J(\mathbf{x}_a) = 0 \quad (1.7)$$

$$\nabla J(\mathbf{x}) = \mathbf{B}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) + \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b) - \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}_b)) \quad (1.8)$$

Igualando a Equação 1.8 a zero e resolvendo para \mathbf{x}_a , tem-se:

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + (\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H})^{-1}\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}_b)) \quad (1.9)$$

Kalnay (2003) mostra a equivalência entre OI e 3D-VAR provando que \mathbf{W} (Equação 1.2) é equivalente ao termo $(\mathbf{B}^{-1} + \mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{H})^{-1}\mathbf{H}^T\mathbf{R}^{-1}$ da Equação 1.9. Contudo, a autora aponta algumas vantagens do sistema 3D-VAR sobre o OI como, por exemplo, o fato que não haver seleção de dados no 3D-VAR (todos os dados disponíveis são utilizados simultaneamente) e a facilidade de uso de dados não convencionais sem a necessidade de conversões prévias.

O método 4D-VAR é a generalização do 3D-VAR para observações que são distribuídas no tempo. As equações são as mesmas, sendo que o operador observação é generalizado para incluir o modelo de previsão que irá permitir a comparação entre o estado do modelo e as observações no tempo apropriado.

$$J[\mathbf{x}(t_0)] = \frac{1}{2}[\mathbf{x}(t_0) - \mathbf{x}_b(t_0)]^T\mathbf{B}_0^{-1}[\mathbf{x}(t_0) - \mathbf{x}_b(t_0)] + \frac{1}{2} \sum_{i=0}^N (\mathbf{y}_o^i - H(\mathbf{x}^i))^T\mathbf{R}_i^{-1}(\mathbf{y}_o^i - H(\mathbf{x}^i)) \quad (1.10)$$

Onde N é o total de tempos com observações disponíveis dentro do intervalo.

A variável a qual a função de custo é minimizada é o estado inicial do modelo ($\mathbf{x}(t_0)$) com relação ao intervalo, enquanto que a análise no final do intervalo é dada pela integração do modelo, portanto, o modelo é utilizado como uma forçante, ou seja, a solução deve satisfazer as equações do modelo. O fato de que no método 4D-VAR é assumido modelo perfeito é uma desvantagem, uma vez que será dado o mesmo peso a observações mais velhas dentro do intervalo que aquelas mais recentes próximas do final do intervalo. Uma grande vantagem deste método é que ele é capaz de avançar no tempo implicitamente a covariância do erro, contudo, a covariância não está disponível no fim do ciclo. Um dos grandes problemas do ponto de vista prático do 4D-VAR é a necessidade de desenvolver o modelo tangente linear e seu adjunto, além de seu alto custo computacional.

O Filtro de Kalman é outro método para assimilação de dados e possivelmente o melhor entre os citados, porém com custo computacional tão alto para aplicações meteorológicas que torna-se inviável seu uso. Este método é dividido em duas etapas, uma de previsão e outra de análise. Na etapa de previsão tanto a análise quanto seu erro são avançados no tempo, que servirão como *background* e covariância do erro do *background* no próximo passo, e na etapa de análise é aplicada a mesma equação da IO, porém a matriz de ganho é obtida utilizando os erros do *background* atualizados (neste caso é conhecida como matriz de ganho de Kalman). Seu custo é muito alto devido ao avanço no tempo da matriz de covariância do erro, que seria equivalente a executar n integrações do modelo, sendo n o número de graus de liberdade do modelo ($n > 10^6$).

Para minimizar este problema, foi desenvolvido o Filtro de Kalman por conjuntos (EnKF - em inglês: *Ensemble Kalman Filter*) que realiza um conjunto de ciclos de assimilação simultaneamente. Todos os ciclos assimilam a mesma observação, mas para mantê-las independentes perturbações randômicas são adicionadas em cada membro do conjunto de assimilação. Este conjunto de assimilação de dados pode ser utilizado para estimar a covariância do erro da previsão (EVENSEN, 1994). O EnKF tem diversas vantagens: (a) a quantidade de membros do conjunto tem ordem de 10-100, portanto o custo é muito menor que o FK e pouco maior que 3D-VAR; (b) não necessita de desenvolvimento dos modelos linear e adjunto como acontece com o 4D-VAR e FK; (c) não necessita linearização da evolução da previsão da covariância do erro e; (d) fica disponível diretamente condições iniciais para previsões por conjunto.

1.3 Assimilação de Dados de Radar

O WRFDA, que será apresentado em detalhes na seção 2.1, é o sistema de assimilação de dados do WRF (*Weather Research and Forecasting model*) que possibilita a assimilação de refletividade e velocidade radial do vento observados com radar meteorológico. De acordo com Skamarock et al. (2008) “com o objetivo de calcular o incremento, como resultado da assimilação da velocidade radial do vento, é utilizada a equação de balanço de Richardson, que combina a equação da continuidade, a equação da termodinâmica adiabática e a relação hidrostática. Para a assimilação de refletividade, o conteúdo total de água líquida de chuva é utilizado como variável de controle. Este tratamento requer um particionamento entre incrementos do vapor d’água e hidrometeoros durante o processo de minimização da função de custo (J). É incluída uma parametrização de chuva quente para auxiliar no cálculo dos hidrometeoros, o qual inclui condensação do vapor d’água dentro da nuvem, acréscimo de nuvem de chuva, conversão automática de nuvem para chuva e evaporação de chuva para vapor d’água. Também é incluído o operador observação para a velocidade radial Doppler e para a refletividade”.

1.3.1 Refletividade

O modelo WRFDA utiliza a versão linearizada da Equação 1.11 (SUN; CROOK, 1997) para assimilar refletividade. A Equação 1.11 é uma relação exponencial entre a refletividade Z e a razão de mistura de água de chuva q_r . Wang et al. (2013) faz algumas considerações sobre o erro cometido em considerar essa versão linearizada. Os autores mostram que o erro cometido pode ser muito grande quando o *background* está muito mais úmido que a observação. Uma sugestão citada pelos autores é fazer assimilação do total de água de chuva ao invés da refletividade diretamente. Alguns testes mostraram que esta opção propicia melhores resultado que no caso da assimilação direta de refletividade. Um dos objetivos da tese é avaliar o impacto da assimilação indireta de refletividade, como sugerido por Wang et al. (2013).

$$Z = 43,1 + 17,5 \cdot \log(\rho q_r) \quad (1.11)$$

Onde: Z é a refletividade em [dBZ], ρ é a densidade do ar em [$\text{kg} \cdot \text{m}^{-3}$] e q_r é a razão de mistura de água de chuva em [$\text{g} \cdot \text{kg}^{-1}$].

A Equação 1.11 é derivada analiticamente assumindo a distribuição do tamanho de gotas de Marshall-Palmer (MARSHALL; PALMER, 1948), sendo $n_0 = 8 \times 10^6 mm^{-4}$ (SUN; CROOK, 1997). Como parte do trabalho, uma nova relação é calculada utilizando dados de radar e disdrômetro e os resultados são comparados para avaliar o impacto em se utilizar uma relação mais apropriada para o evento estudado.

1.3.2 Velocidade Radial

A velocidade radial proveniente do modelo calculada no ponto de observação do radar é calculada usando a Equação 1.12 (SUN; CROOK, 1997).

$$V_r = u \cdot \frac{x - x_{rad}}{r} + v \cdot \frac{y - y_{rad}}{r} + (w - V_T) \cdot \frac{z_{rad}}{r} \quad (1.12)$$

$$V_T = 5,4 \cdot \left(\frac{p_0}{\bar{p}}\right)^{0,4} \cdot (\rho q_r)^{0,125} \quad (1.13)$$

Onde V_T é a velocidade terminal da precipitação que pode ser obtida através da Equação 1.13, \bar{p} é a pressão do estado básico e p_0 é a pressão à superfície, r é a distância entre o ponto de grade do modelo (x, y, z) e a localização do radar $(x_{rad}, y_{rad}, z_{rad})$, u , v e w são as componentes do vetor velocidade do vento do modelo, ρ é a densidade do ar e q_r é a razão de mistura de água de chuva.

1.4 Projeto CHUVA

O CHUVA (MACHADO et al., 2014) é um projeto temático que buscou maior entendimento nos processos envolvidos no ciclo de vida das nuvens com o objetivo de reduzir as incertezas na estimativa de precipitação, principalmente aquelas provenientes de nuvens quentes e, conseqüentemente, aumentar o conhecimento do balanço de água e energia e dos processos microfísicos.

O projeto estudou os processos climáticos e físicos usando observações convencionais e outras especialmente empregadas no projeto, como radar banda X Doppler polarimétrico, radiômetro, LIDAR, disdrômetro, avião instrumentado e outros para criar um banco de dados de parâmetros microfísicos para melhorar a estimativa de precipitação por sensoriamento remoto e a parametrização de microfísica.

Durante todo o projeto foram realizados 6 experimentos de campo em dife-



Figura 1.1 - Figura esquemática dos principais sistemas precipitantes no Brasil. *Fonte:* <http://chuvaproject.cptec.inpe.br>

rentes cidades do país, Alcântara, Fortaleza, Belém, Vale do Paraíba, Santa Maria e Manaus - neste trabalho são utilizados os dados do experimento realizado no Vale do Paraíba. O objetivo dos experimentos foi coletar informações sobre os processos de nuvens dos principais sistemas precipitantes sobre o Brasil para avaliar e aprimorar algoritmos relacionados à quantificação de precipitação e à descrição da microfísica em modelos de resolução de nuvens. O foco principal do projeto foi estudar nuvens quentes e criar e validar um banco de dados em 3 dimensões dos processos de nuvens. Frentes frias, linhas de instabilidade tropicais e de latitudes médias, sistemas convectivos de mesoescala, a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), as Ondas de Leste, a Zona de Convergência

do Atlântico Sul (ZCAS) e convecção local foram estudadas, assim como a interação entre estes sistemas com diferentes topografias. Na figura 1.1 é apresentada uma ilustração da distribuição geográfica destes sistemas.

1.5 Revisão Bibliográfica

A precipitação é, provavelmente, a variável meteorológica mais importante a ser estudada e também uma das mais difíceis de ser prevista com acurácia, dada sua grande variabilidade temporal e espacial. New et al. (2001) fizeram uma revisão sobre as medidas de precipitação globalmente e apontam tendências observadas no século 20. Os autores argumentam que no último século foi observado aumento nos dias com precipitação e também no número de eventos com precipitação intensa. Segundo Heideman e Fritsch (1988) 80% da precipitação está associada a tempestades e, também, em uma climatologia feita por Osborn e Hickok (1968) os autores apontam que 70% de toda a precipitação tem origem associada a tempestades.

No final da década de 50 ((SCORER, 1957); (LEVINE, 1959 apud OGURA, 1963)) e início da década de 60 ((MASON; EMIG, 1961); (OGURA, 1963); (ORVILLE, 1965 apud SUN, 2005)) surgiram os primeiros modelos de nuvens convectivas com objetivo de estudar as características da convecção e o processo de formação, desenvolvimento e decaimento de uma célula convectiva. Segundo Steiner (apud SUN, 2005) “nestes experimentos os modelos de nuvens tridimensionais eram inicializados por bolhas térmicas impostas em um campo homogêneo representados por uma sondagem”. Segundo Sun (2005) este tipo de inicialização é improvável que possa ser utilizada para prever a localização e instante de formação de sistemas convectivos. Lilly (1990) sugeriu que com o avanço dos modelos numéricos de nuvens e do poder computacional, além de observações em alta resolução, era tempo de considerar modelos de previsão de tempo em escala de nuvens com ênfase na previsão de tempestades e sistemas convectivos. Este artigo marcou o início de uma nova direção na modelagem em escala de nuvens.

Dada a natureza das previsões numéricas de tempo, é extremamente importante inicializar os modelos com observações que descrevam a mesoescala e a escala convectiva do estado da atmosfera para realizar uma boa previsão da quantidade de precipitação. Outro fator importante é aumentar a resolução do modelo de forma que não seja necessário utilizar parametrizações convectivas e, ao invés disso, resolver explicitamente a evolução da convecção em cada ponto de grade. Roberts e Lean (2008) encontraram que a previsão de convecção de

até 6h usando um modelo com resolução de 1km resultou no melhor índice de acerto quando comparado com outras resoluções menores e os melhores resultados foram para precipitações mais intensas. Para experimentos que tem como objetivo prever a quantidade de precipitação a curto prazo, a necessidade de informação detalhada da condição da atmosfera faz com que a observação com radar torne-se extremamente importante.

Uma grande limitação na modelagem numérica é a previsão de curto prazo (algumas horas), já que os modelos são inicializados, geralmente, apenas com a mesoescala. [Lin et al. \(2005\)](#) mostram uma comparação entre um modelo Lagrangeano para previsão de tempestades a partir de dados de radar e 4 opções de modelos numéricos de previsão de tempo: GEM - Global Environmental Multiscale model - (duas versões), ETA e WRF. Seus resultados mostram que a previsão com radar inicia com alto índice de acerto, contudo cai rapidamente. Por outro lado, as previsões com os modelos numéricos de previsão de tempo iniciam com índice de acerto menor, porém, permanecem aproximadamente constantes por toda a integração (24h), chegando a sobrepor o acerto com radar, na média, por volta de 6 horas de previsão (ver representação esquemática na figura 1.2). Segundo os autores este resultado aponta para a necessidade de incluir a informação da escala convectiva na inicialização dos modelos numéricos. Esta inclusão pode ser conseguida através da assimilação do vento radial e da refletividade observados com radar Doppler.

Avanços nas técnicas de assimilação de dados possibilitam a extração de informações em observações que são indiretamente correlacionadas às variáveis prognósticas dos modelos. Com tais desenvolvimentos, além do grande avanço na computação, a assimilação de dados na escala convectiva, que buscou inicialmente resolver células individuais de convecção, estão promovendo grande avanço na previsão numérica de tempo, apesar de ainda ser um grande desafio o uso otimizado das observações de radares para inicialização de modelos numéricos ([XIAO et al., 2005](#)). A AD é uma ferramenta que tem seu uso cada vez mais crescente dada sua capacidade em aproximar de forma mais acurada a condição inicial utilizada nos modelos numéricos para o verdadeiro estado da atmosfera. Atualmente a maioria dos grandes centros meteorológicos faz uso desta ferramenta para iniciar seus modelos numéricos de previsão de tempo. Diversas técnicas são empregadas, desde as mais simples como Correções Sucessivas ([BERGTHORSSON; DOOS, 1955](#)), Relaxação Newtoniana ou Nudging ([HOKE; ANTHES, 1977](#)) e Interpolação Ótima sugerida por [Eliassen \(1954\)](#) e desenvolvida e popularizada na meteorologia por [Gandin \(1963\)](#) até técnicas mais sofisticadas

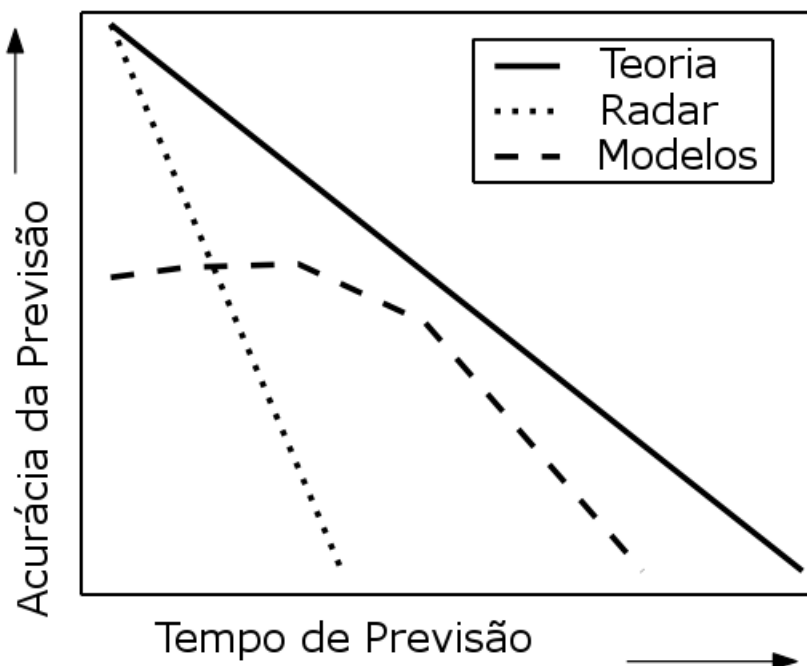


Figura 1.2 - Representação esquemática da perda de acurácia das previsões em função do tempo de previsão. A linha sólida representa o limite teórico de previsibilidade, a linha pontilhada representa os métodos de nowcasting por radar e a linha tracejada as previsões com modelos atmosféricos. Fonte: Adaptado de Lin et al. (2005).

como 3D-Var e 4D-Var ((BENGTSSON, 1975) ; (LORENC, 1986)) e Filtro de Kalman por Conjunto e suas variações (EVENSEN, 1994). Além destes métodos, mais recentemente alguns métodos chamados híbridos estão sendo desenvolvidos e aplicados a diferentes tipos de problemas, como é o caso do MLEF (*Maximum Likelihood Ensemble Filter* - (ZUPANSKI, 2005) ; (ZUPANSKI et al., 2008)).

Segundo Sun (2005)² o método 3D-Var é um dos mais utilizados operacionalmente e dada sua propriedade de ajuste e capacidade de assimilar variáveis indiretamente correlacionadas com as variáveis do modelo, o método é considerado superior ao método Interpolação Ótima. Entretanto, durante os últimos anos diversos centros operacionais vem utilizando o método 4D-Var, mostrando as vantagens desse método quando comparado ao 3D-Var. No que diz respeito a futuros desenvolvimentos os maiores centros operacionais, como o ECMWF (European Centre for Medium-Range Weather Forecasts) e UKMet Office, estão testando métodos denominados híbridos com combinações entre 4D-Var e EnKF,

² De acordo com a Dra. Juazhen Sun do NCAR, através de contato pessoal em dezembro de 2014, muitos métodos mais sofisticados têm sido testados para assimilar dados de radar, contudo, pela menor complexidade e relativo baixo custo computacional o 3D-Var ainda é um método muito utilizado em centros operacionais.

os quais tem apresentado resultados relativamente superiores aos dois métodos individualmente.

Segundo [Bouttier \(2009\)](#) o aspecto mais desafiador da assimilação de dados em alta resolução é a ocorrência de estruturas na atmosfera que são intermitentes, complexas e extremamente sensíveis às condições iniciais com grande potencial ao rápido crescimento dos erros. Prever convecção é uma das razões pelas quais trabalha-se com sistemas com resoluções da ordem de poucos quilômetros. Estes sistemas podem fornecer melhores informações (*background*) para a assimilação de escala convectiva. Observações com radar Doppler (refletividade e velocidade radial) têm sido utilizadas em sistemas complexos de assimilação de dados com o intuito de melhorar as condições iniciais de modelos de alta resolução, uma vez que estes dados são praticamente a única fonte de informação tri-dimensional nesta escala ([AKSOY et al., 2009](#)).

De acordo com [Xiao et al. \(2005\)](#), os resultados obtidos com a assimilação de velocidade radial do vento e refletividade em um sistema 3D-Var indicam resultados positivos na previsão do deslocamento de um tufão, apesar da velocidade radial mostrar-se mais importante. [Hu e Xue \(2006\)](#) testam o efeito de assimilar, com um esquema 3D-Var, velocidade radial e refletividade do radar separadamente e identificar o efeito de cada um no impacto final da previsão da quantidade de precipitação. Neste trabalho os autores estudaram um evento de tempestade intensa com ocorrência de tornado e encontraram que ao assimilar somente refletividade o modelo conseguiu reproduzir bem a tempestade e ao incluir o vento radial os resultados foram ainda melhores, sendo capaz de reproduzir inclusive circulações características de tornados. Por outro lado, ao retiraram a refletividade da assimilação, deixando apenas vento, quase todas as células de precipitação desapareceram, mostrando a maior importância da refletividade na assimilação. Estes dois resultados sugerem que ainda existe uma grande lacuna a ser preenchida no que diz respeito à importância individual de cada variável no processo de assimilação de dados de radar.

[Gao et al. \(2007\)](#) utiliza um sistema 3D-Var para assimilar dados de radar (velocidade radial e refletividade) no modelo atmosférico regional ARPS (Advanced Regional Prediction System - ([XUE et al., 2000](#))). Os autores observaram grande redução do tempo de ajuste do modelo (*spin-up*) e melhoria na previsão de curto prazo de precipitação. [Xiao et al. \(2007\)](#) emprega o sistema de assimilação 3D-Var desenvolvido por [Barker et al. \(2004\)](#), no modelo MM5, tendo como variável controle a razão de mistura total de água, e mostra impacto positivo na previsão da quantidade de precipitação para o tufão Rusa na costa sul da Co-

réia em 2002. Recentemente, [Shimizu et al. \(2011\)](#) desenvolveram um sistema de previsão de curto prazo no Japão assimilando vento radial observado com radar e água precipitável com GPS (Global Position System) em um esquema de assimilação 3D-Var. Os autores notaram grande melhora na localização de tempestades severas comparado aos resultados sem empregar assimilação.

O baixo impacto da assimilação de refletividade no trabalho de [Xiao et al. \(2007\)](#) motivou uma revisão do método de assimilação desta variável no WRFDA. [Wang et al. \(2013\)](#) apontaram alguns problemas com este esquema. Segundo os autores, o uso da forma linearizada da relação $Z-q_r$ (refletividade-razão de mistura de água de chuva) no operador observação causa redução da umidade no resultado final, principalmente quando q_r é pequeno, dada a forte não linearidade nesta relação. Este problema pode afetar a partição da microfísica durante a minimização da função de custo. [Wang et al. \(2013\)](#) descreve um novo esquema de assimilação de refletividade no qual a razão de mistura da água de chuva derivada da refletividade é assimilada ao invés da assimilação direta de refletividade. Além disso, um termo extra foi adicionado à função de custo relativa a razão de mistura de vapor. A razão de mistura de vapor é obtida pela hipótese de que o ar está saturado quando a refletividade é maior que um valor limite acima da base da nuvem. A performance do novo esquema foi superior ao antigo esquema quando comparado em um caso de chuva intensa ocorrido durante o verão de 2009 na China. O impacto positivo do novo esquema também foi confirmado por [Sun e Wang \(2013a\)](#) e [Vendrasco et al. \(2013\)](#) durante eventos convectivos nos Estados Unidos e Brasil, respectivamente.

Um grande problema apontado por [Guo et al. \(2007\)](#), [Ming et al. \(2009\)](#) e [Sun e Wang \(2013b\)](#) na assimilação de dados de radar em um sistema 3D-Var é que a inclusão de grande quantidade de dados em altíssima resolução fornecidos pelo radar é capaz, em muitos casos, de destruir completamente as características de grande escala existentes no *background* (informação inicial utilizada para gerar a análise) e resultar em uma análise com pouco balanço entre as variáveis dinâmicas e microfísicas. [Guo et al. \(2007\)](#) subjetivamente reduz à metade os valores da matriz de covariância dos erros do *background* com o intuito de aumentar o peso do *background* no processo de minimização da função de custo para reduzir o impacto negativo da assimilação de radar e manter a estrutura de grande escala. Este é um método que pode de alguma forma amenizar o problema, porém, reduz também o efeito positivo da inclusão da informação do radar. De acordo com [Reen \(2007\)](#) o método 3D-Var tende a produzir ruídos e um filtro digital pode ser utilizado na tentativa de reduzi-los. Contudo, além do

fato de que o filtro digital pode também remover características reais da atmosfera, ele pode ser implementado somente após o processo de assimilação. Outra metodologia que tenta tratar este problema de ruído produzido em um sistema 3D-Var é o método IAU (*Incremental Analysis Update*; (BLOOM et al., 1996)). Lee et al. (2006) realizou experimentos utilizando o modelo MM5/3D-Var aplicando a metodologia IAU. Os autores encontraram que o IAU pode reduzir o ruído inicial e o *spin-up* eficientemente devido à gradual incorporação dos incrementos da análise. Contudo, o método IAU não é capaz de eliminar o ruído, mas sim reduzir seu impacto através da gradual adição do incremento durante a previsão.

O método de assimilação de dados variacional em 4 dimensões (4D-Var) é um dos mais sofisticados e custosos computacionalmente empregados atualmente. Pelo seu alto custo computacional, muitas simplificações são geralmente empregadas no modelo de previsão (principalmente nas parametrizações) e em seu adjunto para viabilizar seu uso. De acordo com Sun (2005) “a técnica 4D-Var foi aplicada à assimilação na escala convectiva alguns anos depois do método adjunto ser introduzido à comunidade de assimilação de dados em meteorologia e oceanografia. Wolfsberg (1987), Sun et al. (1991) e Kapitza (1991) foram os primeiros a testar a técnica em um modelo de alta resolução com camada limite seca usando dados de um único radar Doppler”.

Apesar de seu alto custo computacional, Sun et al. (1991) desenvolveram um sistema chamado VDRAS (*Variational Doppler Radar Assimilation System*) onde emprega-se o 4D-Var para assimilar dados de radar Doppler em um modelo de nuvens com diversas simplificações. Sun e Crook (1997) e Sun e Crook (1998) apresentam uma nova versão do VDRAS com a implementação de um modelo de nuvens troposférico completo e Sun e Crook (2001) apresentam a versão operacional do VDRAS. Atualmente está sendo incluído o efeito de topografia no VDRAS, que até então não existia, impossibilitando seu uso em regiões montanhosas (Sun, 2014 - comunicação pessoal).

Atualmente alguns trabalhos reportam o uso do método 4D-Var para assimilação de radar com relativo sucesso. Sun et al. (2008) apresentam um estudo de caso de assimilação de dado de radar usando o sistema de assimilação 3D-Var (BARKER et al., 2004) e 4D-Var (HUANG et al., 2009) do WRF. Os autores encontraram melhorias na reprodução de uma linha de instabilidade com o sistema 3D-Var sobre a simulação controle (sem assimilação) e resultados melhores e mais realistas com o sistema 4D-Var. Kawabata et al. (2011) desenvolveram um modelo adjunto de precipitação quente e um operador observação para refletividade do radar para utilizar em um modelo de nuvem não hidrostático (NHM-

4DVAR (KAWABATA et al., 2007)). Eles aplicaram a metodologia para um conjunto de dados sintéticos e verificaram que o modelo era capaz de aumentar (reduzir ou eliminar) núcleos de precipitação ao aumentar (reduzir ou zerar) a refletividade assimilada. Após este primeiro teste, os autores utilizaram dados reais e conseguiram reproduzir uma banda de precipitação com boa acurácia na quantidade de precipitação e posicionamento, assim como a supressão de regiões onde não foi observada precipitação pelo radar.

O Filtro de Kalman por Conjunto (Ensemble Kalman Filter - EnKF) foi inicialmente introduzido por Evensen (1994). O método foi bastante utilizado devido a sua simplicidade e fácil implementação, ou seja, não há necessidade de derivar as equações do operador linear tangente ou adjunto e não há integração no tempo passado (EVENSEN, 2003), além de relativamente fácil de paralelizar o código (SNYDER; ZHANG, 2003) . Além disso, segundo Evensen (2003), a necessidade computacional é aceitável e comparável com outros métodos sofisticados de assimilação de dados como o 4D-Var. Segundo Mitchell et al. (2002), o EnKF já tem sido extensivamente testado em sistemas de grande escala, inclusive com implementações operacionais, contudo, na escala convectiva o mesmo sucesso não é garantido já que os movimentos são totalmente tridimensionais e governados por processos microfísicos não lineares e, além destes aspectos, tem a falta de aproximações em termos de balanços, como é o caso da geostrofia na grande escala. Por outro lado, Snyder e Zhang (2003) mostraram que o EnKF tem grande potencial para assimilar dados de radar na escala convectiva. Eles mostraram que usando um conjunto de 50 membros o EnKF produziu uma análise que acuradamente aproximou-se do estado verdadeiro da atmosfera usado como referência. Além disso, variáveis indiretamente correlacionadas com a observação como velocidade vertical e temperatura foram estimadas com acurácia. Este trabalho também sugere que não linearidades inerentes aos processos microfísicos não são grande obstáculo, mas ainda são necessários outros estudos para melhor entender esse processo.

Tong e Xu (2005) usaram um modelo compressível não hidrostático com a inclusão de uma microfísica complexa com várias classes de gelo para aplicar o EnKF com dados de velocidade radial e refletividades observados por radar. Os autores mostraram que extraíram com sucesso as variáveis microfísicas associadas às classes de gelos incluídas no modelo e também a velocidade e variáveis termodinâmicas. Também mostraram que foi possível representar muito bem o sistema que estavam assimilando e melhores resultados foram obtidos assimilando refletividade e velocidade radial ao mesmo tempo, incluindo informação de

refletividade fora da região de precipitação.

O EnKF também foi utilizado para corrigir erros em 5 parâmetros fundamentais da microfísica diretamente envolvidos com a definição de distribuição de tamanhos das gotas/partículas (TONG; XU, 2008). O método demonstrou pela primeira vez que é possível corrigir erros nos parâmetros microfísicos usando refletividade de radar. Além disso, quando o erro está em apenas um parâmetro, sempre é possível corrigir o erro, quando o erro está em mais de um parâmetro, já não é tão certo o sucesso na correção. Notou-se também que ao aumentar o número de membros do conjunto, a estimativa da correção do parâmetro melhora. Caya et al. (2005) compararam a técnica EnKF e a 4D-Var fazendo assimilação de velocidade radial do vento e refletividade observados com um radar e observaram que ambos os métodos foram capazes de reproduzir a célula convectiva observada. Também mostraram que nos primeiros 2 ciclos de assimilação a técnica 4D-Var é melhor e depois são comparáveis.

O Maximum Likelihood Ensemble Filter (MLEF) é um novo método de assimilação de dados do tipo híbrido, onde utiliza recursos variacionais e de conjuntos ((ZUPANSKI, 2005) ; (ZUPANSKI et al., 2008)). A solução maximiza a distribuição de probabilidade obtida pela minimização da função de custo J que depende de um operador observação não linear. Este método pertence à classe dos filtros por conjunto determinísticos, dado que não é aplicada nenhuma perturbação na observação. Assim como nos métodos de assimilação variacionais e por conjunto, a função de custo é derivada usando uma função densidade de probabilidade Gaussiana e o MLEF produz uma estimativa da incerteza da análise, isto é, covariância do erro da análise. O MLEF está muito bem preparado para o uso de operadores observação altamente não-lineares (como é o caso na assimilação dos dados de radar), com apenas um pequeno custo computacional adicional na minimização. O tratamento consistente de operadores observação não lineares através de otimização é uma vantagem do MLEF sobre os demais algoritmos de assimilação por conjunto, sendo que o custo computacional é comparável ao do EnKF (Ensemble Kalman Filter) e é aplicável ao mais complexo modelo de previsão de tempo e operador observação. A idéia por trás deste método é explorar os conhecimentos já adquiridos com outros métodos de assimilação e os avanços da assimilação por conjunto para eventualmente produzir um único sistema capaz de trabalhar com modelos e operadores observação desde os mais simples até os mais sofisticados e não lineares. Ainda não existem trabalhos publicados sobre o uso deste método com dados de radar, contudo, fazendo alguns ajustes é totalmente viável (Zupanski, 2011 - comunicação pessoal). Neste caso, é ne-

cessário também desenvolver um operador observação para fornecer o dado de entrada ao MLEF.

Nos últimos anos muitos centros operacionais em todo o mundo têm desenvolvido e testado ferramentas para assimilação de dados de radar para inicializar modelos de alta resolução. Um dos centros que se destacam por tal esforço é o UKMet Office usando seu modelo unificado com seu sistema de assimilação variacional (BALLARD et al., 2012).

1.6 Objetivos

Os trabalhos apresentados na seção 1.5 demonstram que o uso de dados de radar tem-se mostrado importante para incluir a informação da escala convectiva na inicialização de modelos de alta resolução. Nota-se também que algum sucesso tem sido obtido neste tema, porém, muitas questões ainda precisam ser estudadas e métodos precisam ser aprimorados. Alguns estudos disponíveis onde comparam-se técnicas variacionais, por conjuntos e híbridas apontam que alguma vantagem é obtida quando utiliza-se o método 4D-VAR e/ou híbridos. Provavelmente estas sejam as técnicas mais avançadas atualmente, contudo, esta sofisticação tem seu alto custo tanto computacional quanto de recursos humanos para o desenvolvimento de códigos específicos, como é o caso dos modelos tangentes lineares e adjuntos, necessários no método 4D-VAR e estes fatores são limitantes em vários centros operacionais. Esta é a razão principal de ter focado o trabalho no método variacional 3D-VAR³ (ao invés de técnicas mais avançadas como 4D-VAR e híbridas), uma vez que esta é ainda a principal ferramenta em termos operacionais e o objetivo deste trabalho é, também, que seus resultados sejam aplicados operacionalmente.

Sun (2005) dizia que a assimilação de dados de radar ainda estava “engatinhando”, referindo-se ao estágio inicial do desenvolvimento de técnicas realistas para a assimilação na escala convectiva. Mais de 10 anos passaram-se e muito desenvolvimento foi realizado neste sentido e hoje alguns centros já empregam operacionalmente tais avanços. No Brasil, fazendo analogia ao trabalho de 2005 citado anteriormente, provavelmente podemos dizer que começamos a engatinhar somente agora. Há alguns anos atrás nada se falava sobre assimilação de dados de radar, culpa disso talvez seja a falta de uma rede interligada de radares,

³O uso do 3D-Var ainda é uma realidade mesmo em grandes centros mundiais como o NCAR. No verão de 2014 foi realizado um projeto com assimilação operacional em ciclos de 1 hora empregando o método 3D-VAR para que fosse viável obter a previsão em tempo hábil, uma vez que ainda não havia viabilidade do uso do 4D-Var com o recurso computacional disponível naquele momento (Sun, 2014 - comunicação pessoal).

como existe nos Estados Unidos, por exemplo. Felizmente, este cenário está mudando e estamos diante de um avanço considerável no sentido de termos uma rede de radares brasileira que dê suporte a um esquema operacional de assimilação de dados de radar. Além disso, nota-se também maior interesse nesta área, além do aumento nos últimos 5 anos do número de pessoas trabalhando para tornar a assimilação operacional de radar uma realidade no Brasil.

Desta forma, o objetivo principal deste trabalho é estudar o impacto da assimilação de dados de radar na previsão de curto prazo, buscando entender os processos envolvidos e desenvolver meios de melhorar a metodologia já existente. Abaixo são listados os objetivos específicos do trabalho:

- Desenvolver um sistema de assimilação de radar que englobe os processos de ingestão de dados, controle de qualidade, assimilação, previsão e validação. O objetivo nesta etapa é simular um esquema operacional e facilitar a execução das próximas etapas do trabalho.
- Desenvolver uma nova relação $Z-q_r$ com o objetivo de estudar a importância de ajustar esta relação para cada local/radar, supondo que estejam disponíveis dados de disdrômetro ou, até mesmo, estudar a necessidade, do ponto de vista da assimilação, de ter um disdrômetro coincidente com a área de cobertura do radar.
- Avaliar as limitações da assimilação direta de refletividade e possíveis ganhos com a assimilação indireta através da razão de mistura de água de chuva.
- Estudar o papel de cada variável, velocidade radial e refletividade, individualmente na assimilação.
- Explorar formas de reduzir o impacto negativo da assimilação de dados de radar decorrente dos altos valores de incrementos em situações específicas de tempo e a falta de balanço na análise final.

2 MODELOS E DADOS

2.1 Modelos WRF e WRFDA

Este trabalho foi desenvolvido utilizando os modelos WRF (*Weather Research and Forecasting model*) e o WRFDA (*Weather Research and Forecasting model Data Assimilation system*). Nas seções seguintes são apresentadas suas principais características, contudo, informações mais detalhadas podem ser encontradas em seu manual técnico [Skamarock et al. \(2008\)](#).

2.1.1 WRF

O WRF é um modelo numérico de previsão de tempo e de simulação de sistemas atmosféricos desenvolvido para pesquisa e aplicações operacionais. O modelo é uma importante ferramenta para universidades, centros de pesquisa e também para comunidades operacionais, promovendo a aproximação entre estas comunidades de forma que os avanços em cada uma delas beneficie as demais.

O seu desenvolvimento é realizado através do esforço de diversas instituições como o *National Center for Atmospheric Research* (NCAR) através da sua divisão de estudos de meteorologia de mesoescala e microescala (MMM), o *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) através do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP) e do *Earth System Research Laboratory* (ESRL), a *Air Force Weather Agency* (AFWA), o *Naval Research Laboratory* (NRL), o *Center for Analysis and Prediction of Storms* (CAPS) na universidade de Oklahoma e a *Federal Aviation Administration* (FAA) e com a participação de universidades com o objetivo de construir um modelo de mesoescala e um sistema de assimilação de dados atmosféricos de última geração, de forma que avance o conhecimento e que este seja transferido da pesquisa para a operação da forma mais rápida possível.

O WRF possui um código portátil, flexível e estado-da-arte que é eficiente nos cálculos desde supercomputadores massivamente paralelizados até computadores pessoais. Seu código é modular, sendo um único código que pode ser configurado para aplicações de pesquisa e operacionais. As variadas opções físicas e dinâmicas refletem a experiência da comunidade científica, que podem ser aplicáveis desde a escala de turbilhões a simulações globais.

Existem 2 núcleos para a solução das equações: (a) o *Advanced Research WRF* (ARW), que originalmente era conhecido como *Eulerian mass solver* ou “em”, desenvolvido no NCAR e (b) o *Nonhydrostatic Mesoscale Model* (NMM),

desenvolvido pelo NCEP. O NCAR dá suporte ao ARW enquanto que o DTC (*Developmental Testbed Center*) dá suporte ao NMM. Neste trabalho está sendo utilizado o ARW, uma vez que atualmente o maior desenvolvimento em assimilação de dados de radar é realizado nesta versão.

2.1.1.1 Principais Características do ARW

- Equações: Totalmente compressível, não-hidrostática com opção para rodada hidrostática. Conservativas para variáveis escalares.
- Variáveis prognósticas: Componentes da velocidade u e v em coordenadas cartesianas, velocidade vertical, perturbação da temperatura potencial, perturbação do geopotencial e perturbação da pressão de superfície do ar seco. Opcionais: energia cinemática turbulenta e qualquer número de escalares como razão de mistura do vapor d'água, razão de mistura de chuva e neve, razão de mistura de água e gelo de nuvens, espécies químicas e traçadores.
- Coordenada vertical: Coordenada *Sigma* - seguindo o terreno com pressão hidrostática seca, permitindo o alongamento da grade vertical. O topo do modelo é uma superfície com pressão constante.
- Grade horizontal: Grade C de Arakawa.
- Integração no tempo: 2^a e 3^a ordem do esquema de Runge-Kutta com passo de tempo menor para ondas acústicas e de gravidade. Opção de passo de tempo variável está disponível.
- Discretização espacial: 2^a a 6^a ordens para advecção na horizontal e vertical.
- Condição inicial: Tri-dimensional para dados reais e uni-, bi- e tri-dimensional para dados idealizados. Está disponível para dados reais inicialização utilizando filtro digital.
- Condição de fronteira: Periódica, aberta, simétrica e opções a serem especificadas.
- Condição de fronteira no topo: Absorção de ondas de gravidade (difusão, amortecimento Rayleigh ou amortecimento Rayleigh implícito para velocidade vertical). Pressão constante na fronteira superior. Opção de topo rígido.

- Condição de fronteira inferior: Física ou *free-slip*.
- Rotação da Terra: Termos de Coriolis incluídos
- Mapeamento esférico: 4 projeções de mapas são suportados para dados reais: estereográfica polar, Lambert, Mercator e latitude-longitude. Termos de curvatura são incluídos.
- Aninhamento de grade: Interação *one-way* e *two-way* e grades móveis. Níveis múltiplos e razões inteiras.
- Relaxação Newtoniana: Opção de *nudging* disponível.
- Grade Global: Opção de simulação global usando filtro polar de Fourier e condições periódicas Leste-Oeste.
- Microfísica: Os esquemas variam desde aqueles com física simplificada para casos idealizados até esquemas sofisticados com fase mista, ideais para estudo de processos e para previsão de tempo.
- Parametrização de cúmulos: Diversas parametrizações estão disponíveis, incluindo: Kain-Fritsch, Betts-Miller-Janjic, Grell-Devenyi por conjuntos e Grell 3. Detalhamento completo das opções de parametrização de cúmulos pode ser encontrado em [Skamarock et al. \(2008\)](#).
- Física de superfície: Modelos de superfícies de multi-camadas variando desde modelos térmicos a modelos completos de vegetação e umidade do solo, incluindo cobertura de neve e gelo nos oceanos.
- Física da Camada limite planetária: Energia cinemática turbulenta prognosticada ou esquemas K não locais.
- Física da radiação atmosférica: Esquemas de onda longa e curta com múltiplas bandas espectrais e um esquema simples de onda curta para aplicações climáticas. Efeito de nuvens e fluxos de superfície são incluídos.

2.1.2 WRFDA

O WRFDA é o componente de assimilação de dados do WRF. Está implementado em seu código o método variacional de assimilação de dados, tanto em 3 dimensões (3D-Var) como em 4 dimensões (4D-Var).

O objetivo básico de qualquer sistema variacional de assimilação de dados é produzir uma estimativa ótima do verdadeiro estado da atmosfera no tempo da análise através da solução iterativa da função de custo (IDE et al., 1997).

Como descrito em Barker et al. (2004), o algoritmo de assimilação de dados variacional adotado no WRFDA é a formulação de incrementos do problema variacional (COURTIER et al., 1994). Nesta aproximação, observações, previsões anteriores, seus erros e as leis físicas são combinadas para produzir o incremento \mathbf{x}'_a o qual é adicionado ao (*background*) \mathbf{x}_b para resultar em uma análise atualizada.

Os três dados de entrada no WRFDA são:

- *background* \mathbf{x}_b - No caso de inicialização “fria” (*cold start*) o *background* é geralmente uma previsão ou análise de outro modelo interpolado para a grade a ser utilizada. Em modo cíclico, o *background* é uma previsão curta (tipicamente 1-6 horas) do próprio modelo WRF.
- observações \mathbf{y}_o - As observações podem ser fornecidas no formato PREPBUFR ou ASCII “little_r”. Uma ferramenta de pré-processamento é integrada ao pacote WRFDA chamada OBSPROC que realiza um controle de qualidade básico nos dados e atribui os valores de erros totais das observações. Outro passo executado pelo obsproc é mudar o formato das observações para o formato próprio do sistema 3D-VAR. Maiores detalhes sobre esse processo pode ser encontrado em Barker et al. (2004).
- covariância dos erros do *background* \mathbf{B} - é utilizada para definir a resposta da análise a cada observação. Em sistemas variacionais estas covariâncias são tipicamente calculadas off-line e ajustes significativos são requeridos para otimizar a performance para uma aplicação particular (INGLEBY, 2001; WU et al., 2002). O WRFDA fornece duas opções para facilitar a obtenção de \mathbf{B} : i) um arquivo padrão já com todas as estatísticas necessárias e ii) uma ferramenta chamada gen_be que processa um conjunto de previsões para gerar a matriz \mathbf{B} . Além disso, rotinas prontas para avaliação e análise das estatísticas dos erros também são fornecidas.

O WRFDA, como mencionado anteriormente, está preparado para fazer assimilação de dados usando o método 3D-VAR e 4D-VAR. Neste trabalho utilizou-

se apenas o 3D-VAR. Resumidamente, as características principais do sistema 3D-VAR do WRFDA inclui:

- Formulação de incremento da função de custo (COURTIER et al., 1994).
- Algoritmo de minimização Quasi-Newton.
- Incrementos da análise na grade A de Arakawa. Na saída os incrementos são interpolados para compor a análise na grade C de Arakawa, uma vez que o WRF utiliza esta grade.
- A análise é calculada nos níveis sigma do WRF.
- O termo do *background* na função de custo J_b é preconditionado pela transformação das variáveis controle \mathbf{U} definida como $\mathbf{B}=\mathbf{U}\mathbf{U}^T$.
- As variáveis de controle do código original (distribuição pública) são: função de corrente, velocidade potencial não balanceada, temperatura não balanceada, pressão de superfície não balanceada e pseudo umidade relativa (umidade específica dividida pela umidade específica saturada proveniente do *background*) ou umidade específica. Neste trabalho foi utilizada uma versão com as implementações descritas em Sun et al. (). Nesta versão as variáveis de controle são: componentes da velocidade u e v , temperatura T , pressão de superfície P_s e pseudo umidade relativa RH_s . Sun et al. () compararam as variáveis de controle do momento originais (função de corrente e velocidade potencial) com as componentes do vento u e v e concluíram que o par u e v apresentam melhores resultados para casos de assimilação em escala convectiva com área limitada. Encontraram também que o par u/v permite um melhor ajuste das observações em situações com grande quantidade de observações, como é o caso da velocidade radial do radar e observaram melhorias na previsão de precipitação. Alguns testes foram realizados neste trabalho com as duas versões e os resultados foram semelhantes aos encontrados por Sun et al. (). Desta forma, optou-se por utilizar a versão com o par u/v como variáveis de controle.
- Balanço massa-vento linearizado (incluindo os termos geostrófico e ciclostrófico) usado para definir a pressão balanceada.

- Representação da componente horizontal do erro do *background* através de filtro recursivo isotrópico. A componente vertical é obtida através da projeção dos auto-vetores do erro vertical.

2.2 Eventos Convectivos

Neste trabalho são estudados 6 eventos de precipitação ocorridos durante o experimento do Vale do Paraíba do projeto CHUVA. Os eventos foram escolhidos de maneira que diversos tipos de sistemas precipitantes fossem estudados. Dentre os seis eventos é possível identificar casos de precipitação intensa, fraca, isolada e de grande extensão. Na tabela 2.1 são listadas as datas de cada evento e suas características principais.

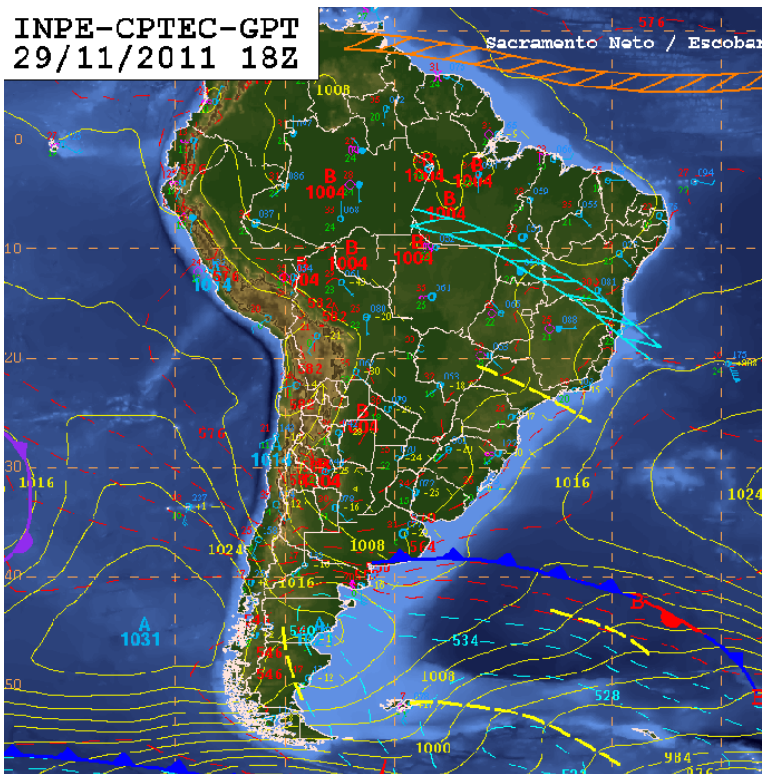
Tabela 2.1 - Eventos estudados e suas características.

Evento	Data	Descrição
1	29/11/2011	Convecção local com forçante de grande escala
2	01/12/2011	Convecção local com forçante de grande escala
3	07/01/2012	Convecção local isolada
4	22/01/2012	Convecção intensa e bem organizada
5	11/02/2012	Convecção associada a um sistema frontal
6	12/02/2012	Convecção associada a um sistema frontal

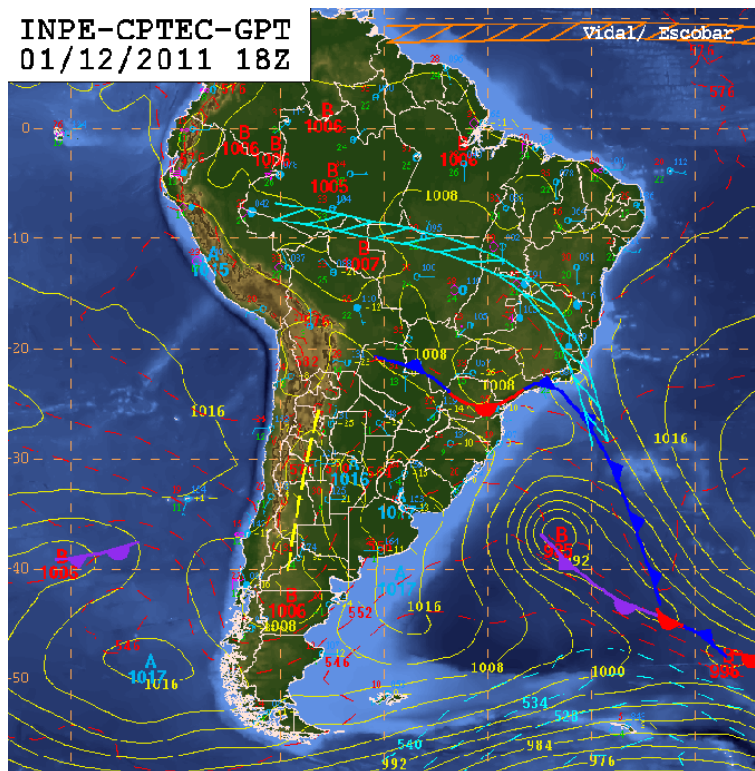
Nas Figuras 2.1, 2.2 e 2.3 são apresentadas as cartas sinóticas de superfície para cada evento com o objetivo de mostrar os principais sistemas sinóticos atuantes na região de estudo. Note que a carta de 29 de novembro de 2011 às 18 UTC apresenta um cavado cujo eixo estende-se desde o leste do Mato Grosso do Sul, passando por todo o estado de São Paulo e seguindo até o Oceano Atlântico. Este cavado favorece a instabilidade na região de estudo. Na carta do dia 01 de dezembro de 2011 às 18 UTC observa-se um sistema frontal sobre Santa Catarina deslocando-se para o estado de São Paulo e, associado ao ambiente instável sobre todo o centro-leste de São Paulo, provocou uma linha de instabilidade pré-frontal (como pode ser observado na figura 2.4(b)) que atuou na tarde e noite do dia 01 de dezembro. Na carta do dia 07 de janeiro de 2012 nota-se a Zona de Convergência de Umidade (ZCOU) sobre o estado de Minas Gerais provocando bastante convecção nesta região (ver figura 2.4(c)), contudo

no estado de São Paulo o que observa-se é grande instabilidade com sistemas convectivos isolados. No dia 22 de janeiro de 2012 às 18 UTC nota-se predomínio de regiões de baixa pressão entre a Bolívia, Paraguai, Argentina, Uruguai e Rio Grande do Sul. Estes sistemas favorecem o transporte de calor e umidade para estas áreas, o que favorece a atividade convectiva e a quebra da ZCOU em direção ao sudeste do Brasil. Observa-se na figura 2.4(d) que grande parte da região sul e sudeste estão bem instáveis, apresentando convecção em diversos locais. Nos dias 11 e 12 de fevereiro de 2012 às 18 UTC observa-se um ciclone extratropical com centro em 36S e 48N associado a uma onda frontal em oclusão e que tem seu ramo estacionário acoplado a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) que se estende desde São Paulo, passando pelo sul de Goiás, até o sul do Amazonas. Note nas figuras 2.4(e) e 2.4(f) que toda a região ao norte do Paraná apresenta grande instabilidade com sistemas convectivos em diversos locais.

Os campos de refletividade às 18 UTC para cada evento estudado são apresentados na figura 2.5. As figuras 2.5(a), 2.5(b) e 2.5(d) apresentam semelhanças com relação à extensão e organização, contudo, na figura 2.5(d) a precipitação é bem mais intensa e melhor organizada. Na figura 2.5(c) o sistema convectivo é mais isolado, porém com precipitação intensa. Na figura 2.5(e) o sistema convectivo é a junção de duas linhas de precipitação que se encontram sobre a cidade de São Paulo e, finalmente, na figura 2.5(f) o radar apresenta precipitação fraca em quase toda a área com alguns núcleos pequenos, porém mais intensos, de precipitação.

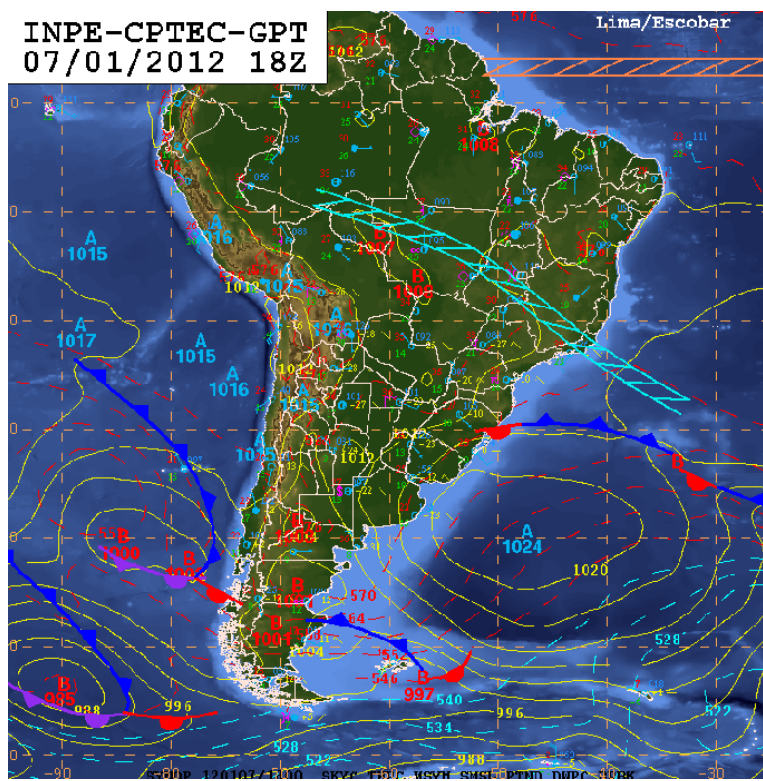


(a) 29/11/2011 - 18 UTC

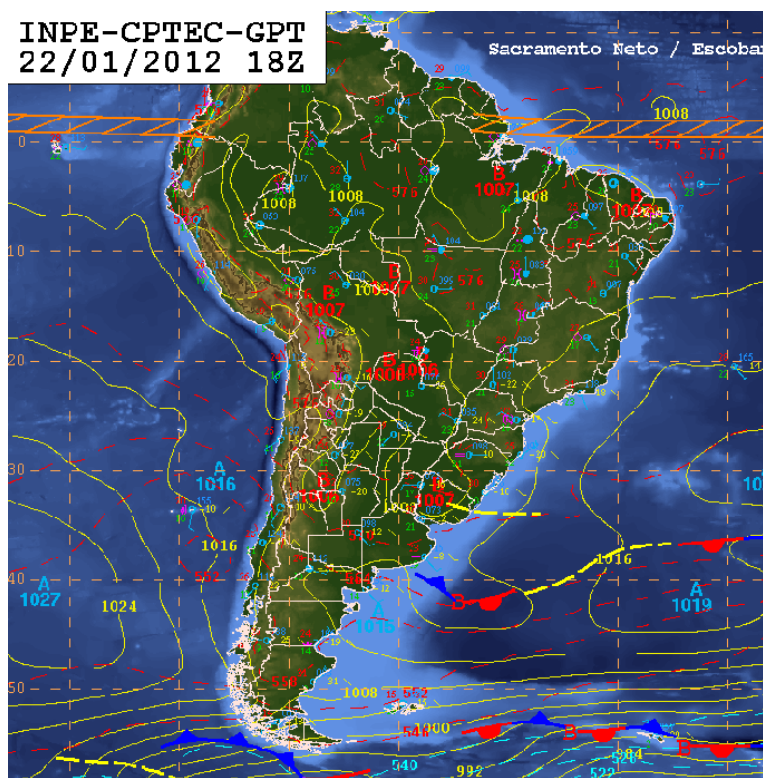


(b) 01/12/2011 - 18 UTC

Figura 2.1 - Carta Sinótica de superfície fornecida pelo Grupo de Previsão de Tempo (GPT) do Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do INPE para os eventos dos dias 29/11/2011 e 01/12/2011.

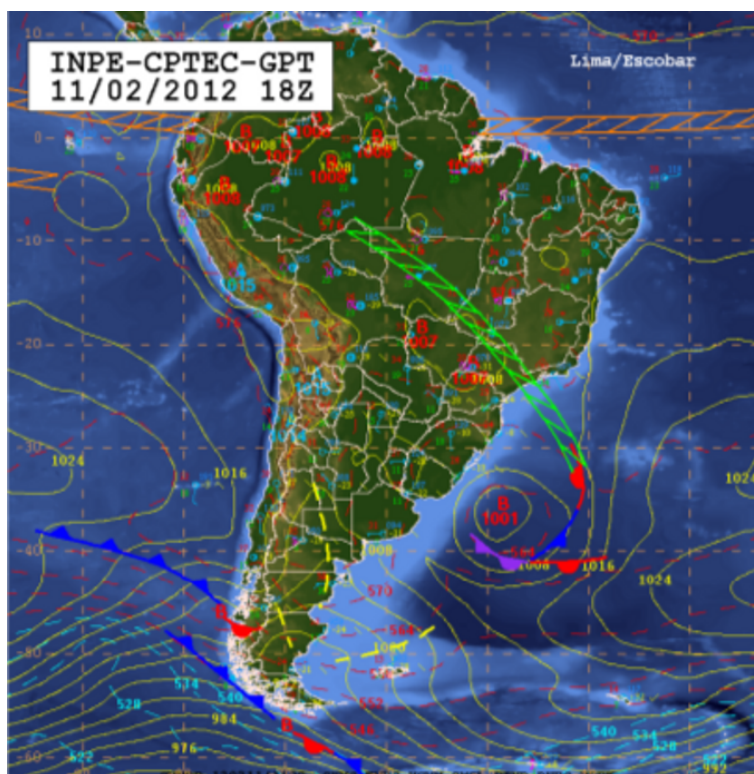


(a) 07/01/2012 - 18 UTC

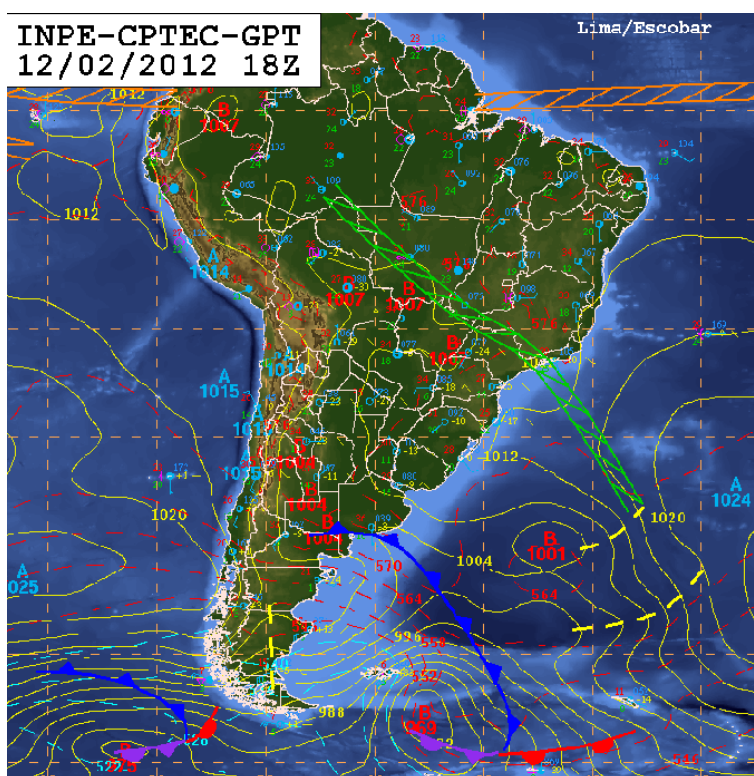


(b) 22/01/2012 - 18 UTC

Figura 2.2 - Idem à figura 2.1, porém para os eventos dos dias 07/01/2012 e 22/01/2012.

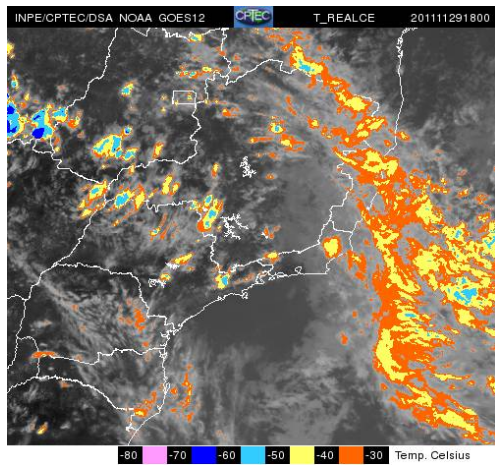


(a) 11/02/2012 - 18 UTC

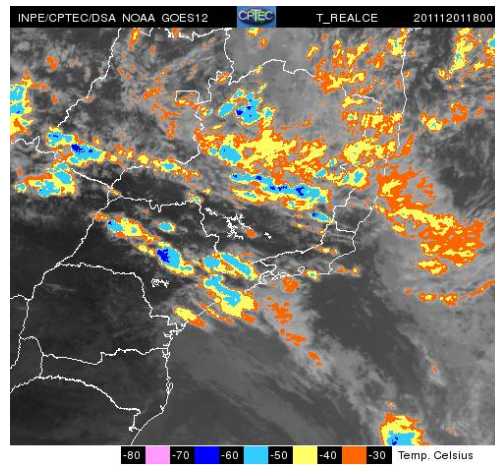


(b) 12/02/2012 - 18 UTC

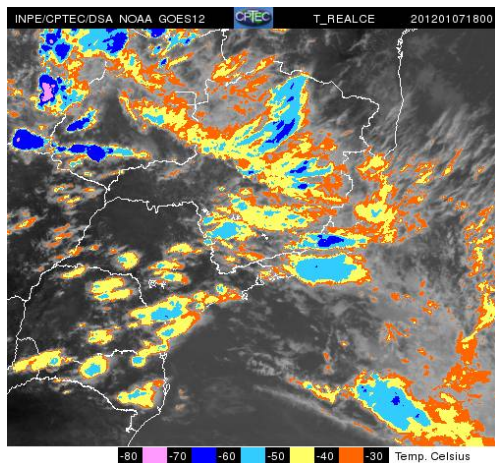
Figura 2.3 - Idem à figura 2.1, porém para os eventos dos dias 11/02/2012 e 12/01/2012.



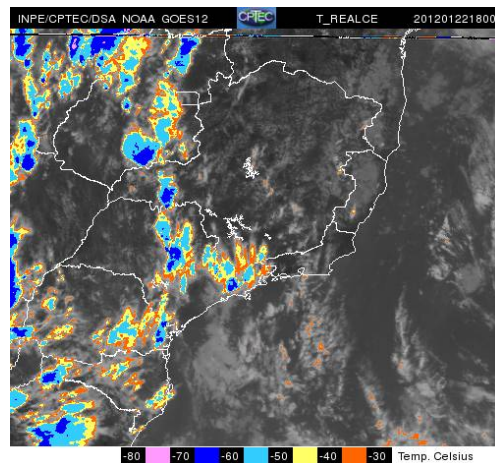
(a) 29/11/2011 - 18 UTC



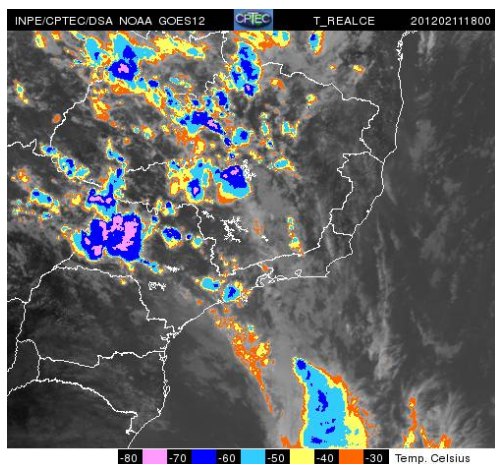
(b) 01/12/2011 - 18 UTC



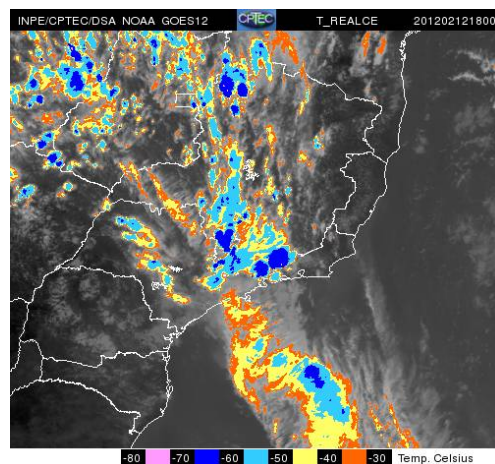
(c) 07/01/2012 - 18 UTC



(d) 22/01/2012 - 18 UTC



(e) 11/02/2012 - 18 UTC



(f) 12/02/2012 - 18 UTC

Figura 2.4 - Imagens do Satélite GOES-12 realçada para cada evento. Fonte: <http://satelite.cptec.inpe.br>.

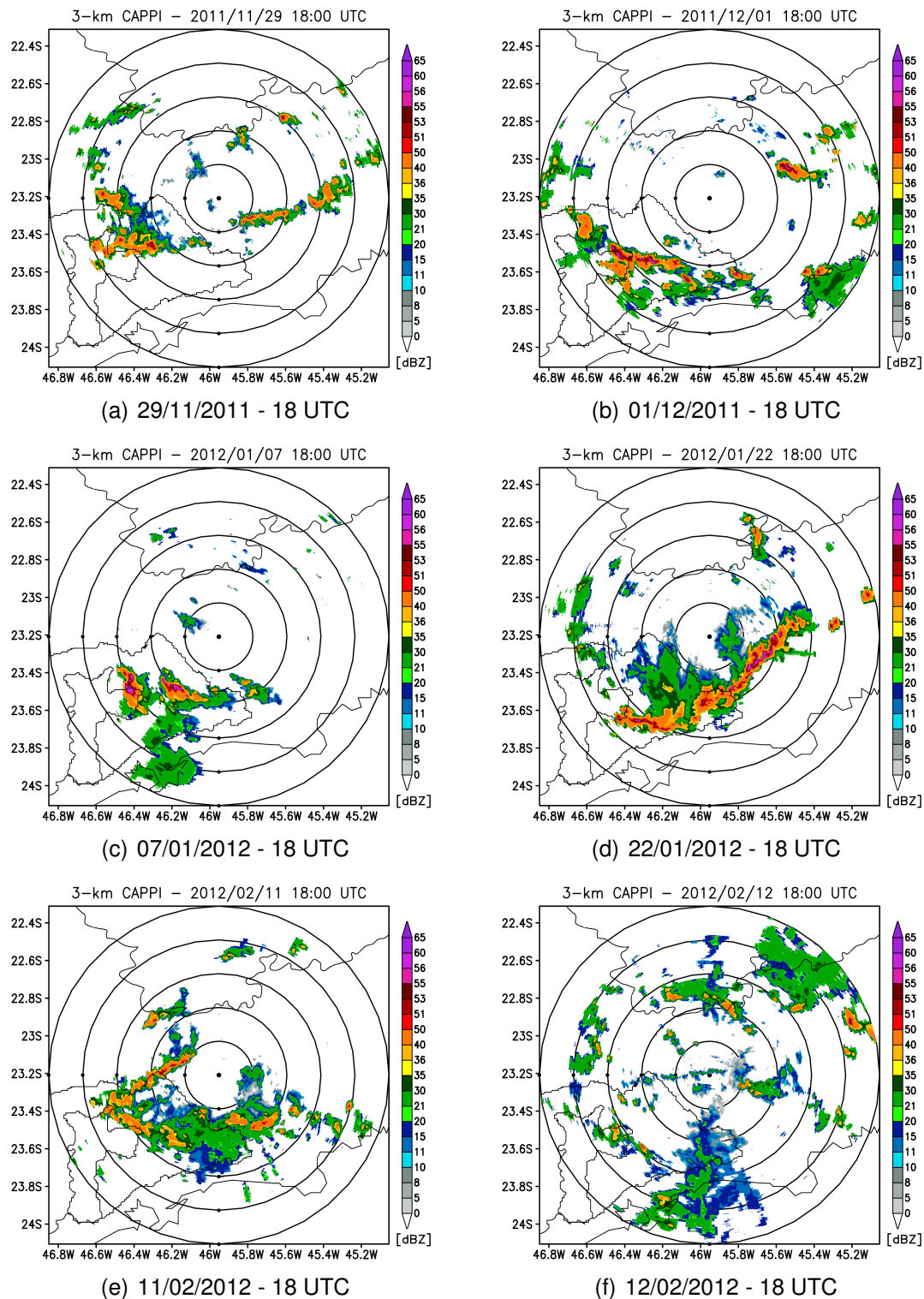


Figura 2.5 - CAPPI de 3 km de refletividade observado com o radar do projeto CHUVA para cada evento. Cada círculo na imagem corresponde a 20 km.

2.3 Dados do Radar

As microondas são ondas eletromagnéticas com comprimento de onda entre 10^{-1} e 100 cm aproximadamente, sendo a faixa entre 2,5 e 15 cm a mais utilizada em radares meteorológicos. O radar Doppler é o único instrumento de sensoriamento remoto capaz de detectar sinais de vento e medir velocidades no interior de regiões de precipitação, ocultas pelas nuvens, onde outras fontes de radiação seriam completamente extintas em apenas alguns metros de propagação. O radar Doppler pulsado tem sido aplicado, com notável sucesso, no mapeamento do campo de vento e de precipitação, mostrando em tempo real o desenvolvimento de fenômenos associados a tempestades severas (DOVIÁK; ZRNÍČ, 1993).

Neste trabalho foi utilizado o radar Doppler banda X de dupla polarização que faz parte da instrumentação do projeto CHUVA (seção 1.4). O radar do CHUVA opera no comprimento de onda 9375 MHz (3,2 cm) e por este motivo é mais sensível e pode detectar partículas menores. Este tipo de radar é usado para avaliar o desenvolvimento de nuvens porque podem detectar pequenas partículas de água e também precipitação fraca. As informações obtidas por esse radar podem ser aproveitadas para identificar a fase termodinâmica dos hidrometeoros e, assim, permite classificar as regiões de água líquida, gelo, granizo, graupel e neve dentro das nuvens. Por outro lado, radares de banda X sofrem muita atenuação, restringindo seu uso para identificar alvos que estejam a distâncias menores que 100 km (em caso de precipitação intensa este valor pode ser bem menor). Dada sua dupla polarização, o radar fornece informação sobre o tipo e tamanho das partículas.

2.3.1 Processamento dos Dados do Radar para Assimilação

Nesta seção é apresentado o processamento realizado no dado volumétrico do radar para ser utilizado pelo WRFDA. Este processamento é dividido em 2 etapas: i) controle de qualidade utilizando todo o dado volumétrico e ii) reformatação do dado para deixá-lo compatível com o esquema de leitura do WRFDA.

2.3.1.1 Controle de Qualidade

Controle de qualidade dos dados do radar é um importante passo no processo de assimilação. Xiao et al. (2004) fizeram um experimento com assimilação de dados de radar sem controle de qualidade em um esquema 3D-Var e, como resultado deste experimento, a minimização do sistema não convergiu. Os au-

tores atribuíram a falta de convergência à problemas nos dados do radar, que poderia ter sido evitada com um controle de qualidade eficiente dos dados.

Os radares de banda X sofrem muita atenuação do sinal em situações com chuva intensa, desta forma, a primeira correção realizada foi de atenuação. Esta correção foi aplicada pela equipe do projeto CHUVA responsável pelos dados do radar e detalhes sobre a metodologia podem ser encontrados em [Schneebeli et al. \(2012\)](#). Segundo os autores, o radôme molhado também é fonte de atenuação e correções foram aplicadas utilizando dados de disdrômetros disponíveis durante a campanha de medição do projeto CHUVA. Além destas correções, outras também foram aplicadas utilizando diretamente o programa do radar, como correção de eco de terreno e banda brilhante.

Em uma segunda etapa buscou-se eliminar ruídos utilizando perfis verticais. Sabe-se que sistemas convectivos e estratiformes apresentam máximo de refletividade em torno de 5 a 7 km de altura ([SHIN et al., 1999](#); [MACHADO et al., 2004](#)). Portanto, foram eliminados os perfis com as seguintes características:

- máximo de refletividade no 1º nível.
- menos de 3 níveis com dados válidos de refletividade.
- refletividade nos níveis de 3, 4 e 5 km menores que 20 dBZ e nos níveis acima de 12 km maiores que 20 dBZ.

Finalmente, todos os dados de refletividade sem valores válidos na vizinhança foram eliminados. A aplicação deste critério pode eventualmente eliminar dados com boa qualidade, contudo, certamente seria uma porção mínima do total, uma vez que o total de perfis com pelo menos uma das características descritas acima é muito pequeno. Devido à grande quantidade de dados de radar, optou-se por descartar dados duvidosos ao invés de utilizá-los no processo de assimilação.

2.3.1.2 Estrutura para Ingestão no WRF

O WRFDA faz a ingestão dos dados de radar no formato *little_r* (<http://www2.mmm.ucar.edu/wrf/users/wrfda/>). O *little_r* é um arquivo ASCII utilizado desde o modelo MM5 e foi criado para ser um arquivo intermediário para facilitar a ingestão de várias fontes de dados, uma vez que diversos formatos estão disponíveis como ASCII, BUFR, PREPBUFR, MADIS, HDF e outros. É um

formato baseado em informes, portanto todos os tipos de observações são facilmente colocadas juntas em um arquivo texto de fácil manipulação. Contudo, é obrigação do usuário desenvolver rotinas para transformar o dado de origem no formato *little_r*. Neste trabalho foi desenvolvido um programa em IDL (*Interactive Data Language*) que lê os dados volumétricos do radar, manipula o dado e escreve os perfis verticais no formato *little_r* para cada volume do radar.

Como citado acima, o WRFDA assimila a informação do radar como perfis verticais de refletividade e velocidade radial do vento. Para a obtenção destes perfis foram utilizados os PPI's (*Plan Position Indicator*) do dado volumétrico e para cada PPI os dados foram interpolados na horizontal em uma grade regular com 1 km de resolução. A interpolação do dado em uma resolução compatível com a resolução do modelo (2 km - as características dos experimentos são apresentadas em detalhes no capítulo 5) reduz o dado redundante e características com resoluções que o modelo não pode resolver. Segundo Sun e Crook (2001) a assimilação de PPI produz melhores resultados comparados à assimilação de dados interpolados na vertical, resultado de erros cometidos na interpolação causados pela baixa resolução na vertical do dado do radar. Desta forma, é considerada a altura do centro do feixe como altura de cada nível do perfil.

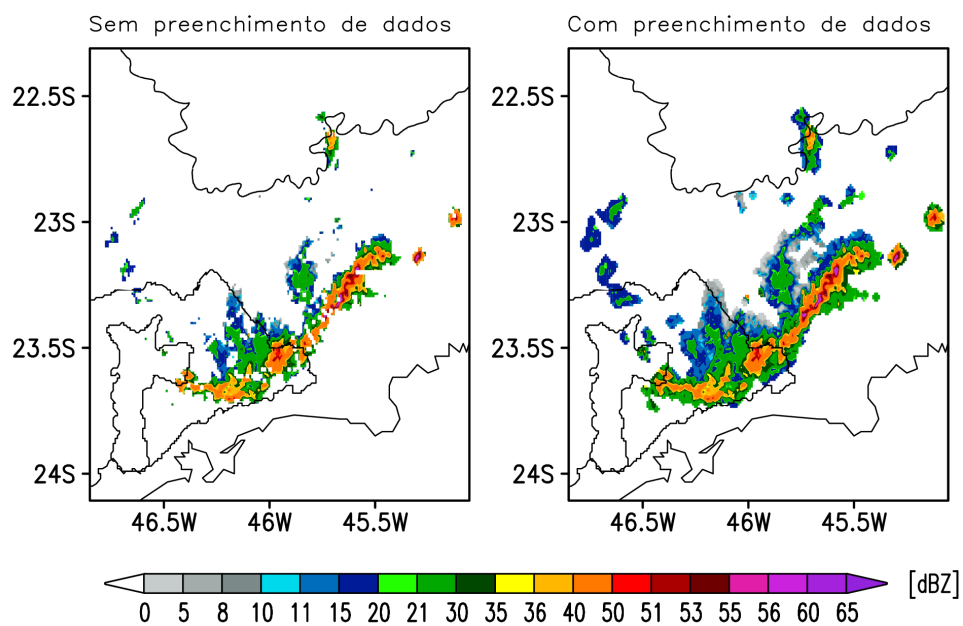
Durante o processo de interpolação, é realizado um esquema de preenchimento de dados utilizando pontos vizinhos baseado no método de Kriging (ISA-[AKS](#); [SRIVASTAVA, 1989](#)) utilizando um variograma exponencial com parâmetro de alcance igual a 8 e fator de escala igual a 1. Desta forma, o campo torna-se mais suave e com menos dados esparsos. Segundo [Sun \(2005\)](#) em um processo de assimilação de dados de radar, este procedimento produz melhores resultados devido a continuidade do campo, mesmo que alguns pontos sejam dados extrapolados. É apresentado na figura 2.6 um exemplo do resultado obtido após o processamento dos dados do campo de refletividade e de velocidade radial. Note que o campo torna-se mais suave e contínuo, reduzindo consideravelmente pontos isolados, contudo, as características principais e a intensidade dos campos são preservadas.

2.4 Dados Convencionais

Além dos dados de radar, também foram assimilados dados convencionais provenientes do GTS (*Global Telecommunication System*). O GTS, segundo a WMO (*World Meteorological Organization*), é um sistema global de telecomunicação coordenado para rápida coleta, troca e distribuição de observações e informações dentro do WWW (*World Weather Watch*).

Refletividade – 2012/01/22 18UTC

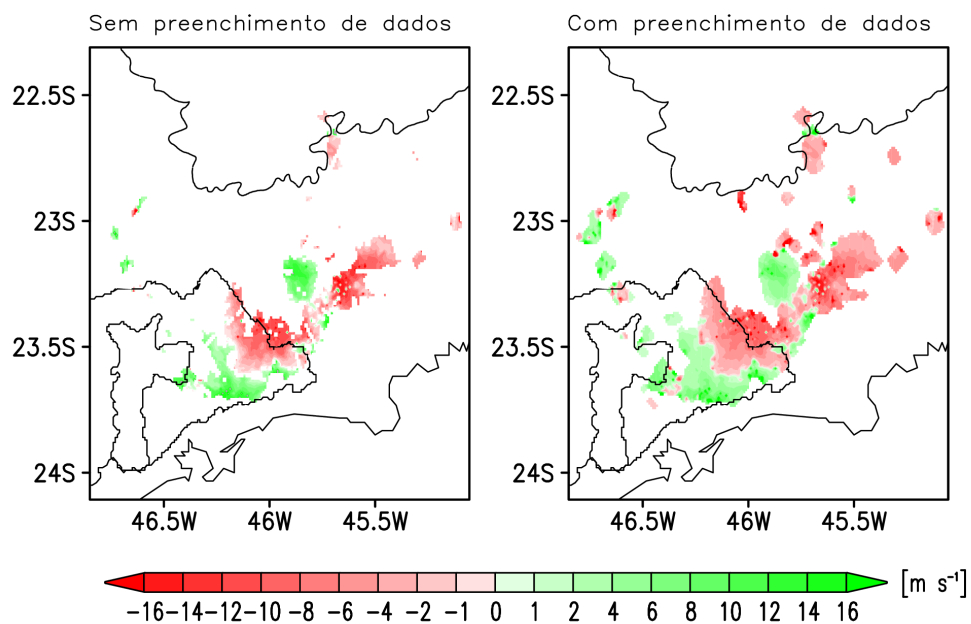
PPI 3ª elevação



(a) Refletividade

Velocidade Radial – 2012/01/22 18UTC

PPI 3ª elevação



(b) Vento Radial

Figura 2.6 - Exemplo do campo de refletividade (a) e vento radial (b) para o dia 22 de janeiro de 2012 às 18 UTC antes e depois do procedimento de preenchimento de dados para suavizar os campos.

Os dados utilizados neste trabalho foram obtidos no endereço eletrônico <http://rda.ucar.edu/datasets>, que é mantido pela seção de suporte a dados do NCAR (*RDA - Research Data Archive*). Os dados estão no formato *little_r* e contém informação de todos os tipos de dados convencionais disponíveis, como METAR, SYNOP, bóias, navios, aeronaves, sondagens e outras estações de superfície.

No pacote do WRFDA está disponível a ferramenta OBSPROC (*Observation Preprocessor*) que, a partir dos dados do GTS, produz as observações y_o para serem utilizadas pelo WRFDA. O OBSPROC executa as seguintes tarefas:

- Lê os arquivos de observação no formato *little_r*;
- Lê os parâmetros do *namelist* (arquivo padrão do Fortran que contém informações que serão lidas pelo programa durante sua execução);
- Executa checagem espacial e temporal para selecionar apenas observações dentro do domínio e da janela de assimilação;
- Calcula a altura da observação cuja coordenada original é pressão;
- Selecionam observações duplicadas (mesma localização e tipo) e escolhem aquelas que estão mais próximas do tempo da análise para estações com observações em diferentes instantes;
- Estima os erros para cada observação. Os valores são obtidos de um arquivo pré-definido contendo erros de observações nos níveis de pressão padrões para diferentes tipos de observações. Os erros são originalmente provenientes do NCEP, mas alguns foram modificados no NCAR;
- Escreve as observações e seus erros no formato que será lido pelo WRFDA.

3 MATRIZ DE COVARIÂNCIA DO ERRO DO BACKGROUND

As covariâncias dos erros do *background* ou *first guess* é um dado de entrada crucial para qualquer sistema moderno de assimilação de dados. Elas influenciam o ajuste da análise às observações e definem a influência espacial de cada observação na análise, principalmente em regiões com poucos dados. Diferentemente dos métodos por conjunto (por exemplo, EnKF), sistemas 3/4D-Var não avançam no tempo as covariâncias dos erros em tempo real. Ao invés disso, estatísticas climatológicas são geralmente estimadas separadamente e ajustadas posteriormente para representar os erros em uma aplicação particular.

A matriz de covariância do erro é definida como:

$$\mathbf{B} = \overline{\epsilon\epsilon^T} \cong \overline{\mathbf{x}'\mathbf{x}'^T} \quad (3.1)$$

Onde a barra sobre as variáveis representam a média no tempo ou no espaço. O erro do *background* verdadeiro ϵ não é conhecido, mas é assumido ser estatisticamente bem representado pela perturbação do estado do modelo \mathbf{x}' . No método NMC⁴ (PARRISH; DERBER, 1992) a perturbação \mathbf{x}' é dada pela diferença entre duas previsões iniciadas em instantes distintos (geralmente 12h de diferença) e válidas para o mesmo tempo. Estimativas climatológicas do *background* podem então ser obtidas fazendo a média destas diferenças em um período de tempo, por exemplo 1 mês. Para uso operacional é usual aumentar este tempo para 12 meses para incluir a variação anual do erro na climatologia. Uma outra alternativa proposta por Fisher (2004) faz uso de previsões por conjunto e calcula-se \mathbf{x}' como a diferença entre os membros e a média dos membros.

Em um sistema de assimilação de dados variacional onde trabalha-se no espaço do modelo \mathbf{x}' , as covariâncias dos erros do *background* não são especificadas no espaço do modelo, mas no espaço das variáveis de controle \mathbf{v} , relacionadas às variáveis do modelo através da transformada \mathbf{U} definida como:

$$\mathbf{x}' = \mathbf{U}\mathbf{v} = \mathbf{U}_p\mathbf{U}_v\mathbf{U}_h\mathbf{v} \quad (3.2)$$

Onde \mathbf{U}_p , \mathbf{U}_v e \mathbf{U}_h representam as transformações de variável (p), da componente vertical (v) e da componente horizontal (h) das covariâncias espaciais

⁴O termo NMC vem originalmente do inglês *National Meteorological Center* como sendo este o método do Centro Nacional de Meteorologia dos EUA em Washington, D.C. e posteriormente passou a ser mundialmente conhecido como apenas método NMC.

dos erros, respectivamente. A transformada representada pela Eq. 3.2 e seu adjunto são necessários no código do WRFDA. O programa *gen_be* (ver seção 3.1) realiza a transformada inversa, Eq. 3.3, para cada componente do vetor de controle \mathbf{v} .

$$\mathbf{v} = \mathbf{U}_h^{-1} \mathbf{U}_v^{-1} \mathbf{U}_p^{-1} \mathbf{x}' \quad (3.3)$$

3.1 Gen_be

O *gen_be* é uma ferramenta distribuída juntamente com o WRFDA e foi desenvolvida para ler dados de uma variedade de modelos (WRF, MM5, KMA e outros), processá-los e gerar as estatísticas das covariâncias dos erros. O *gen_be* é dividido em 5 etapas e apenas a primeira é dependente do modelo, o arquivo de saída da primeira etapa é um formato independente do formato de entrada dos modelos citados. Abaixo são descritos brevemente os procedimentos realizados em cada etapa do *gen_be*.

- Estágio 0 - Cálculo das perturbações
 - São calculadas as perturbações utilizando o método NMC (PARISH; DERBER, 1992) ou por conjunto (FISHER, 2004). O usuário deve escolher o método de sua preferência.
- Estágio 1 - Remoção da média
 - Neste estágio é feita a remoção da média dos erros calculados no estágio 0 para que os campos tenham média zero.
- Estágio 2a - Coeficientes de regressão multivariada
 - As variáveis controle, ou seja, aquelas que são assumidas terem correlação cruzada zero, no WRF-Var são: função de corrente (ψ), pseudo umidade relativa e as partes não balanceadas da velocidade potencial (χ), temperatura e pressão de superfície ou, no caso da nova versão utilizada neste trabalho, são as componentes da velocidade u e v , temperatura T , pressão de superfície P_s e pseudo umidade relativa RH_s . As variáveis não balanceadas são definidas como a diferença entre o campo completo e sua parte balanceada ou correlacionada. As componentes balanceadas de

um determinado campo são modeladas através de análise de regressão usando um campo preditor específico, neste caso é usada a função de corrente (ver maiores detalhes em Wu et al. (2002)). Foram necessários ajustes nos códigos do *gen_be* que realizam esta etapa para que o mesmo utilizasse corretamente as novas variáveis de controle.

- Neste estágio é realizada a análise de regressão para determinar as correlações multivariadas entre os campos perturbados.

- Estágio 2b - Variáveis de controle não balanceadas

- Com os coeficientes de regressão calculados no estágio 1, as componentes não balanceadas dos campos são calculadas.

- Estágio 3 - Auto-vetores e auto-valores na vertical

- Neste estágio são calculadas as estatísticas necessárias para a componente vertical da transformada \mathbf{U} (\mathbf{U}_v) do WRFDA. Este procedimento envolve a projeção dos campos 3D nos níveis do modelo em funções ortogonais empíricas (FOE) da componente vertical das covariâncias dos erros do *background* (BARKER et al., 2003).

- Cálculo da média no domínio e o valor local da componente vertical da matriz de covariância do erro do *background*.

- Após o cálculo e armazenamento dos auto-vetores e auto-valores, os campos 3D das variáveis de controle são projetados no espaço das FOE.

- Estágio 4 - Correlação horizontal do erro

- A correlação horizontal das covariâncias dos erros do *background* é calculada utilizando um filtro recursivo (BARKER et al., 2003). Esta etapa realiza uma regressão linear das correlações horizontais para calcular as escalas de comprimento do filtro recursivo.

3.2 Cálculo e Ajuste da Matriz de Covariância do *Background*

A matriz de covariância do *background* utilizada neste trabalho foi gerada com o programa *gen_be* e empregando o método NMC (PARRISH; DERBER, 1992) para estimar os erros do modelo.

Uma vez que os eventos convectivos estudados ocorreram no verão de

2011/2012, optou-se por utilizar um conjunto de 3 meses de simulações, iniciando às 00 e 12 UTC, para os meses de dezembro de 2011 e janeiro e fevereiro de 2012 totalizando 184 simulações de 24 horas. Após realizar todas as 184 simulações, o *gen_be* foi executado e gerou-se o arquivo *be.dat* que contém a matriz de covariância dos erros do *background*.

Como foi citado anteriormente, a matriz gerada pelo *gen_be* é uma representação climatológica das covariâncias dos erros e ajustes são empregados de acordo com a aplicação. No arquivo *namelist.input* do WRFDA existem variáveis que são fatores que serão multiplicados à matriz gerada pelo *gen_be* alterando a variâncias dos campos das variáveis de controle e a extensão que a análise é afetada por uma determinada observação em um dado local. Estas variáveis são chamadas de *variance scale* e *length scale*, respectivamente. Diversos trabalhos têm apontado para a necessidade de ajustes no *variance scale* e *length scale* com objetivo de melhorar o ajuste do *background* às observações ((HA; LEE, 2012) e (TONG et al., 2014)) e o balanço dos campos dinâmicos e microfísicos da análise (Guo et al. (2007) e Ming et al. (2009)).

Segundo Ha e Lee (2012) o método NMC é muito prático, mas as covariâncias dos erros do *background* diferem em diversas formas das verdadeiras covariâncias dos erros do *background*. Provavelmente a maior deficiência seja a evolução das estatísticas dos erros das previsões de curto prazo. Além disso, é bem conhecido que a variância dos erros do *background* para o vento tende a ser superestimada e a correlação espacial é excessivamente grande (LEE et al., 2006). Portanto, os efeitos de pequena escala tendem a ser eliminados durante a obtenção da análise e características locais tendem a se propagar por grandes distâncias (DALEY, 1991).

3.2.1 Teste com Observação Isolada

Foi realizado um teste com uma única observação de refletividade para avaliar a extensão do incremento na razão de mistura de vapor d'água e de água de chuva. A configuração do teste é apresentada na tabela 3.1. Observa-se na figura 3.1, nos campos à esquerda, que a observação de refletividade tem impacto em locais bem distantes do local assimilado, principalmente para o vapor d'água. Como citado anteriormente, o método MNC tende a superestimar a extensão que uma determinada observação deve influenciar. Tong et al. (2014) mostram que melhores resultados no campo de precipitação são obtidos ao reduzir à metade o *length scale* da matriz de covariância do *background*. Nos campos à direita na figura 3.1 é apresentado o resultado da redução em 50% do *length scale*. A

configuração apresentada à direita mostra-se mais coerente uma vez que a umidade na atmosfera varia bruscamente no espaço e no tempo, principalmente a água de chuva. Desta forma, não seria correto considerar que uma observação de água de chuva tenha influência em uma região muito distante do ponto observado. Esta é a configuração utilizada para assimilação de radar em todos os experimentos apresentados na tese.

Tabela 3.1 - Valor e posicionamento do dado de refletividade do radar utilizado na assimilação teste para ajuste da escala de comprimento.

Latitude	Longitude	Altitude [m]	Refletividade [dBZ]	Erro [dBZ]
-23,08	-46,83	3000,0	53,0	10,0

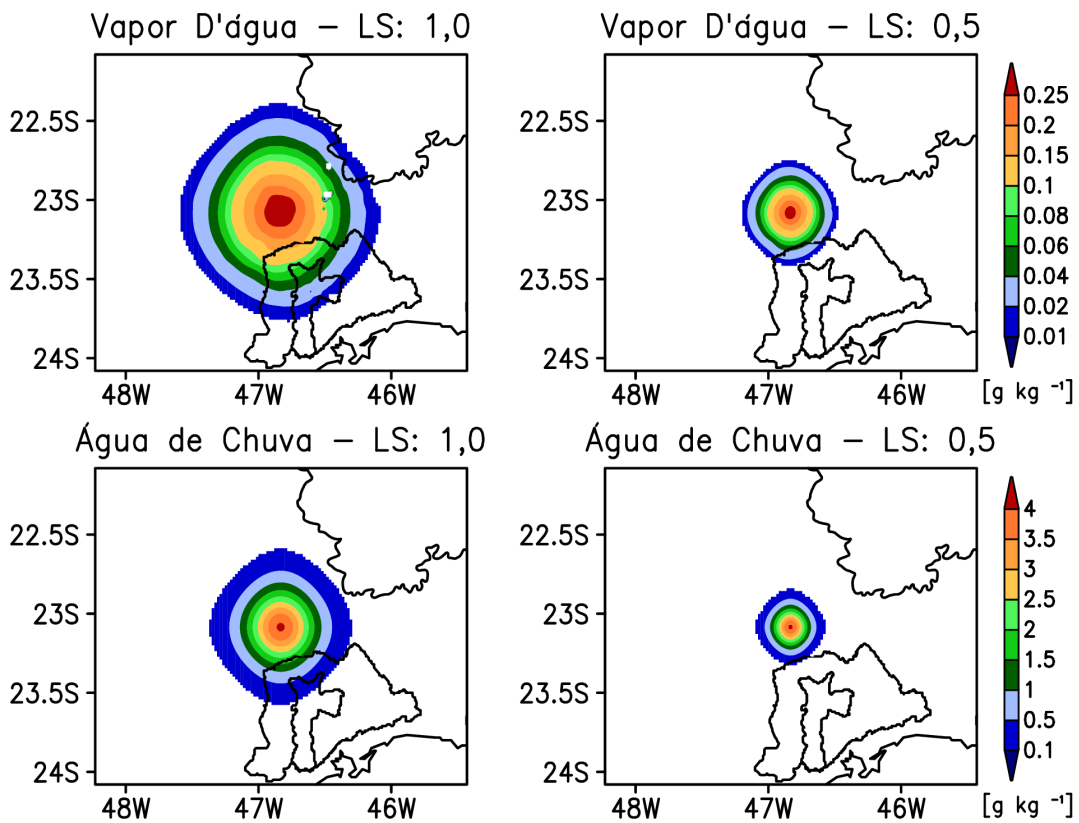


Figura 3.1 - Ajuste da escala de comprimento da matriz de covariâncias dos erros do *background*. Nas figuras à esquerda as covariâncias e suas escalas de comprimento geradas pelo *gen_be* não são alteradas, enquanto que as figuras à direita a escala de comprimento foi reduzida à metade.

4 RELAÇÕES REFLETIVIDADE-PRECIPITAÇÃO (Z-R) E REFLETIVIDADE-RAZÃO DE MISTURA DE ÁGUA DE CHUVA (Z-q_r)

4.1 Cálculo das Relações Z-R e Z-q_r

No experimento do Vale do Paraíba, como parte do projeto CHUVA, diversos instrumentos meteorológicos foram utilizados durante os meses de medições. Entre eles estiveram o radar banda X de dupla polarização e o disdrômetro Joss-Waldvogel ou JWD (JOSS; WALDVOGEL, 1967). Utilizando os dois instrumentos citados é possível obter a relação Z-R (refletividade-precipitação) e Z-q_r (refletividade - razão de mistura de água de chuva). Na verdade, o disdrômetro é capaz de estimar, através da distribuição de gotas, a refletividade, a taxa de precipitação e a razão de mistura de água de chuva, sem a necessidade de utilizar os dados do radar. Contudo, uma vez que os dados a serem assimilados são do radar, o correto é fazer a relação da informação de refletividade observada com o radar com os valores de precipitação (Z-R) e razão de mistura de água de chuva (Z-q_r) observadas com o disdrômetro. Neste caso, considera-se que o disdrômetro fornece o valor real de precipitação e de razão de mistura de água de chuva e as relações Z-R e Z-q_r descrevam estas variáveis de acordo com um determinado valor de refletividade observado pelo radar.

O JWD é um disdrômetro de impacto. Este instrumento tem a característica de medir a distribuição de tamanho de gotas de chuva (DSD - *droplet size distribution*) através de um espectrômetro eletromecânico, onde as gotas incidem sobre uma área de 50 cm². Seu princípio de funcionamento é a compensação automática da força produzida por uma gota que atinge a superfície do sistema receptor rígido. O efeito de compensação faz com que o sistema rígido receba somente uma parte ínfima da energia de movimento na forma de calor. Desta forma, o sistema retorna imediatamente a sua posição inicial. Os pulsos elétricos gerados pelo sistema receptor são classificados por um analisador, com 20 canais, que são usados para separar os pulsos elétricos do disdrômetro em 20 diferentes classes de tamanho de gotas (ver tabela 4.1). A relação do pulso em Volts e o tamanho da gota em milímetros é dada pela Equação 4.1.

$$U = 0,94 \cdot D^{1,97} \quad (4.1)$$

Onde U é a tensão em Volts e D é o diâmetro da gota em milímetros.

O conteúdo de água líquida (LWC - *Liquid Water Content*) é a multiplicação

Tabela 4.1 - Características do disdrômetro Joss-Waldvogel (JOSS; WALDVOGEL, 1967).

Classe de tamanho da gota	Limite mínimo do diâmetro da gota	Diâmetro médio da gota para a classe i	Velocidade terminal da gota para o diâmetro D_i	Delta do diâmetro da gota para a classe D_i
		D_i	$v(D_i)$	Delta D_i
		[mm]	[m s ⁻¹]	[mm]
1	0,313	0,359	1,435	0,092
2	0,405	0,455	1,862	0,100
3	0,505	0,551	2,267	0,091
4	0,596	0,656	2,692	0,119
5	0,715	0,771	3,154	0,112
6	0,827	0,913	3,717	0,172
7	0,999	1,116	4,382	0,233
8	1,232	1,331	4,986	0,197
9	1,429	1,506	5,423	0,153
10	1,582	1,665	5,793	0,166
11	1,748	1,912	6,315	0,329
12	2,077	2,259	7,009	0,364
13	2,441	2,584	7,546	0,286
14	2,727	2,869	7,903	0,284
15	3,011	3,198	8,258	0,374
16	3,385	3,544	8,556	0,319
17	3,704	3,916	8,784	0,423
18	4,127	4,350	8,965	0,446
19	4,573	4,859	9,076	0,572
20	5,145	5,373	9,137	0,455

da razão de mistura de água de chuva (q_r) pela densidade do ar seco ($\rho = 1,2041 \text{ kg m}^{-3}$). Desta forma a Equação 1.11 pode ser reescrita como:

$$Z = 43,1 + 17,5 \cdot \log(1,0 \times 10^3 \text{LWC}) \quad (4.2)$$

ou

$$Z = 3,63 \times 10^9 \text{LWC}^{1,75} \quad (4.3)$$

Com LWC em $[\text{kg m}^{-3}]$ e Z em [dBZ] na Equação 4.2 e em $[\text{mm m}^{-3}]$ na Equação 4.3.

De acordo com a Equação 4.3, tem-se que a relação Z-LWC é dada por:

$$Z = a \cdot \text{LWC}^b \quad (4.4)$$

Desta forma, os coeficientes a e b são obtidos fazendo uma relação exponencial entre a refletividade observada com o radar e o LWC calculado com os dados do disdrômetro. O LWC em $[\text{kg m}^{-3}]$ pode ser calculado utilizando a Equação 4.5.

$$\text{LWC} = 1,0 \times 10^{-6} \cdot \frac{\pi}{6} \cdot \frac{1}{F \cdot t} \cdot \sum_{i=1}^{20} \left(\frac{n_i}{v(D_i)} \cdot D_i^3 \right) \quad (4.5)$$

Onde F é o tamanho da superfície sensível do sensor ($F = 0,005 \text{ m}^2$), t é o tempo de amostragem dos dados ($t = 60 \text{ s}$), n_i é o número de gotas para cada classe de tamanho ($i = 1, \dots, 20$) no intervalo t , $v(D_i)$ é a velocidade terminal para o diâmetro D_i em $[\text{m s}^{-1}]$ (ver tabela 4.1) e D_i é diâmetro médio da gota na classe i em [mm] (ver tabela 4.1).

Da mesma forma que é obtida a relação Z-LWC (Equação 4.4), através de uma relação exponencial, a relação Z-R também pode ser calculada, uma vez que os dados do disdrômetro também podem ser utilizados para calcular a precipitação através da Equação 4.6.

$$R = 3,6 \times 10^{-3} \cdot \frac{\pi}{6} \cdot \frac{1}{F \cdot t} \cdot \sum_{i=1}^{20} (n_i \cdot D_i^3) \quad (4.6)$$

Onde R é a taxa de precipitação em $[\text{mm h}^{-1}]$.

A informação de refletividade observada com o radar foi obtida através dos PPIs a cada 6 minutos para todo o experimento. Foi realizada uma análise prévia para identificar a melhor elevação para extrair a informação pontual sobre a localização do disdrômetro (Latitude: -23,25180 - Longitude: -45,85767). Preferencialmente utiliza-se a 1ª elevação, contudo, em muito casos esta elevação, dependendo da região, topografia, distância do radar, é muito contaminada por ruídos. No caso estudado optou-se por utilizar a 1ª elevação, uma vez que os ruídos apresentados não foram considerados significativos.

Utilizando os PPI's, foram extraídos os dados de refletividade sobre o disdrômetro e construiu-se uma série temporal com intervalo de 6 minutos para todo o experimento. O disdrômetro fornece observação a cada 1 minuto, porém apenas os instantes coincidentes com os dados do radar foram utilizados, formando duas séries coincidentes no tempo de maneira que fosse possível aplicar a Equação 4.4. Os valores de LWC e precipitação (R) foram calculados aplicando as Equações 4.5 e 4.6, respectivamente.

Nas figuras 4.1(a) e 4.1(b) são mostrados os dados do radar e do disdrômetro ajustados para obter as relações Z-R e Z-LWC.

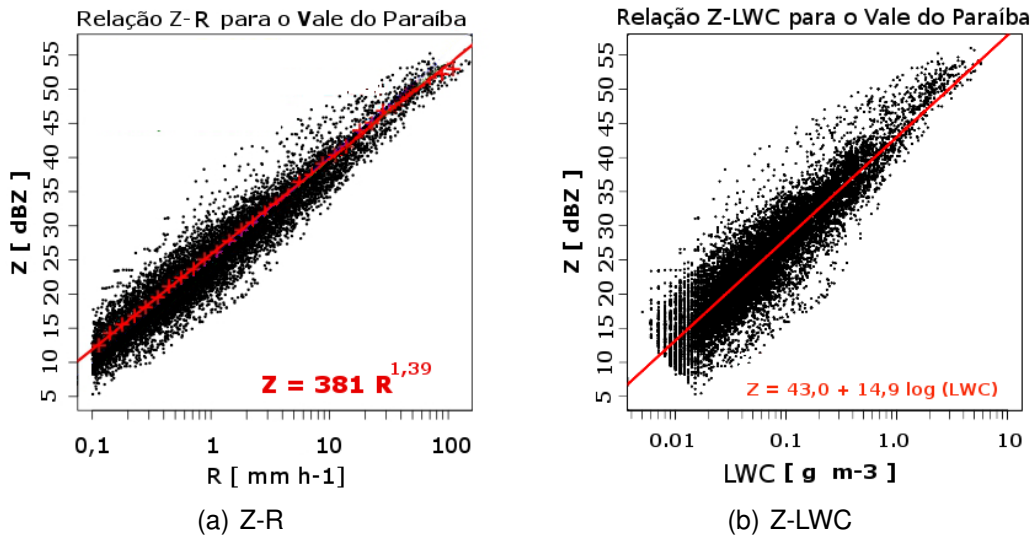


Figura 4.1 - Relações Z-R e Z-LWC calculadas a partir do ajuste exponencial dos dados do radar e do disdrômetro.

4.2 Implementação da Nova Relação Z-q_r no WRFDA

O WRFDA é um sistema de assimilação de dados composto por módulos, de forma que existe um bloco de controle geral com definições de variáveis e alocação de memória e outros que compõem os principais processos que ocorrem durante a assimilação, como a leitura dos dados observacionais, o cálculo da inovação, o cálculo do resíduo, a minimização da função de custo (J) e diversos outros. Dentro de cada um destes blocos principais existe a divisão por tipo de observação, dentre elas o radar. Portanto, para a inclusão da nova relação foi modificado apenas o bloco referente à assimilação dos dados de radar.

Após a inclusão da nova relação, foram executados 12 experimentos com uma única observação de radar, sendo 6 com a relação original e 6 com a relação obtida na seção 4.1. O diferencial de cada experimento foi o valor de refletividade assimilado com o objetivo de mostrar a variação do incremento (diferença entre a análise e o *background*) obtido em cada caso. É apresentado na tabela 4.2 os valores de refletividades assimilados com seus erros e os resultados do máximo valor de incremento em módulo obtido para a razão de mistura de água de chuva.

Os valores de incrementos da tabela 4.2 também são mostrados na figura 4.2. Note que para valores baixos de refletividade o incremento foi pequeno, o que significa que o *background* apresenta valores baixos de água de chuva, ou seja, se a água de chuva do *background* fosse grande, o valor do incremento também seria alto e negativo. Além disso, a diferença é pequena entre as duas relações, sendo maior o incremento no caso da nova relação. Este fato é observado para 10 e 20 dBZ, contudo, para 30 e 40 dBZ a relação original resulta em maior incremento em módulo e este comportamento inverte-se novamente para 50 e 60 dBZ, sendo que a diferença em 60 dBZ é extremamente alta. Observando a variação da razão de mistura de água de chuva para as duas relações no painel inferior da figura 4.2 nota-se que com a nova relação existe uma redução da água de chuva para refletividades abaixo de aproximadamente 40 dBZ e aumento acima deste valor. Portanto, a nova relação tende a reduzir a precipitação fraca e aumentar a precipitação intensa, enquanto que apresenta resultados semelhantes no caso de precipitação que está entre estes dois limites.

Na figura 4.3 dois casos extremos são apresentados, 10 e 60 dBZ. Como a água de chuva do *background* é maior do que o equivalente a 10 dBZ, porém próximo, os incrementos são negativos e pequenos. Na nova relação os valores negativos são mais intensos, ou seja, como foi mostrado anteriormente, a nova relação para valores baixos de refletividade tende a reduzir mais a água de chuva do que a relação original, desta forma, os incrementos são maiores em módulo.

No caso de 60 dBZ, que seria uma precipitação muito intensa, os valores dos incrementos são elevados, sendo maiores no caso da nova relação. Portanto, fica evidente o impacto que existe na mudança da relação Z- q_r , principalmente em valores muito baixos e muito altos de refletividade, tendo pouco impacto em valores próximos de 40 dBZ.

Tabela 4.2 - Módulo dos incrementos máximos de q_r para cada valor de refletividade utilizados para o teste de sensibilidade referente a mudança da relação Z- q_r . Também é mostrada a localização geográfica da observação assimilada.

Refletividade [dBZ]	Erro [dBZ]	Módulo dos incrementos máximos de q_r [g kg ⁻¹]	
		$Z = 43.1 +$ $17.5 \cdot \log_{10}(\rho \cdot q_r)$	$Z = 43.0 +$ $14.9 \cdot \log_{10}(\rho \cdot q_r)$
10	2	0.0879	0.0962
20	4	0.0458	0.0695
30	6	0.1153	0.0607
40	8	0.6824	0.6285
50	10	2.7018	3.2328
60	12	10.3334	15.5149
Latitude=-23.08		Longitude=-46.83	Altitude = 3000 m

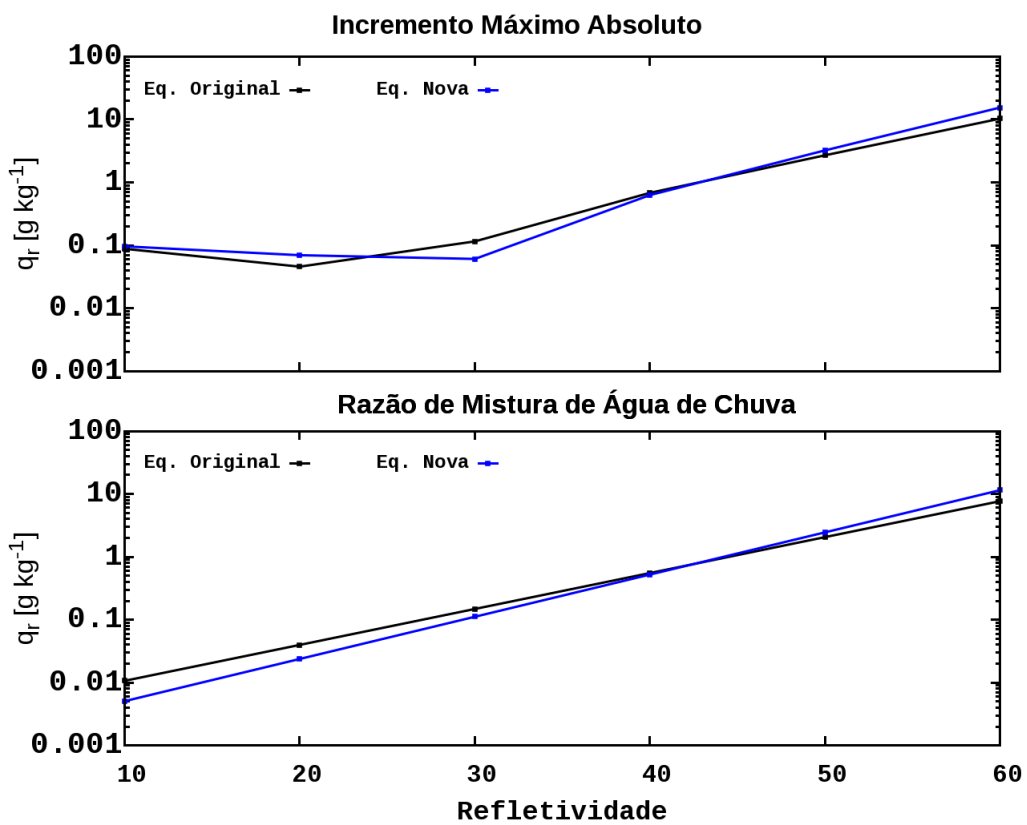


Figura 4.2 - Painel superior: variação do incremento máximo absoluto para cada valor de refletividade assimilado com a relação Z- q_r original (preto) e com a nova relação (azul). Painel inferior: variação da razão de mistura de água de chuva para a relação Z- q_r original (preto) e a nova relação (azul).

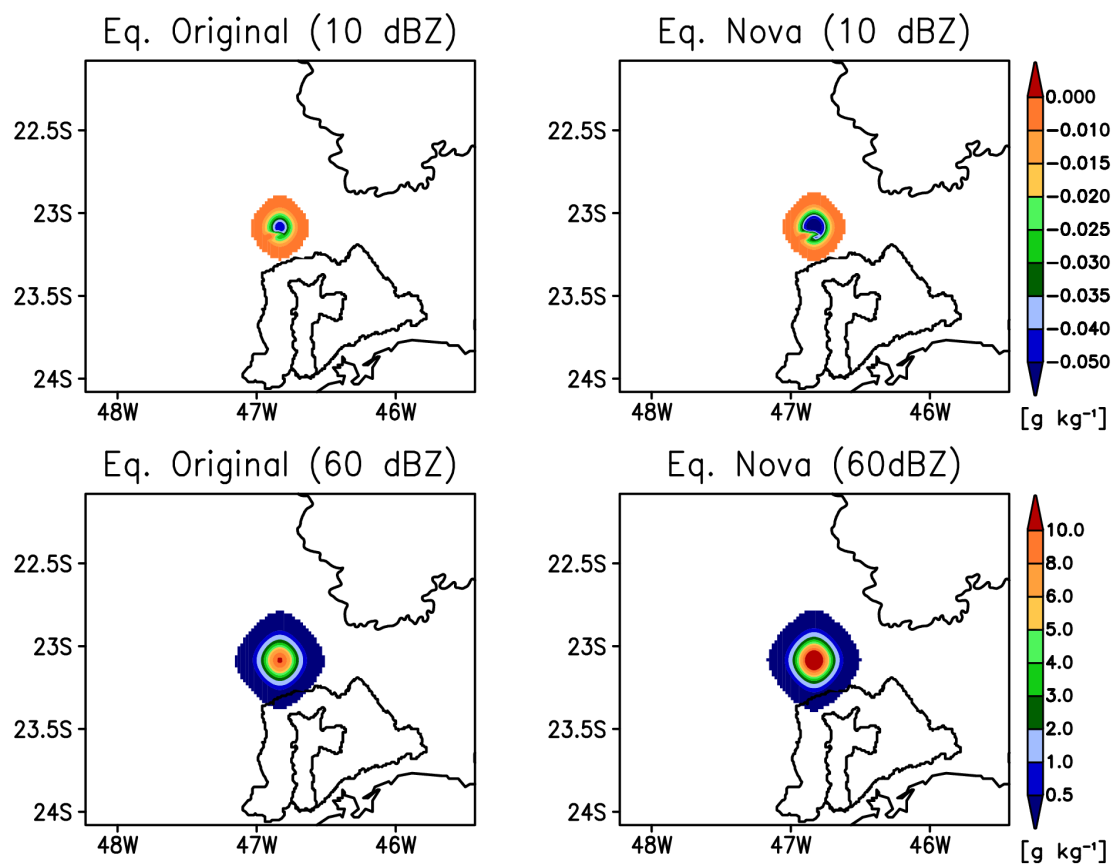


Figura 4.3 - Incremento da razão de mistura de água de chuva após assimilar um único dado de refletividade de 10 (superior) e 60 (inferior) dBZ. Os campos à esquerda foram produzidos utilizando a relação $Z-q_r$ original do WRFDA e à direita foi utilizada a nova relação.

5 ASSIMILAÇÃO DIRETA DOS DADOS DO RADAR

Neste capítulo são apresentadas simulações assimilando dados de radar utilizando a versão original do WRFDA 3D-Var, isto é, assimilando diretamente velocidade radial do vento e refletividade observados com o radar. Além disso, nas simulações apresentadas neste capítulo a relação $Z-q_r$ original é empregada. O objetivo é mostrar o impacto da assimilação de radar aplicada à região do Vale do Paraíba sem qualquer alteração no código oficial distribuído pelo grupo de desenvolvimento do modelo WRFDA. Os resultados apresentados neste capítulo devem ser tomados como referência para, ao final do trabalho, avaliar o ganho obtido na previsão de precipitação quando empregados os métodos apresentados nos capítulos seguintes.

5.1 Configuração do WRF

O WRF foi configurado com uma grade que cobrisse o Vale do Paraíba, uma vez que foram utilizados os dados do radar do experimento CHUVA-Vale. A grade foi centrada em $23,21^\circ$ de latitude e $45,95^\circ$ de longitude (localização do radar) com 200 pontos na direção Leste-Oeste e 200 pontos na direção Norte-Sul e espaçamento de 2 km. Utilizou-se a coordenada sigma na vertical com resolução de aproximadamente 60 m no primeiro nível e crescente até atingir 1 km em níveis superiores, totalizando 45 níveis sigma. A extensão da grade é apresentada na figura 5.1.

Diversas parametrizações físicas estão disponíveis no WRF. Abaixo são listadas as principais parametrizações utilizadas neste trabalho:

- cumulos: não utilizada.
- microfísica: momento simples com 6 classes - WSM6 (HONG; LIM, 2006).
- radiação de onda longa: *Rapid Radiative Transfer Model* - RRTM (MLAWER et al., 1997).
- radiação de onda curta: esquema Dudhia (DUDHIA, 1989).
- camada limite planetária/turbulência: *Yonsey University* - YSU (HONG; LIM, 2006).

As análises do GFS/NCEP (*Global Forecast System*) com $0.5^\circ \times 0.5^\circ$ de resolução espacial e 6h de resolução temporal foram utilizadas como condição

Topografia

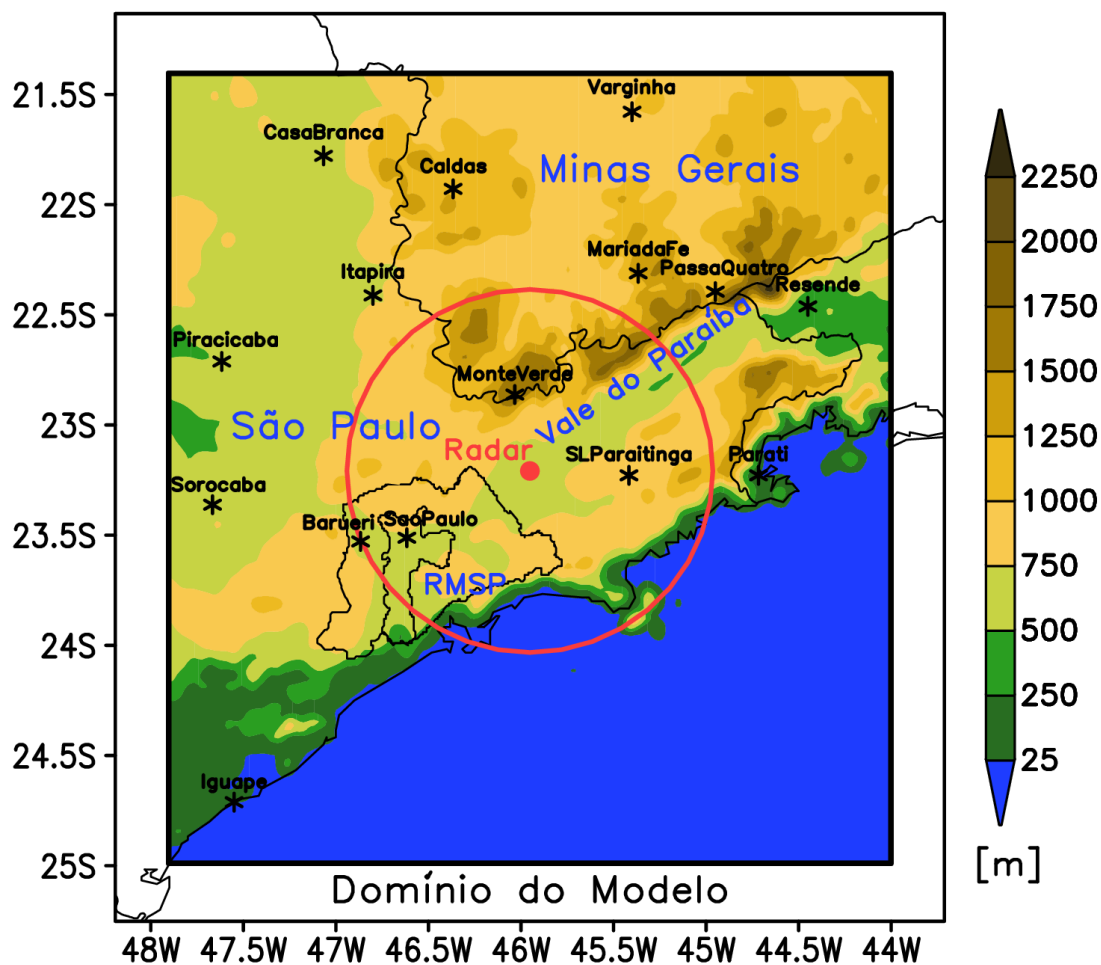


Figura 5.1 - Topografia, domínio do modelo e as estações do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). Também são apresentadas a posição e o alcance máximo do radar. Os estados de São Paulo e Minas Gerais, o Vale do Paraíba e a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) são identificadas em azul.

inicial e de fronteira.

5.2 Ciclo de Assimilação

O ciclo de assimilação utilizado nos experimentos realizados neste trabalho é apresentado na figura 5.2.

Em cada experimento o modelo é inicializado às 12 UTC utilizando como condição inicial e de fronteira os dados do GFS/NCEP, então gera-se condição inicial (*background*) para o primeiro ciclo de assimilação às 15 UTC. Após os dados convencionais e do radar serem assimilados, uma nova previsão de 1 hora

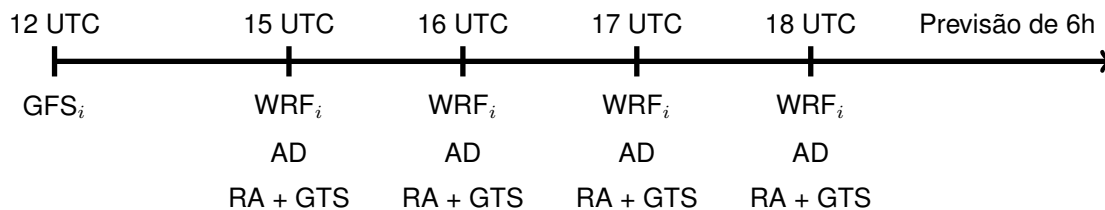


Figura 5.2 - Ciclo de Assimilação de 1 hora. GFS_i and WRF_i significam condição inicial provenientes do GFS e do WRF, respectivamente; AD significa assimilação de dados naquele instante e RA e GTS significam dados de radar e do GTS (The Global Telecommunication System).

inicializada com a análise é produzida para gerar a condição inicial para o próximo ciclo. Após a análise das 18 UTC, um previsão de 6 horas é executada. Os dados convencionais e de radar são assimilados separadamente, primeiro assimilam-se os dados convencionais e em seguida são assimilados os dados do radar.

A estratégia descrita acima permite separar a grande e a pequena escala para aplicar diferentes ajustes na variância e na escala de comprimento dos erros do *background* (HA; LEE, 2012; TONG et al., 2014). Neste trabalho nenhum ajuste foi aplicado à matriz de covariância dos erros quando foram assimilados dados do GTS, ou seja, assumiu-se que a matriz de covariância gerada pelo *gen_be* (seção 3.1) representa bem os erros do *background*. Os ajustes foram aplicados somente quando assimilou-se dados de radar, reduzindo a escala de comprimento pela metade e aumentando a variância por um fator 2, de acordo com Tong et al. (2014). Os autores argumentam que a matriz de covariância dos erros do *background* gerada pelo *gen_be* apresenta escala de comprimento muito grande comparada à informação de alta resolução proveniente do radar e, além disso, é importante elevar a variância para dar mais peso à informação do radar. Segundo os autores, os fatores 0.5 e 2 para escala de comprimento e variância, respectivamente, apresentaram melhores resultados. Neste trabalho foram realizados alguns testes de sensibilidade e chegou-se a resultados semelhantes aos de Tong et al. (2014).

5.3 Método de Avaliação

O objetivo principal na implementação da assimilação de dados de radar é melhorar a previsão de precipitação. Portanto, além da avaliação da qualidade da análise gerada pelo WRFDA 3D-Var, índices estatísticos também são utilizados para avaliar a previsão de precipitação e, como consequência, o impacto da

assimilação dos dados do radar. O *Fractional Skill Score* (FSS - (ROBERTS; LEAN, 2008)) e o *Local Root Mean Square Error* (LRMSE) são aplicados para verificar os campos de precipitação previstos. O FSS é definido por:

$$FSS = 1 - \frac{FBS}{FBS_w} = 1 - \frac{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N [P_{M(k)} - P_{O(k)}]^2}{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N [P_{M(k)}^2 + P_{O(k)}^2]} \quad (5.1)$$

Onde $P_{M(k)}$ e $P_{O(k)}$ são as frações previstas e observadas de precipitação no k -ésimo ponto de grade que excede um dado valor limite e N é o número total de pontos de grade no domínio da verificação. Os limites utilizados na verificação foram 1 e 5 mm e um raio de 20 e 10, respectivamente. Com o raio menor utilizado para o caso de 5 mm buscou-se maior rigor na avaliação da precipitação mais intensa. O FSS é igual a 1 quando a previsão é perfeita, ocorrendo quando P_M e P_O são iguais. O LRMSE é definido por:

$$LRMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{k=1}^N (\bar{M}_k - \bar{O}_k)^2} \quad (5.2)$$

Onde \bar{M}_k e \bar{O}_k são as precipitações previstas e observadas médias sobre todos os pontos de grade dentro do mesmo raio de influência utilizado para calcular o FSS, respectivamente. O k representa o k -ésimo ponto de grade e N o número total de pontos de grade no domínio da verificação.

5.4 Resultados - Assimilação Direta

Nesta seção são apresentados os resultados da assimilação de radar para os 6 casos descritos na seção 2.2 empregando o método de assimilação direta de refletividade. Esta análise tem como objetivo mostrar o impacto da assimilação de dados de radar no esquema original do WRFDA 3D-Var, apontado seus benefícios e deficiências.

Inicialmente é analisado o ganho obtido com a assimilação através dos incrementos na velocidade radial e na refletividade. Nas figuras de 5.3 à 5.14 são apresentadas as interpolações de todos os dados assimilados de velocidade radial e refletividade no nível de 3 km. Observa-se que cada evento apresenta um comportamento distinto, ou seja, a eficiência da assimilação dos dados de radar depende do tipo de sistema.

Velocidade Radial - Altura: 3000 m

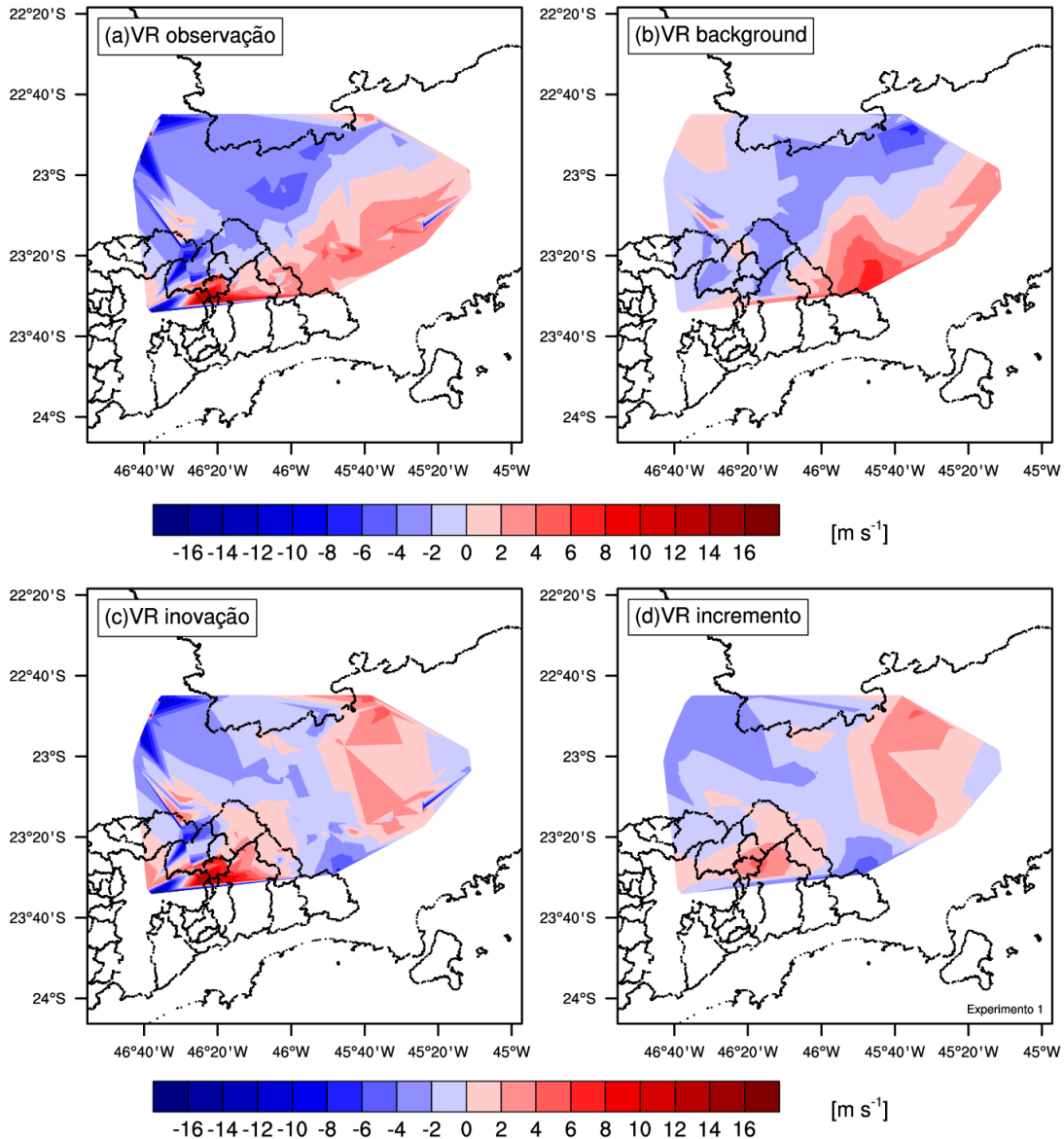


Figura 5.3 - (a) velocidade radial observada pelo radar; (b) velocidade radial calculada usando a equação 1.12 utilizando os dados do *background*; (c) inovação da velocidade radial (observação menos o *background*) e (d) incremento da velocidade radial (análise menos *background*). Todas as figuras referem-se ao nível de 3 km de altura com valores em $[\text{m s}^{-1}]$ para o evento 1.

No evento 1, Figura 5.3, nota-se que o campo de velocidade não precisou de muitos ajustes, exceto sobre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), onde a diferença entre a observação e o *background* foi mais sensível. A comparação entre a inovação e o incremento é uma boa ferramenta para avaliar a eficiência do processo de assimilação - é importante ressaltar que não necessa-

Velocidade Radial - Altura: 3000 m

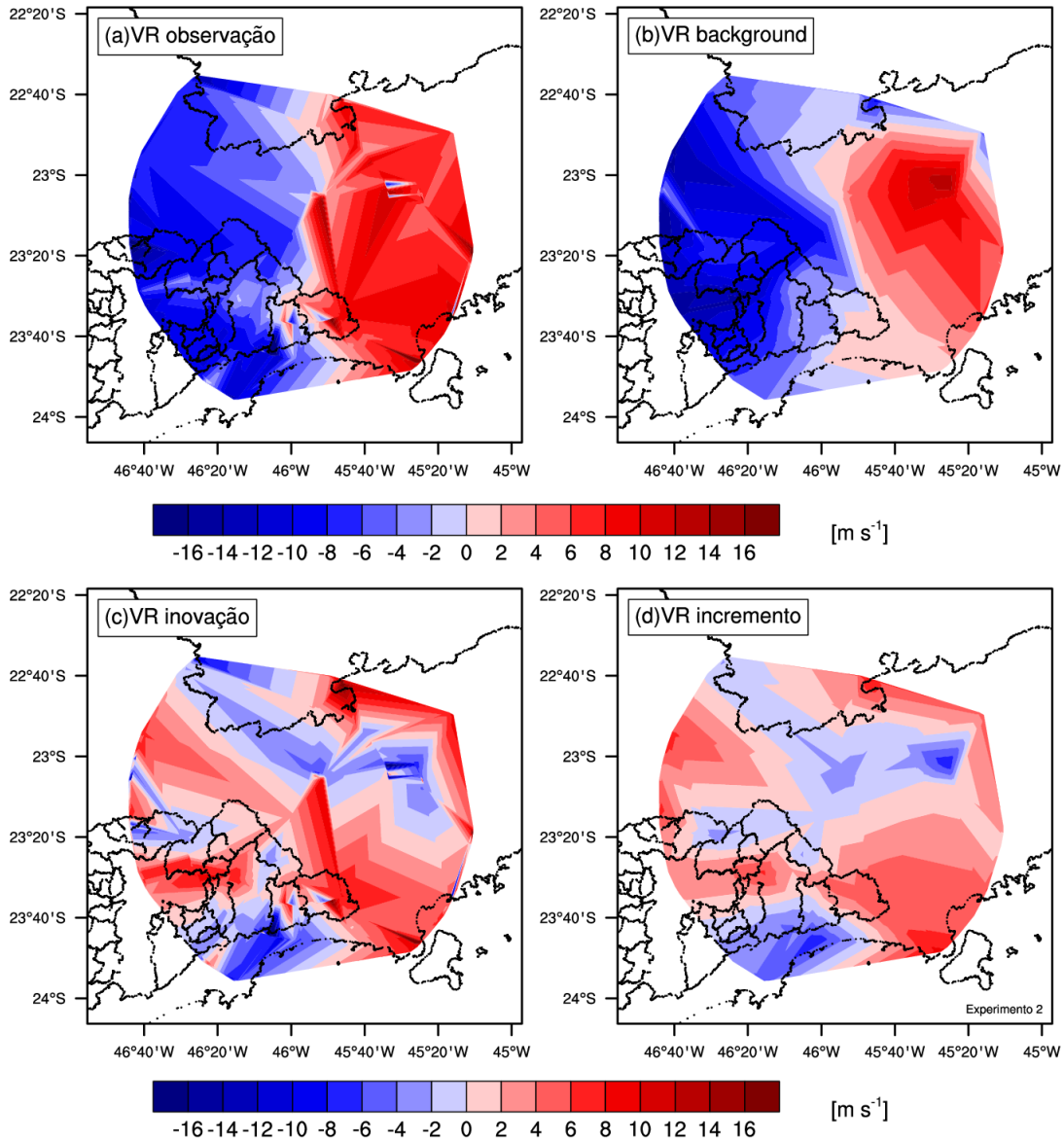


Figura 5.4 - Idem à figura 5.3, porém para o evento 2.

riamente uma boa concordância entre inovação e incremento irá resultar em uma boa previsão dado o comprometimento que existe com os demais campos termodinâmicos - sendo melhor quanto menor for a diferença entre os dois campos. É notável que sobre a RMSP, citada anteriormente, o incremento é elevado, contudo, a inovação foi pequena, mostrando que naquela região, apesar da diferença entre observação e modelo, a correção foi pequena. No caso da refletividade, Figura 5.9, o modelo praticamente não conseguiu reproduzir a precipitação no Vale do Paraíba e este sinal fica bem claro na inovação. O incremento retrata bem a

Velocidade Radial - Altura: 3000 m

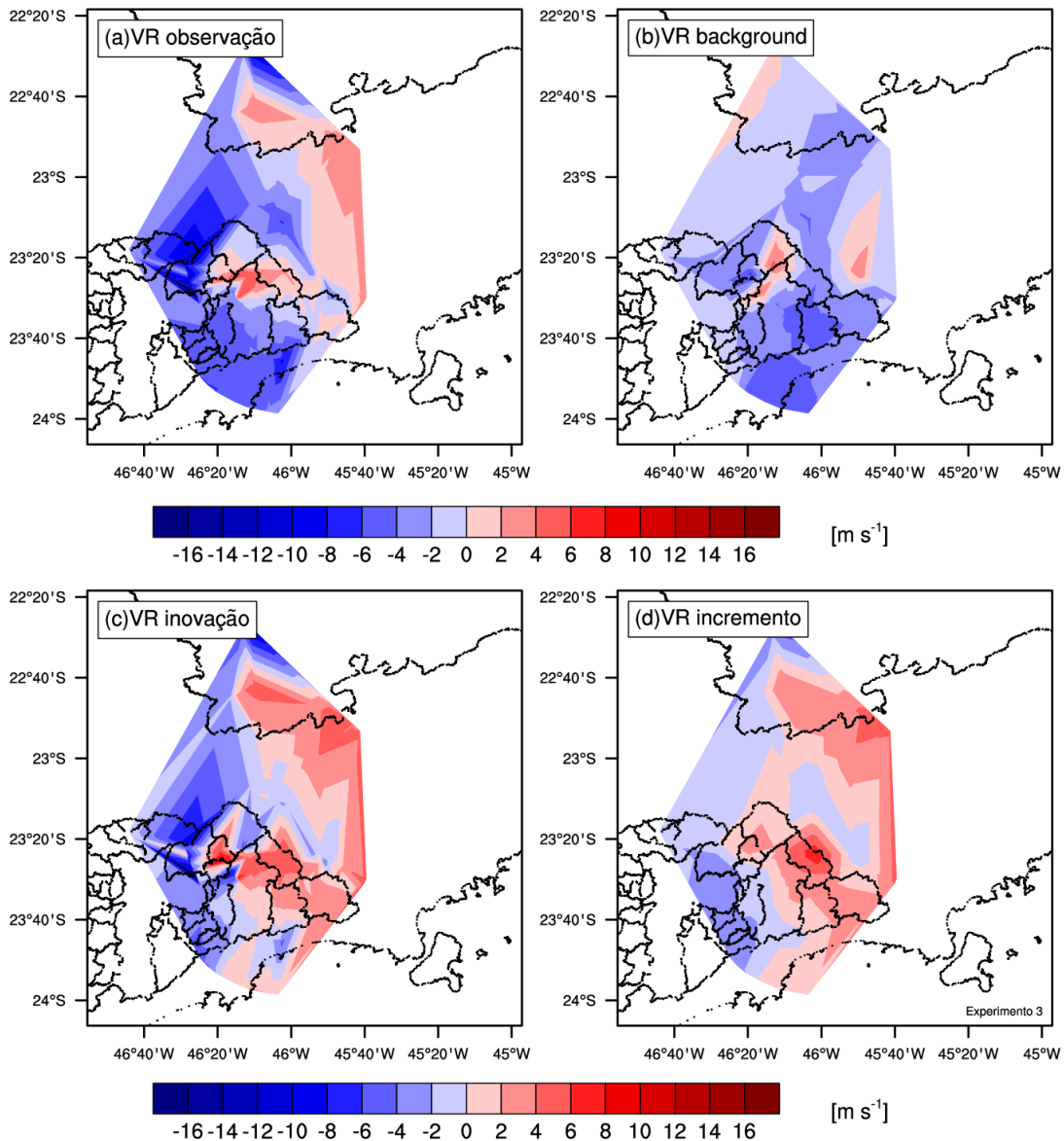


Figura 5.5 - Idem à figura 5.3, porém para o evento 3.

correção na região à esquerda da figura (RMSP e ao norte da RMSP), porém, praticamente não corrige a banda de precipitação no Vale do Paraíba.

No evento 2, Figura 5.4, além de estarem bem próximos a observação e o *background* da velocidade radial, os incrementos também estão bem similares à inovação, o que indica que o campo final de velocidade na análise ficou bem próximo do observado nesta região. No caso da refletividade, Figura 5.10, a situação é bem diferente, o *background* superestima a refletividade em regiões diferentes daquelas onde efetivamente observou-se refletividade pelo radar, ou

Velocidade Radial - Altura: 3000 m

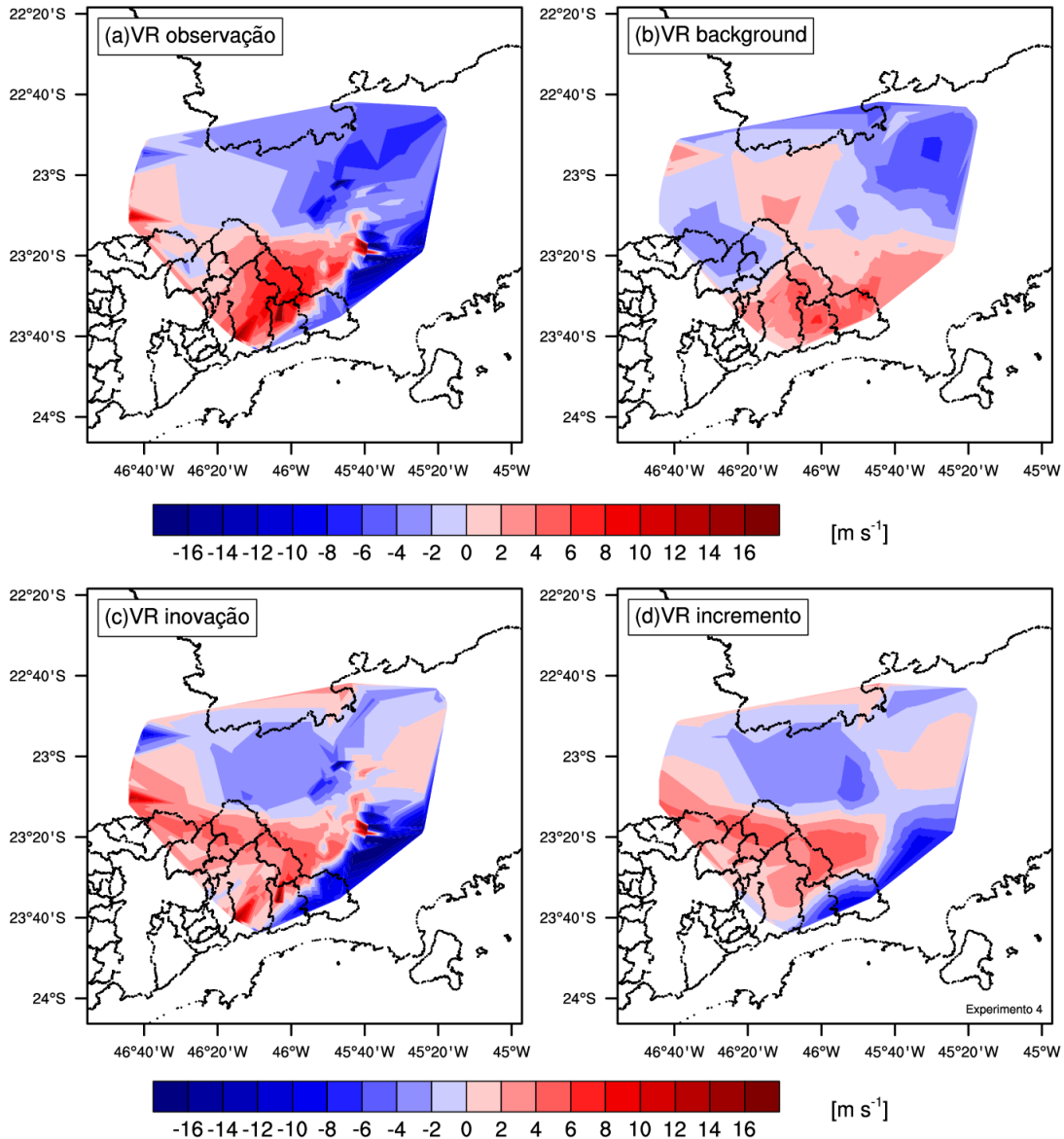


Figura 5.6 - Idem à figura 5.3, porém para o evento 4.

seja, a simulação do modelo errou o posicionamento e a intensidade da precipitação. Além disso, o processo de assimilação não foi capaz de corrigir este erro de forma adequada, como é possível identificar no campo de incrementos.

No evento 3, Figura 5.5, o campo de vento apresenta diferença significativa entre a observação e o *background*, contudo, o processo de assimilação conseguiu reduzir esta diferença, trazendo os valores do *background* bem próximos da observação, com exceção da região ao norte da RMS, onde os incrementos foram menores que a inovação. A refletividade, Figura 5.11, por outro lado, não

Velocidade Radial - Altura: 3000 m

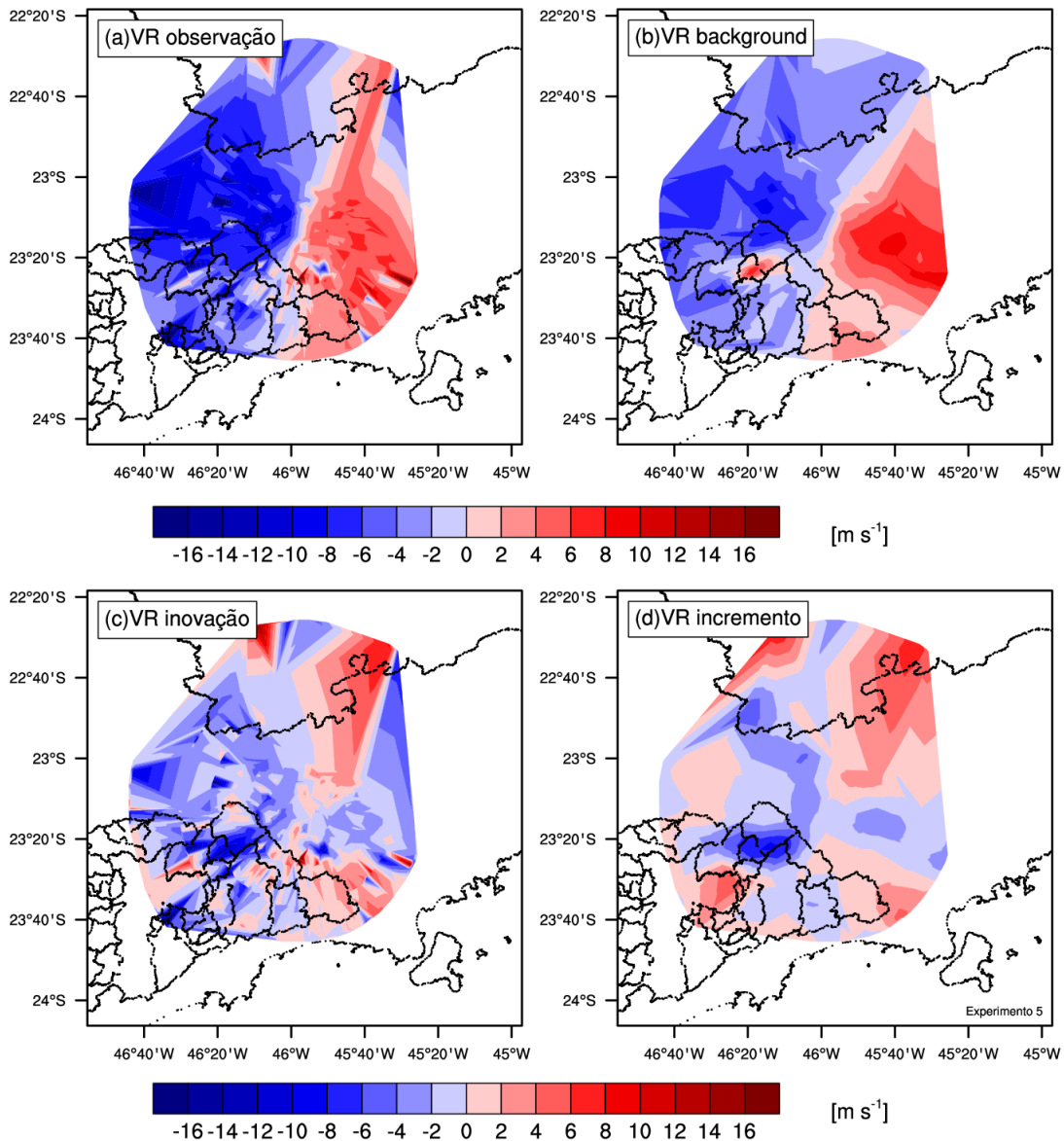


Figura 5.7 - Idem à figura 5.3, porém para o evento 5.

é tão diferente entre a observação e o *background*, exceto por um deslocamento à direita da região de maior intensidade com relação à observação. Observa-se que o pico de incremento negativo está relativamente deslocado a norte, quando na realidade deveria estar mais ao sul. Além disso, a região onde o incremento deveria ser positivo, os valores ficaram entre 5 e 10 m s^{-1} apenas, não refletindo a diferença entre a observação e o *background*.

No evento 4, Figura 5.6, as maiores diferenças no campo de velocidade radial ocorrem ao norte da RMSP e parte do Vale do Paraíba. Apesar de haver

Velocidade Radial - Altura: 3000 m

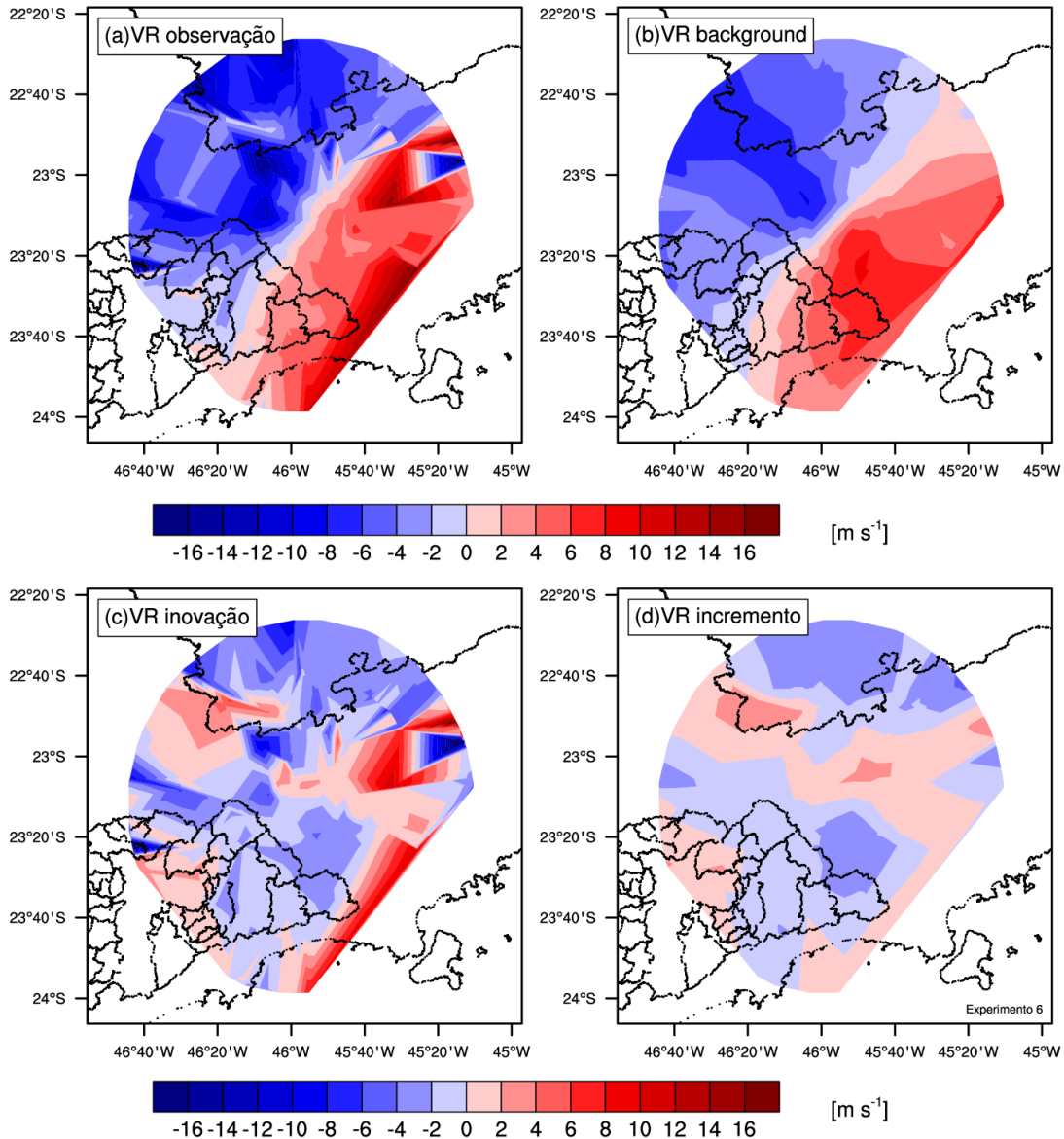


Figura 5.8 - Idem à figura 5.3, porém para o evento 6.

notáveis diferenças, percebe-se que o processo de assimilação conseguiu trazer a inovação em incremento, eliminando a maior parte dos erros no campo de velocidade, com base na observação de radar. Note que há pouquíssima diferença entre a inovação e o incremento. Por outro lado, no caso da refletividade, Figura 5.12, o incremento foi inferior a inovação na banda de precipitação. O *background* apresentou erros no posicionamento e na quantidade de precipitação e o processo de assimilação foi suficiente para melhorar a análise, mas poderia ter sido melhor caso os incrementos representassem melhor a inovação.

Refletividade - Altura: 3000 m

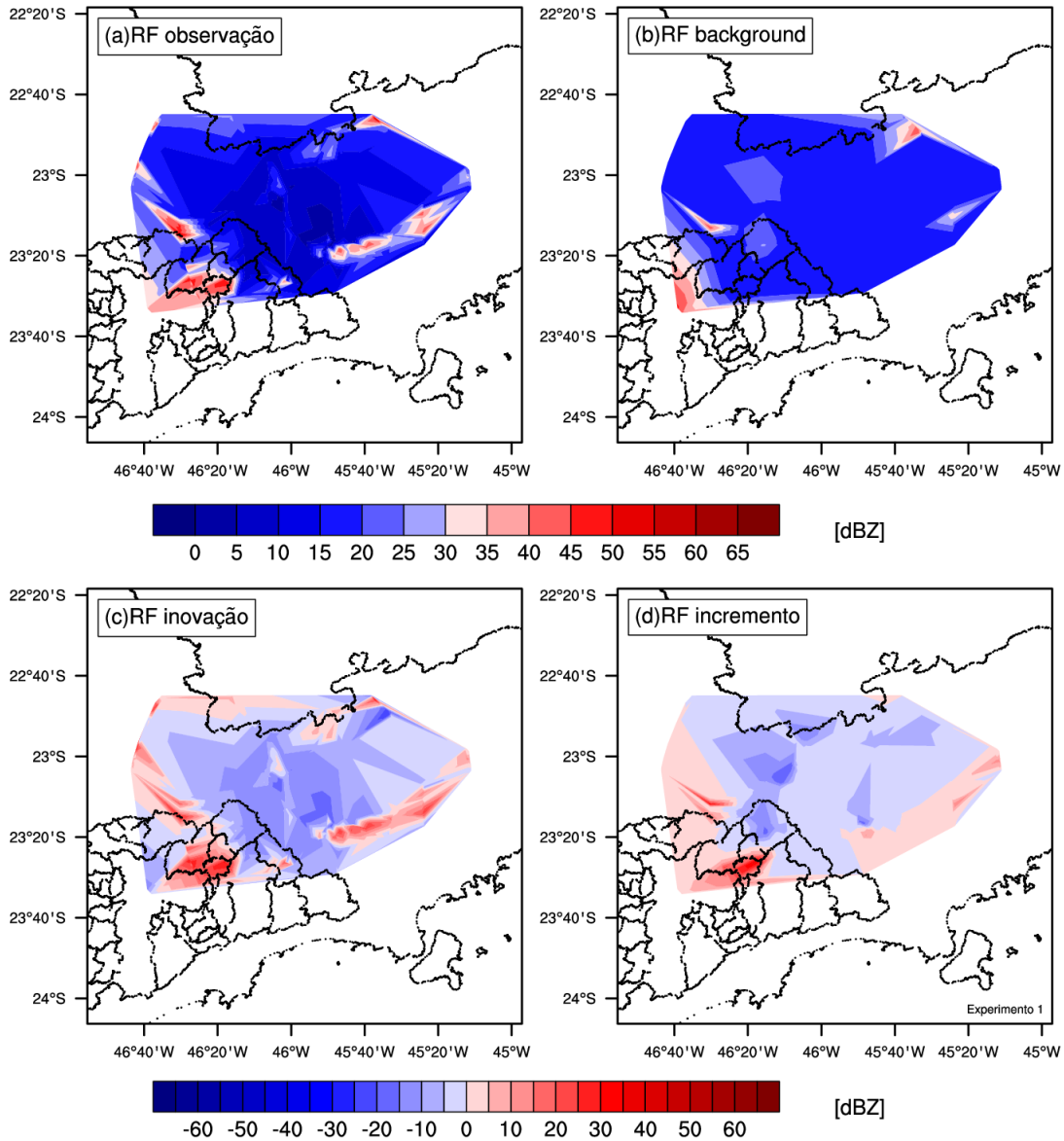


Figura 5.9 - Idem à figura 5.3, porém para a variável refletividade.

No evento 5, Figura 5.7, a velocidade radial do *background* é consistente com a observação, com diferenças apenas em alguns pontos específicos. Apesar dos incrementos seguirem o padrão da inovação, existem algumas regiões que a assimilação não apresentou bons resultados, como é o caso da região ao norte da RMSP, que apesar de ter inovação negativa, os incrementos foram positivos. Na zona leste da cidade de São Paulo ocorreu este mesmo problema, além de algumas áreas no Vale do Paraíba. Neste caso a assimilação de vento apresentou alguns problemas e a assimilação de refletividade, Figura 5.13, não

Refletividade - Altura: 3000 m

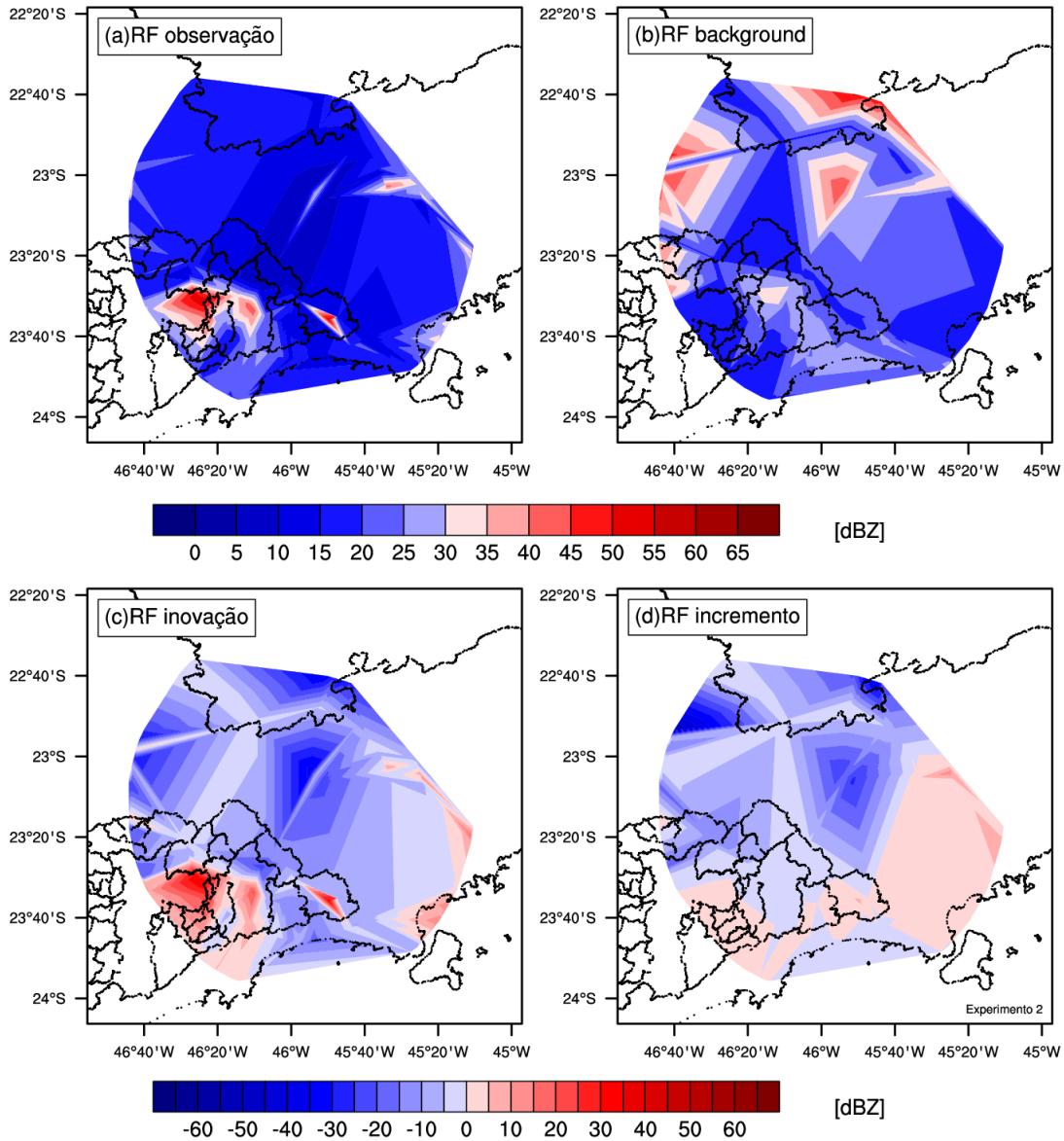


Figura 5.10 - Idem à figura 5.9, porém para o evento 2.

foi muito diferente, note que as áreas de precipitação na parte inferior da imagem não foi bem representada pelos incrementos. Contudo, a assimilação do radar conseguiu melhorar algumas regiões e será mostrado na sequência deste capítulo que houve uma correção considerável nos perfis verticais médios de velocidade radial do vento e de refletividade.

No evento 6, Figura 5.8, os campos de velocidade radial observados e do *background* são bem similares, produzindo altos valores de inovação apenas em alguns locais específicos. Contudo, todo o campo de incremento apresenta valo-

Refletividade - Altura: 3000 m

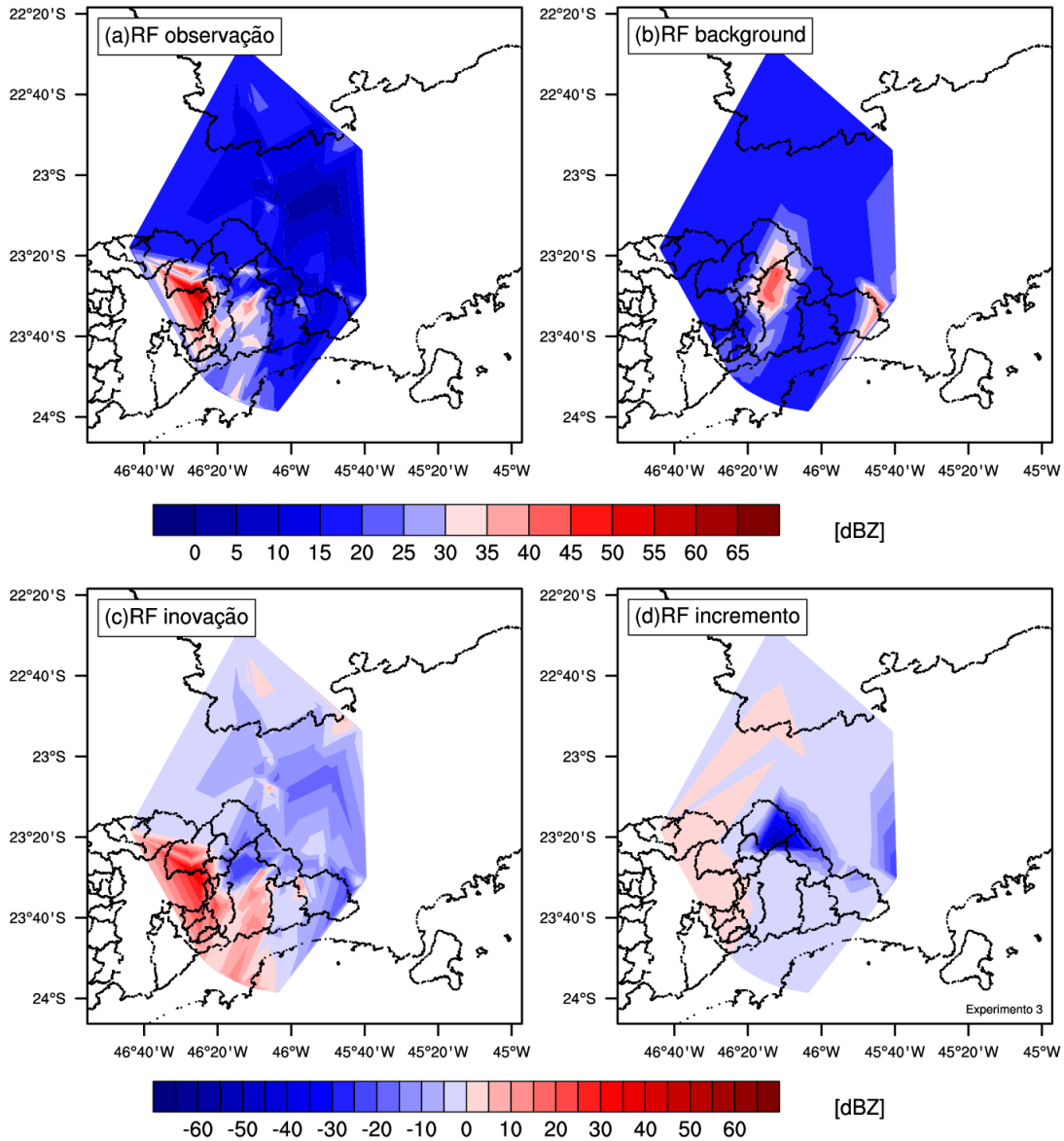


Figura 5.11 - Idem à figura 5.9, porém para o evento 3.

res baixos, menores que 4 m s^{-1} e não ocorre inversão de sinal entre a inovação e o incremento, como ocorreu no evento 5. O sistema atuante neste evento é um sistema frontal com precipitação intensa em alguns pontos específicos, como pode ser visto no campo de refletividade. Note que o *background* praticamente não observa valores altos de refletividade, Figura 5.14, exceto pela região norte da figura na divisa entre o estado de São Paulo e Minas Gerais. Ao comparar a inovação e o incremento, nota-se que o processo de assimilação não conseguiu reproduzir os pontos intensos de precipitação, gerando uma análise que certa-

Refletividade - Altura: 3000 m

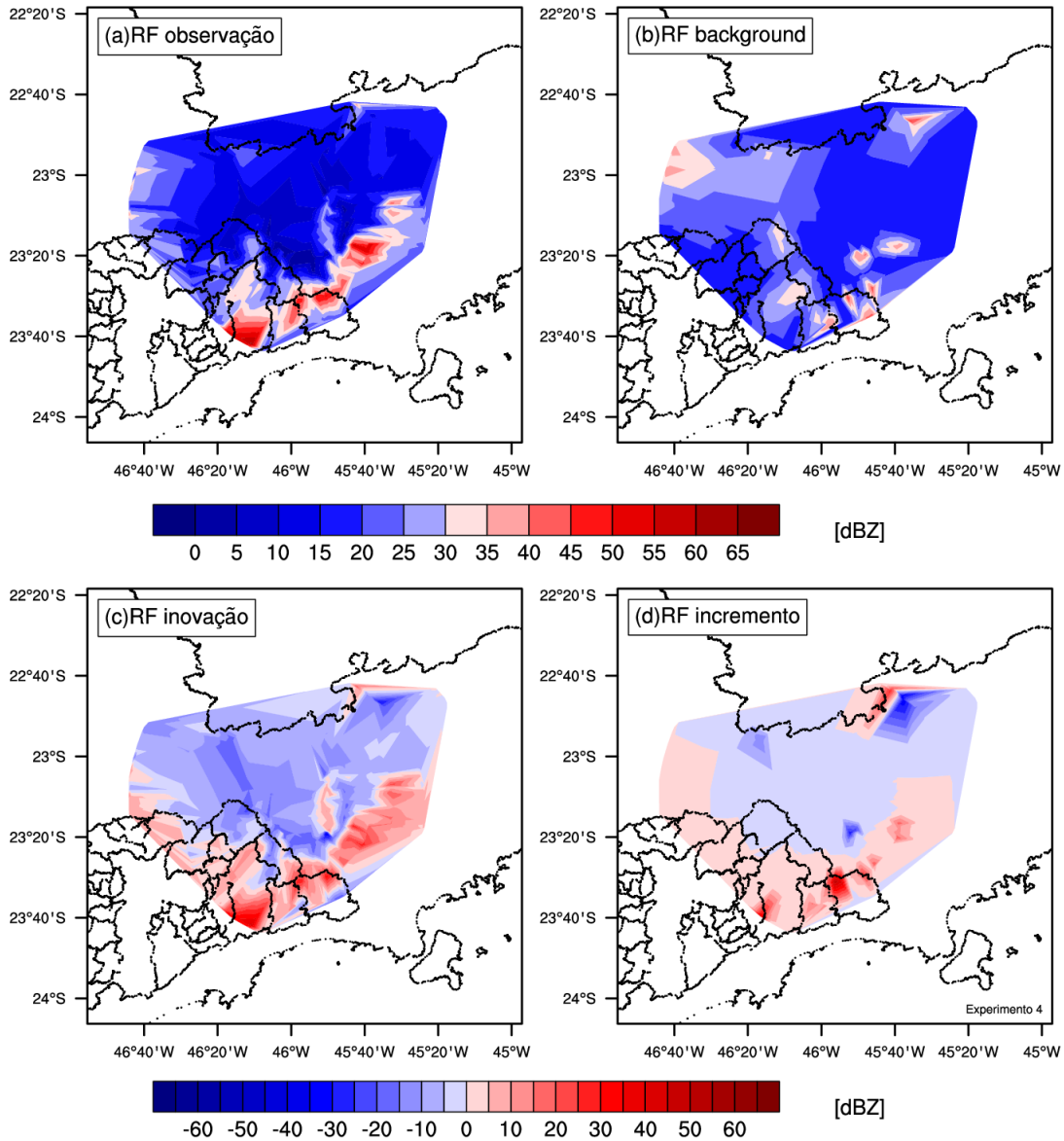


Figura 5.12 - Idem à figura 5.9, porém para o evento 4.

mente não obteve muito ganho com a assimilação de refletividade.

A análise apresentada acima para cada evento mostra que, no geral, a assimilação de velocidade radial apresenta melhores resultados do que a assimilação de refletividade. Observa-se que a diferença entre a inovação e o incremento são geralmente menores no campo de velocidade radial. No capítulo 6 é apresentada uma nova metodologia que tenta tratar esse problema através da assimilação indireta de refletividade.

Na figura 5.15 são mostrados os perfis verticais médios do módulo da dife-

Refletividade - Altura: 3000 m

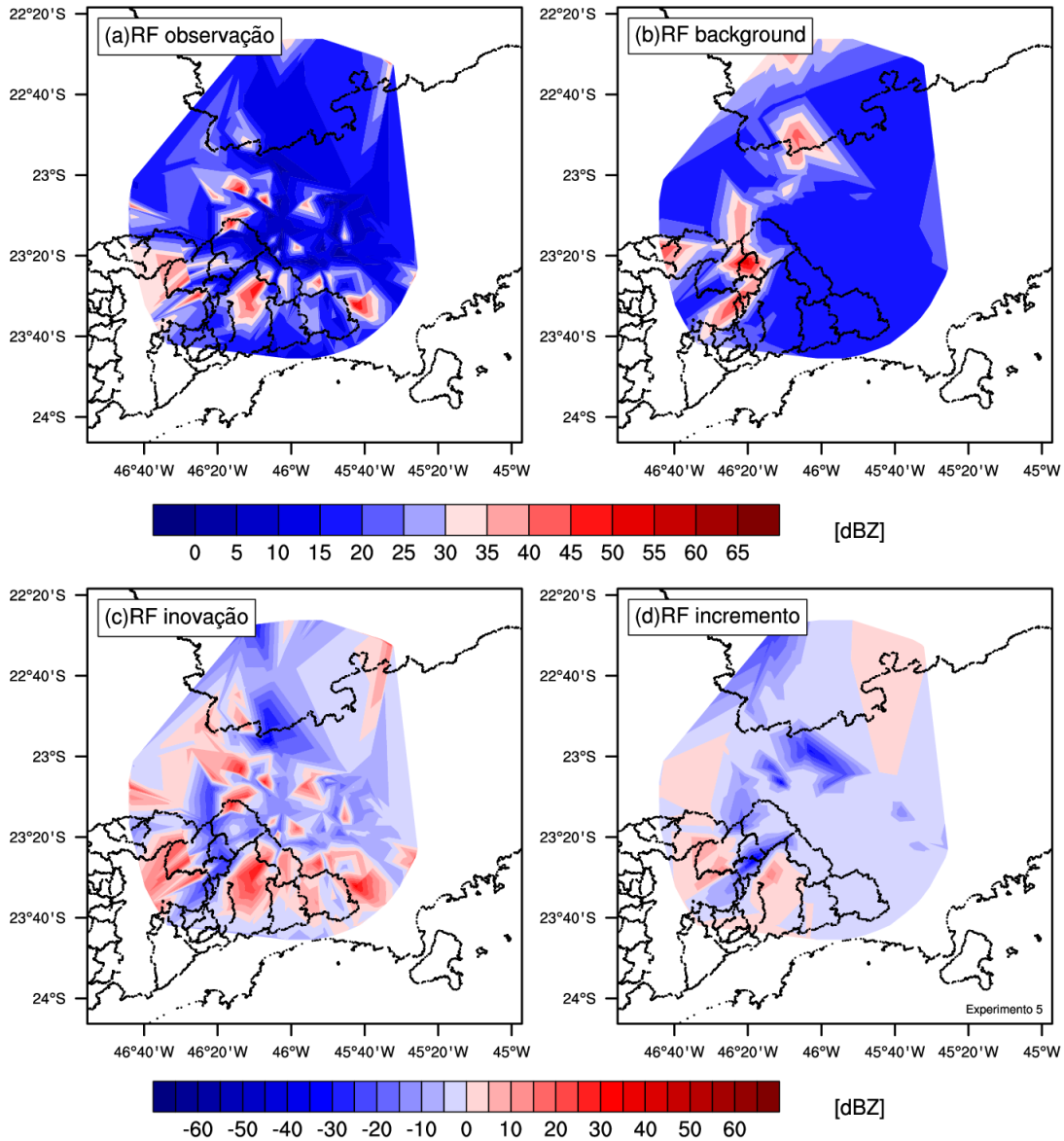


Figura 5.13 - Idem à figura 5.9, porém para o evento 5.

rença entre a observação e o *background* (O-B), do módulo da diferença entre a observação e a análise (O-A) e da observação para a refletividade e velocidade radial. Observa-se claramente que em todos os eventos, para refletividade e velocidade radial, houve algum ganho após a assimilação dos dados do radar, uma vez que o perfil O-A é sempre menor que O-B, mostrando que após o processo de assimilação a análise, na média, está mais próxima da observação do que estava o *background*. Nota-se também que o ajuste para a velocidade radial é sensivelmente melhor do que aquele obtido para a refletividade.

Refletividade - Altura: 3000 m

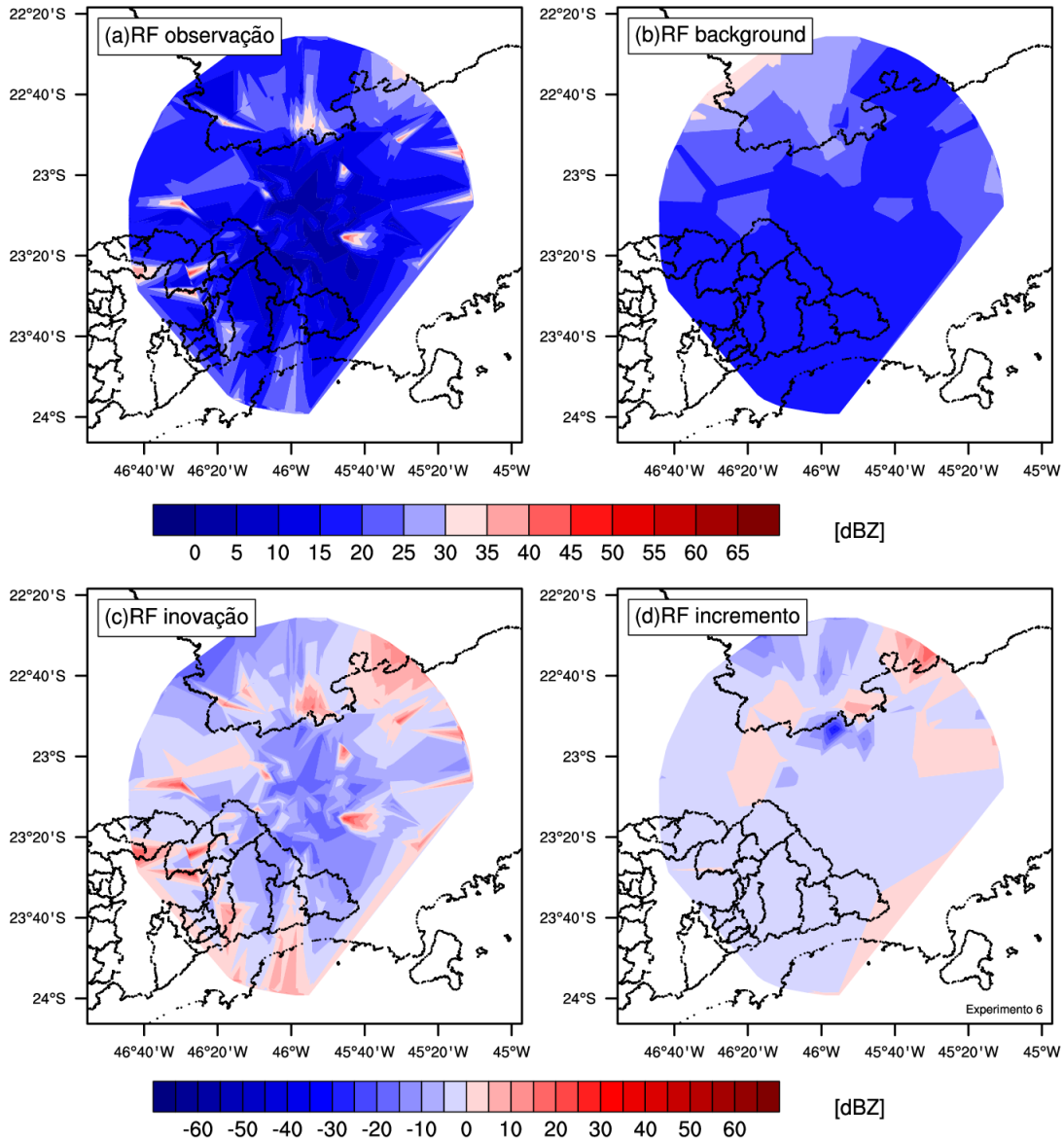


Figura 5.14 - Idem à figura 5.9, porém para o evento 6.

O perfil da observação é uma boa referência para avaliar o impacto do ajuste apresentado pelo perfil O-A. Considerando o evento 1 como exemplo, observa-se que praticamente não há diferença entre O-B e O-A para refletividade, ou seja, os perfis da análise e do *background* são semelhantes e quando faz-se a mesma avaliação para a velocidade radial, nota-se que apesar da diferença ser pequena o erro da análise é praticamente metade do erro do *background*, ambos com relação à observação. Fazendo este tipo de análise para todos os eventos, conclui-se que a redução do erro relativo (da análise com rela-

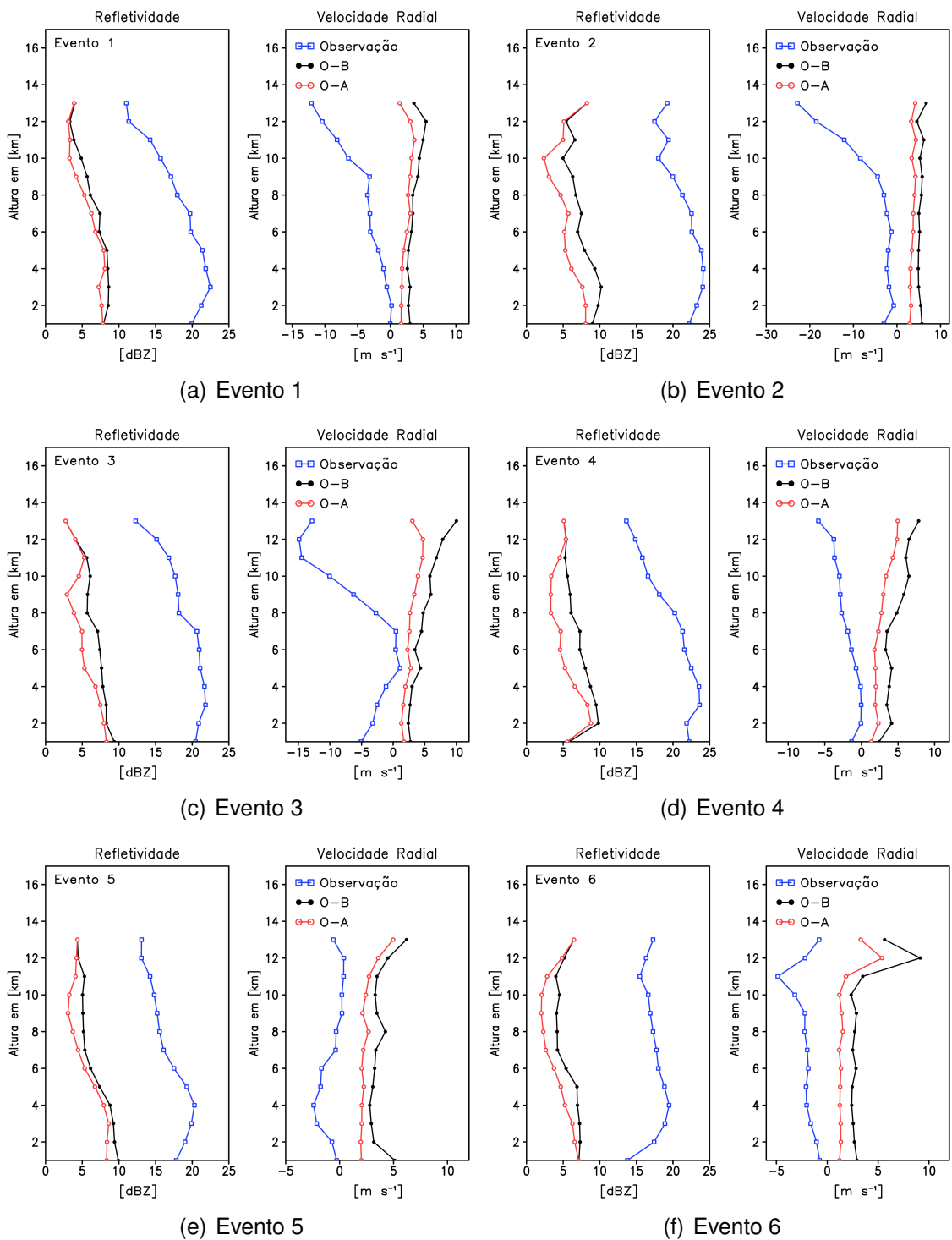


Figura 5.15 - Perfil vertical médio (média horizontal) da observação, do *background* e da análise para a refletividade e velocidade radial.

ção ao *background*) é sempre maior no caso da velocidade radial. É importante ressaltar que apesar de ambas as variáveis, velocidade radial e refletividade,

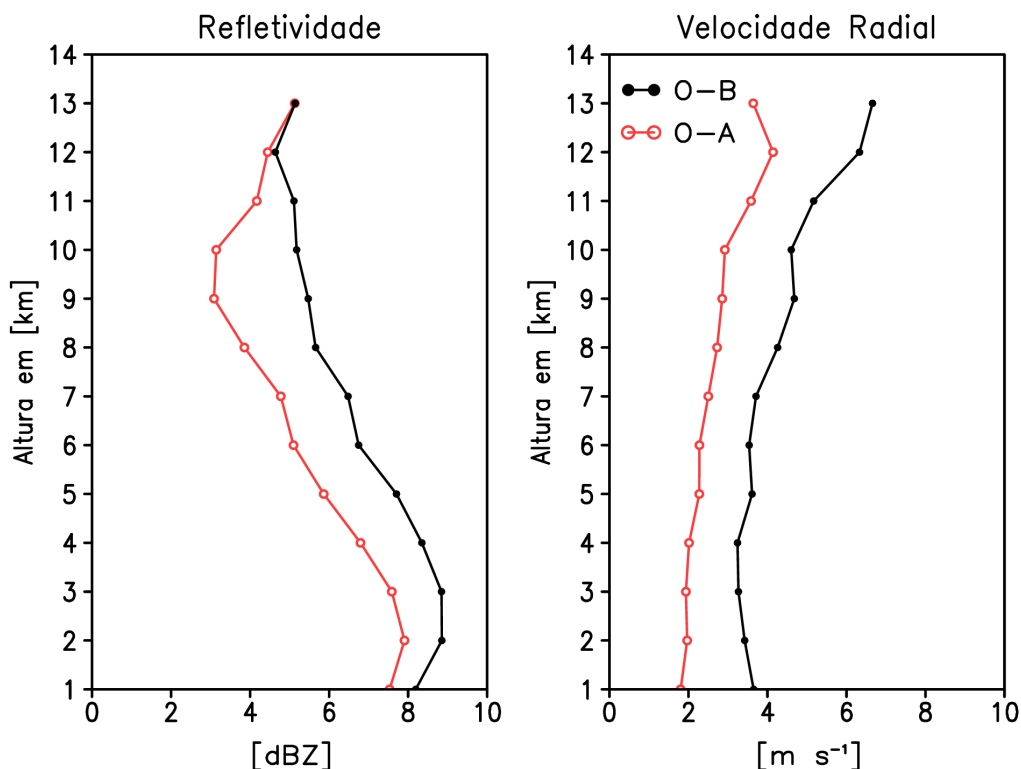


Figura 5.16 - Perfil vertical médio (média horizontal e sobre os 6 eventos) dos módulos da diferença entre a observação e o *background* (O-B) e da diferença entre a observação e a análise (O-A) para a refletividade e velocidade radial.

não serem variáveis diretas do modelo, o erro embutido no cálculo da refletividade pelo modelo é maior do que o erro no cálculo da velocidade radial, uma vez que este último depende basicamente das projeções das componentes do vento, enquanto que no caso da refletividade a dependência está não somente na qualidade do campo de razão de mistura de água de chuva como também na qualidade dos parâmetros empíricos da relação Z- q_r (Eq. 1.11).

O perfil vertical da média sobre os 6 eventos da média horizontal dos módulos de O-B e O-A para a refletividade e velocidade radial são apresentadas na figura 5.16. Existem duas características muito importantes nessa figura: 1) a média de O-A é sempre menor que O-B, mostrando que, apesar dos problemas destacados acima, na média a assimilação está melhorando a qualidade da análise; 2) Por outro lado, note que a diferença entre os 2 perfis resulta em A-B (O-B - O-A = O-O + A-B = A-B), ou seja, análise menos o *background* e comparando essa diferença com O-A, ambos em módulo, notaremos que a relação entre estas duas variáveis são bem próximas no caso da velocidade radial e bem diferentes no caso da refletividade ($|A-O| \gg |A-B|$). Este resultado indica que o

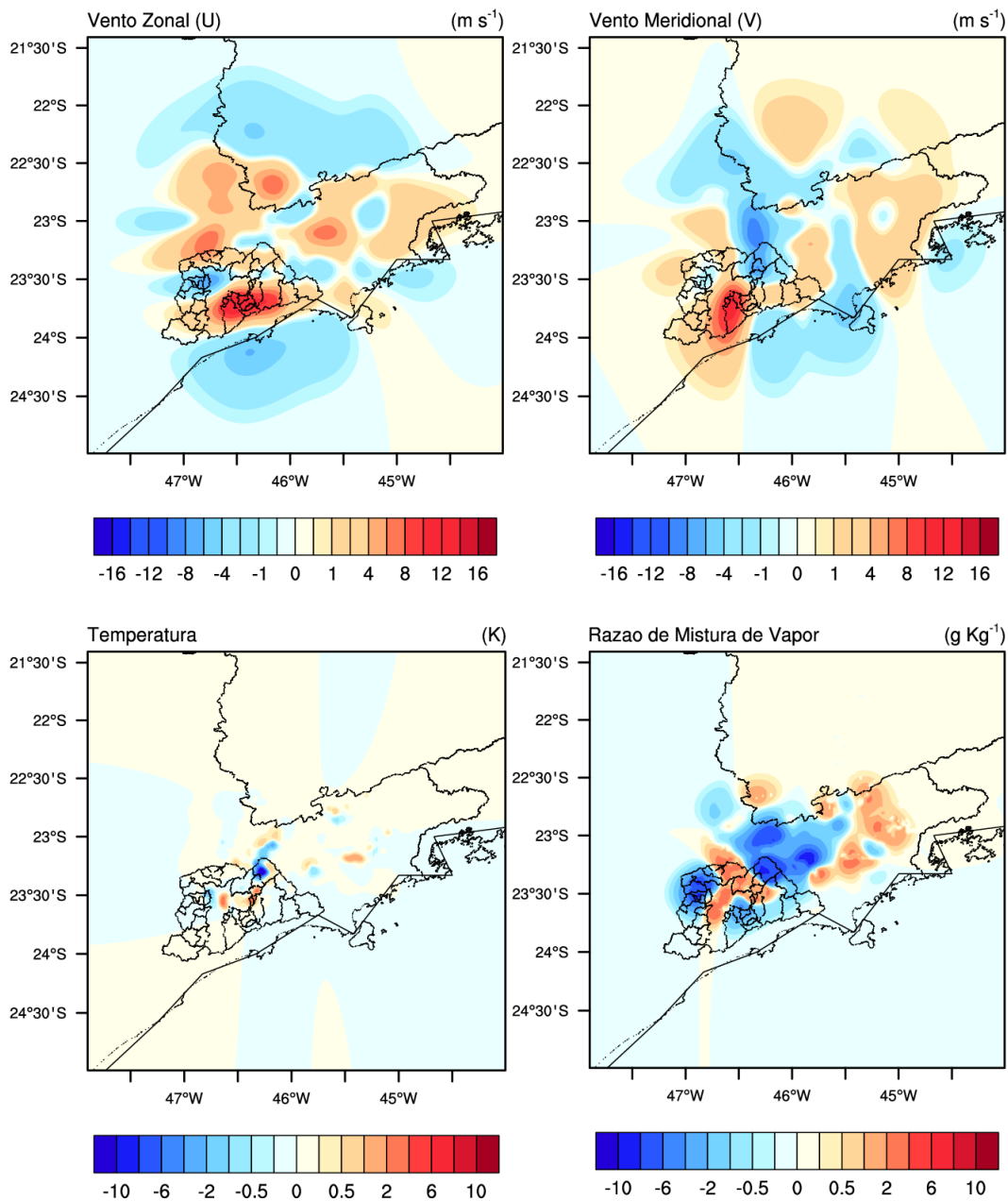


Figura 5.17 - Incrementos para o evento 1: (a) componente zonal do vento; (b) componente meridional do vento; (c) temperatura e (d) razão de mistura do vapor d'água. Todas as figuras referem-se ao nível de 3 km de altura.

campo de refletividade na análise está muito mais próximo do *background* do que da observação, mostrando a deficiência da assimilação da refletividade.

Os incrementos para as componentes do vento (meridional e zonal), a temperatura e a razão de mistura do vapor d'água são apresentadas para todos os eventos nas figuras de 5.17 a 5.22. A primeira característica notável é a abrangência espacial dos incrementos dos campos de velocidade. Como citado ante-

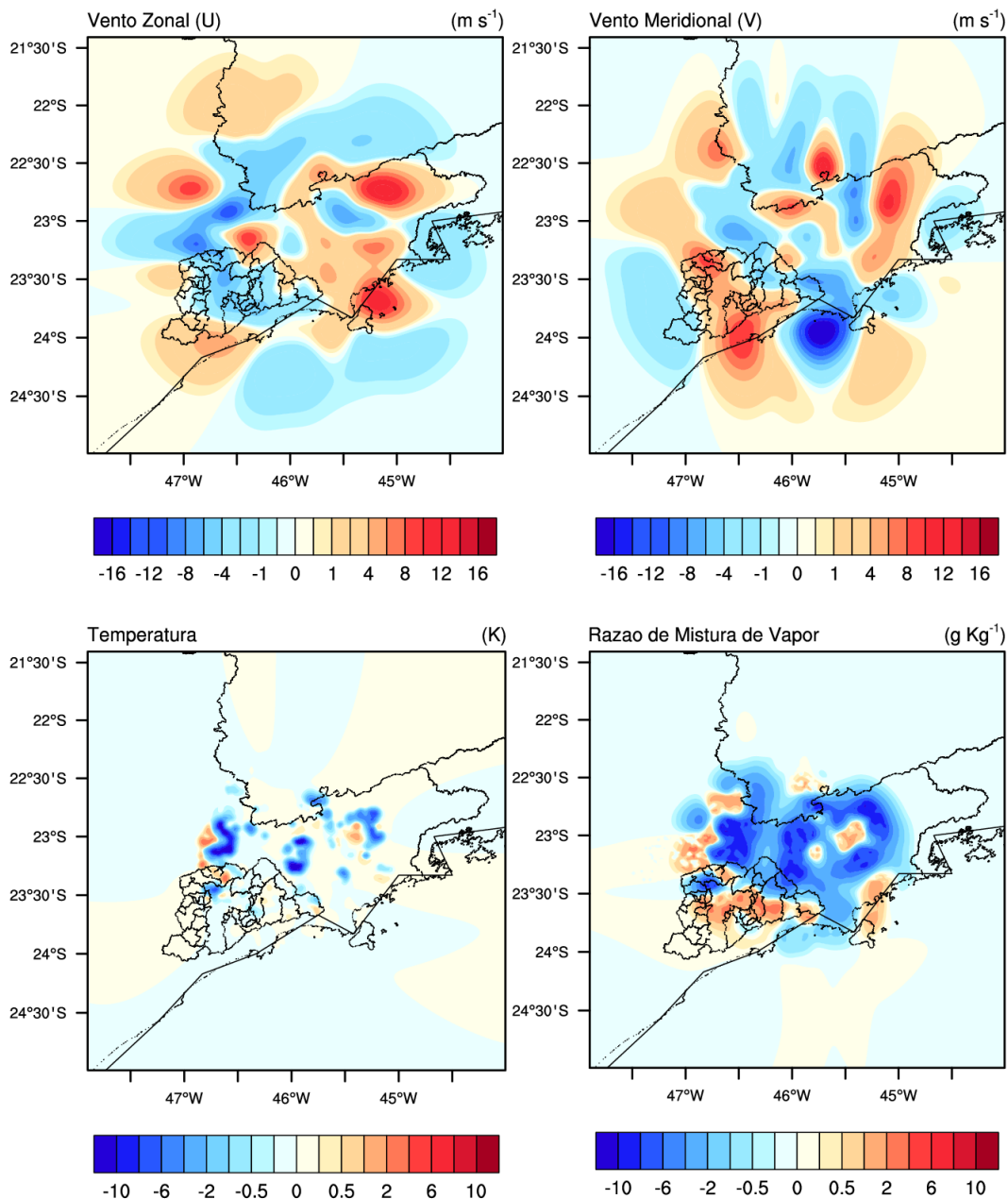


Figura 5.18 - Idem à figura 5.17, porém para o evento 2.

riormente (seção 3.2), a matriz de covariância dos erros do *background* gerados pelo *gen_be* geralmente apresentam maior extensão da correlação espacial para o vento comparado com as demais variáveis. Por outro lado, os incrementos na temperatura são limitados a pequenas regiões. No caso da razão de mistura de vapor d'água, os valores positivos tendem a seguir os padrões das regiões com precipitação (altos valores de refletividade). Observe nos campos de vapor d'água o importante papel da assimilação na redução da disponibilidade de umi-

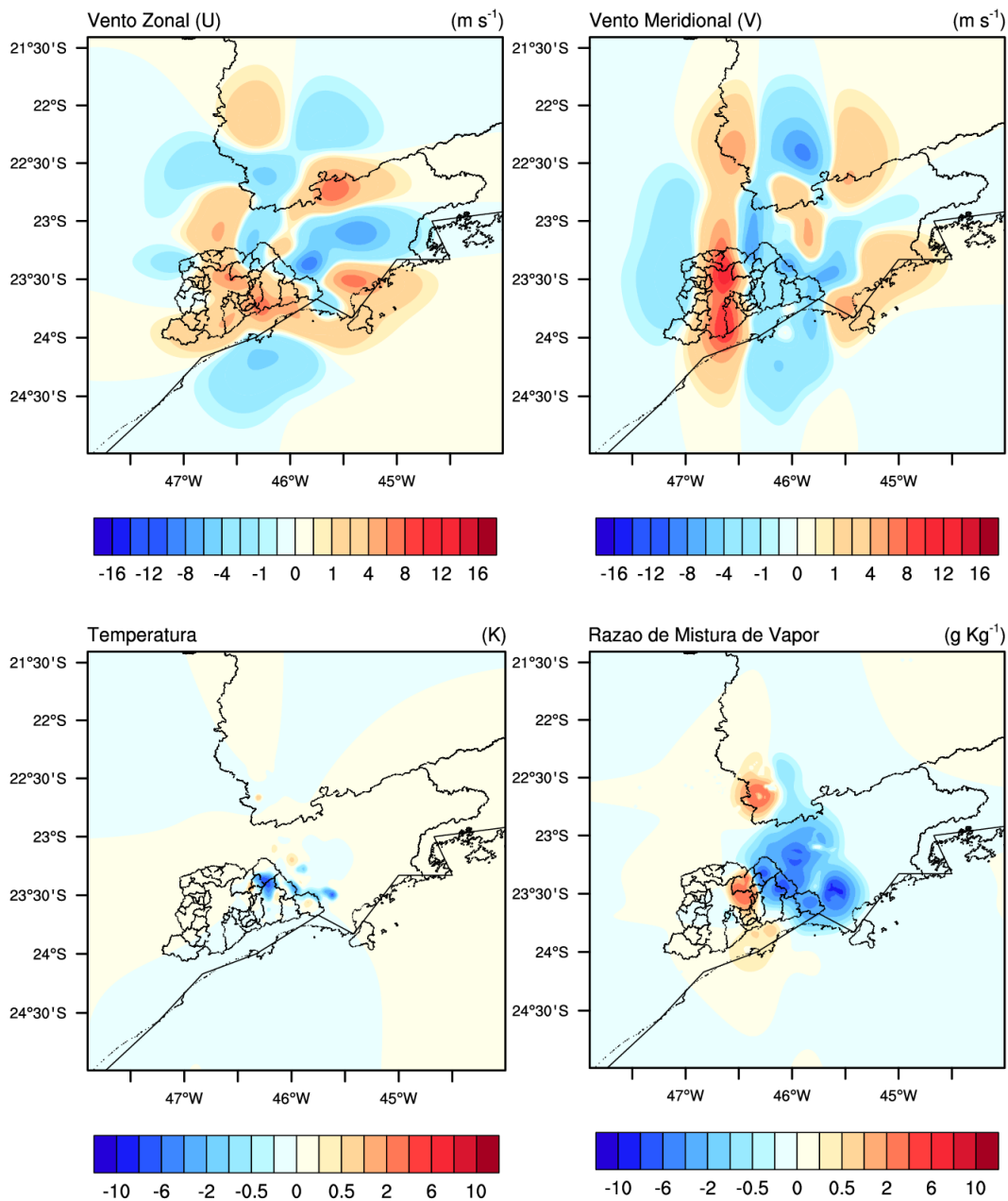


Figura 5.19 - Idem à figura 5.17, porém para o evento 3.

dade em regiões cuja refletividade é baixa. Desta forma, existe uma inibição da formação de células convectivas nestas regiões, reduzindo a possível super estimativa de precipitação e corrigindo o posicionamento dos sistemas precipitantes que efetivamente são observados pelo radar.

A análise realizada anteriormente deu foco ao processo de assimilação. Na análise que se segue são apresentados os resultados da previsão de precipitação para cada evento, figuras de 5.23 a 5.28. A precipitação por radar foi

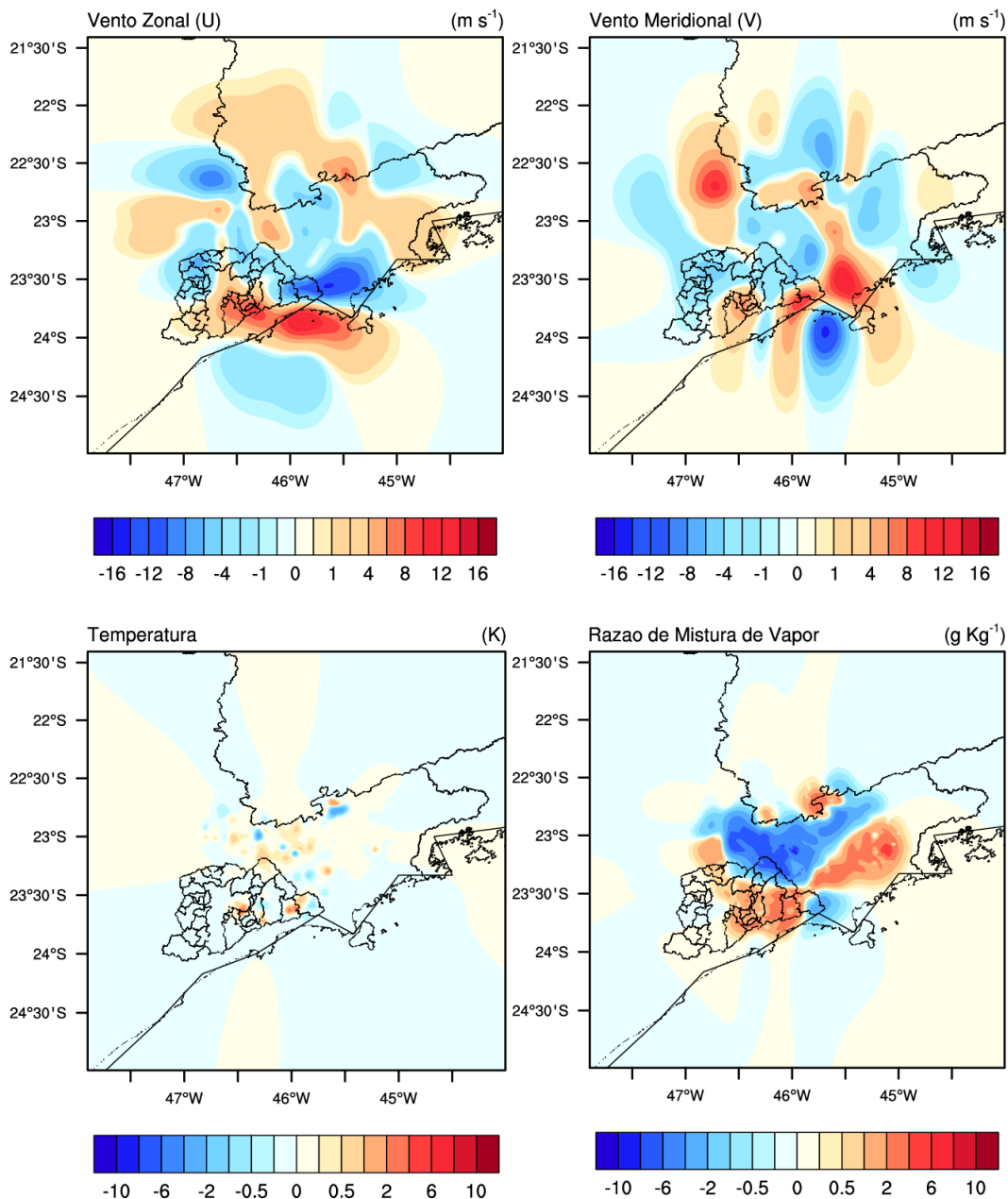


Figura 5.20 - Idem à figura 5.17, porém para o evento 4.

estimada utilizando a relação Z-R desenvolvida no capítulo 4.

O campo de precipitação na simulação de controle para o evento 1, Figura 5.23, às 19 UTC produziu muita precipitação espúria, principalmente ao leste da cidade de São Paulo e ao norte da RMSP. Com a assimilação dos dados de radar, grande parte dessa precipitação foi eliminada, ficando bem mais próximo da observação. A banda de precipitação que se estende desde a RMSP até o final do Vale do Paraíba ficou relativamente mal representada com a assimilação de

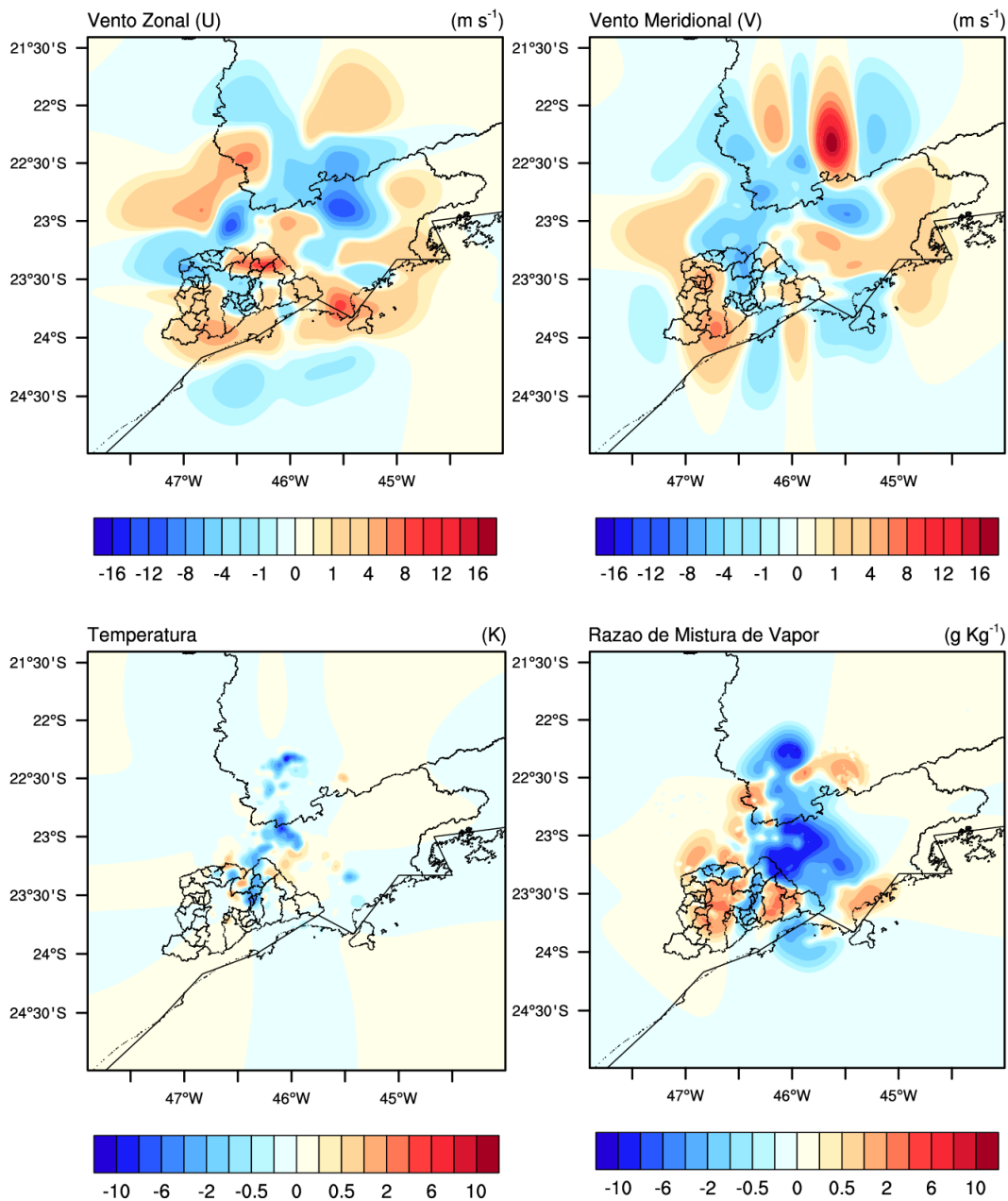


Figura 5.21 - Idem à figura 5.17, porém para o evento 5.

radar e em alguns pontos, inclusive, eliminou a precipitação vista no controle e na observação. Aparentemente, a assimilação do radar deslocou para sul toda a banda de precipitação e tornou-a menos intensa. Note que as regiões de melhor desempenho, como na cidade de São Paulo, e pior desempenho, Vale do Paraíba, coincidem muito bem com o desempenho da assimilação de refletividade, figura 5.9. Nos horários 20 e 21 UTC nota-se que existe muito falso alarme em ambas as simulações, porém, com assimilação de radar ainda um pouco melhor.

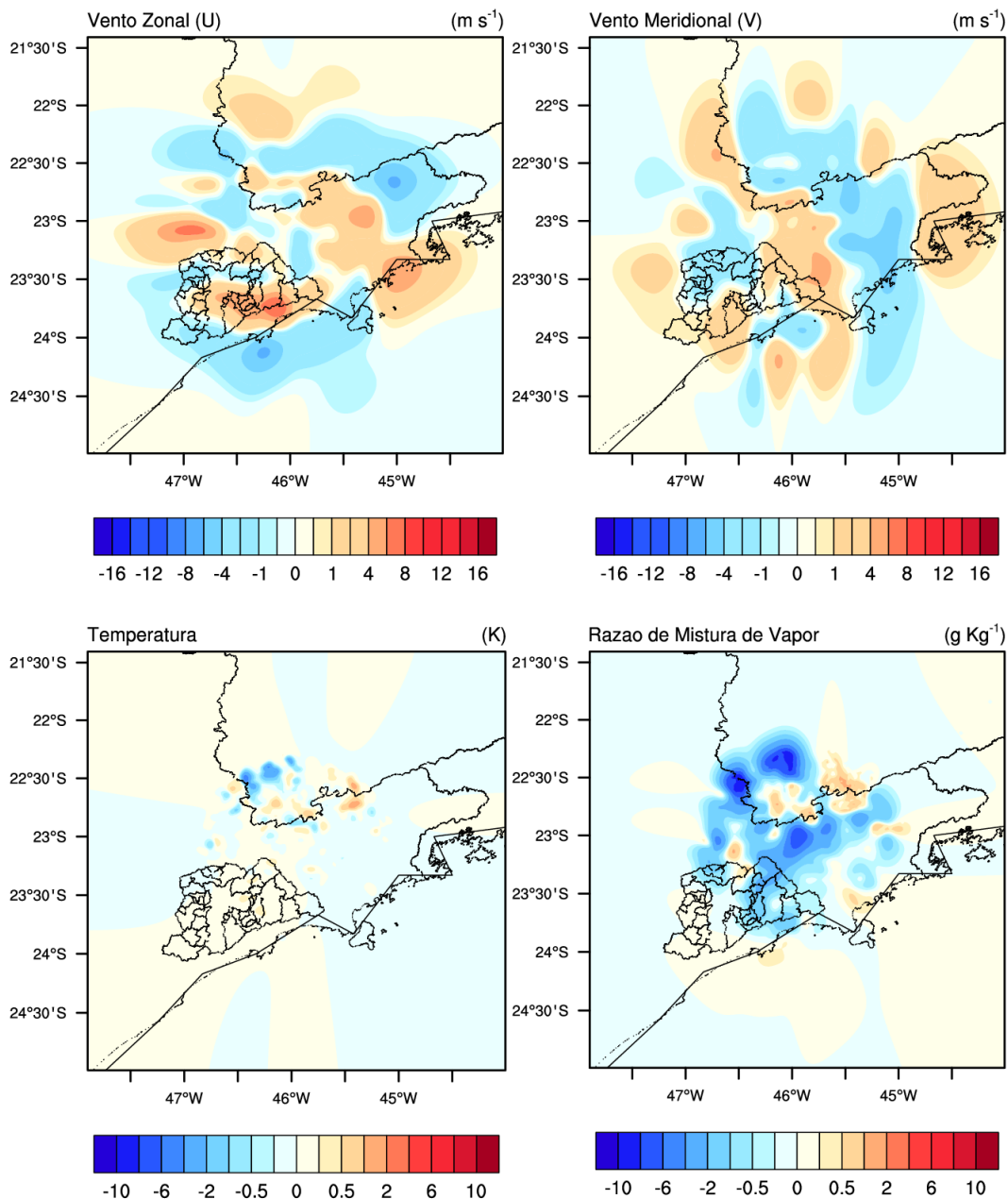


Figura 5.22 - Idem à figura 5.17, porém para o evento 6.

No evento 2, Figura 5.24, os resultados são bem similares ao evento 1. Na primeira hora de previsão houve ganho no posicionamento da precipitação, principalmente sobre a RMSF, e também houve redução significativa da precipitação espúria. Contudo, às 20 UTC o sistema deslocou-se para leste com menor intensidade e nas simulações ele praticamente desapareceu, exceto na simulação com radar que ainda manteve alguma precipitação sobre o leste da RMSF. Uma hora depois ainda havia precipitação fraca observada pelo radar sobre Vale do

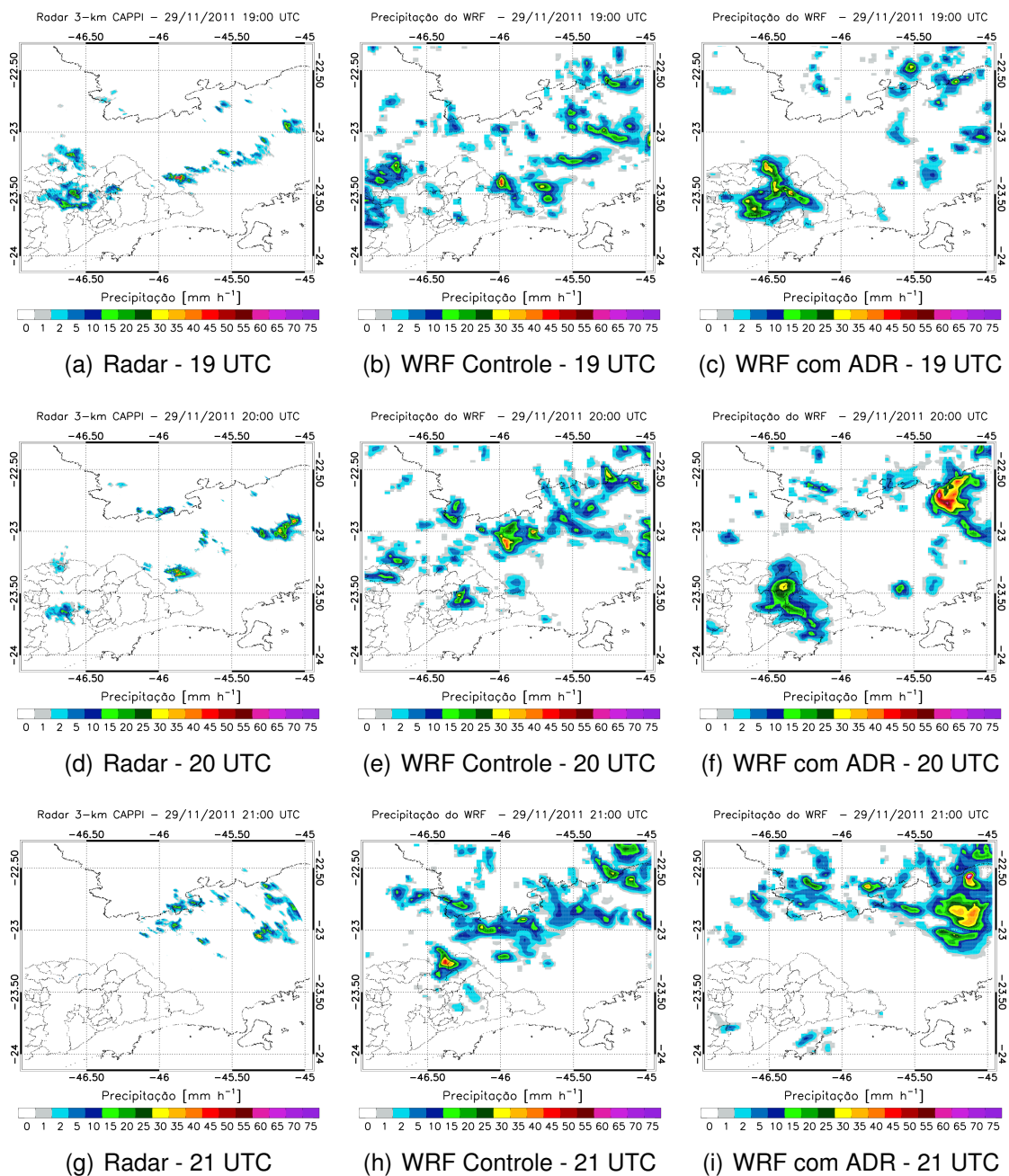


Figura 5.23 - Precipitação acumulada em 1 hora para a observação com radar, simulação controle e simulação com assimilação de dados de radar para o evento 1.

Paraíba, mas as simulações colocaram precipitação somente na fronteira de São Paulo com Minas Gerais.

No evento 3, Figura 5.25, não há muito ganho com a assimilação de radar, de fato, às 20 UTC a simulação controle é melhor, mesmo com a superestimativa do controle. Apesar da assimilação de radar ser capaz de eliminar grande parte

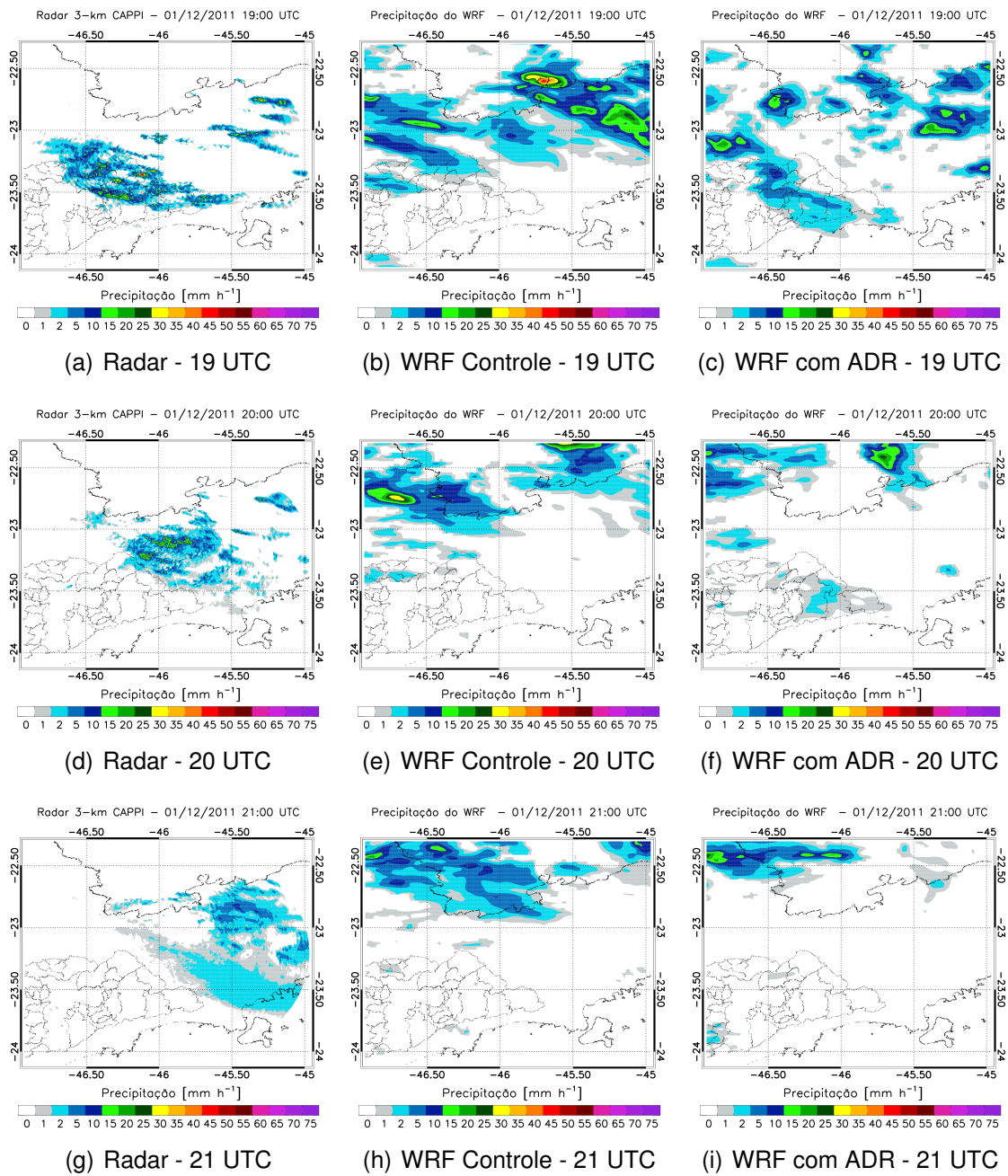


Figura 5.24 - Idem a figura 5.23, porém para o evento 2.

da precipitação em excesso, muitas vezes elimina também a precipitação real, observada pelo radar. Na primeira hora de previsão existe melhora no posicionamento, mas existe uma redução irreal da intensidade da precipitação quando foi assimilado o radar. Será discutido no próximo capítulo sobre o erro que se comete ao assimilar diretamente refletividade na existência de um erro de deslocamento do sistema convectivo, como no caso deste evento. Veja que o controle

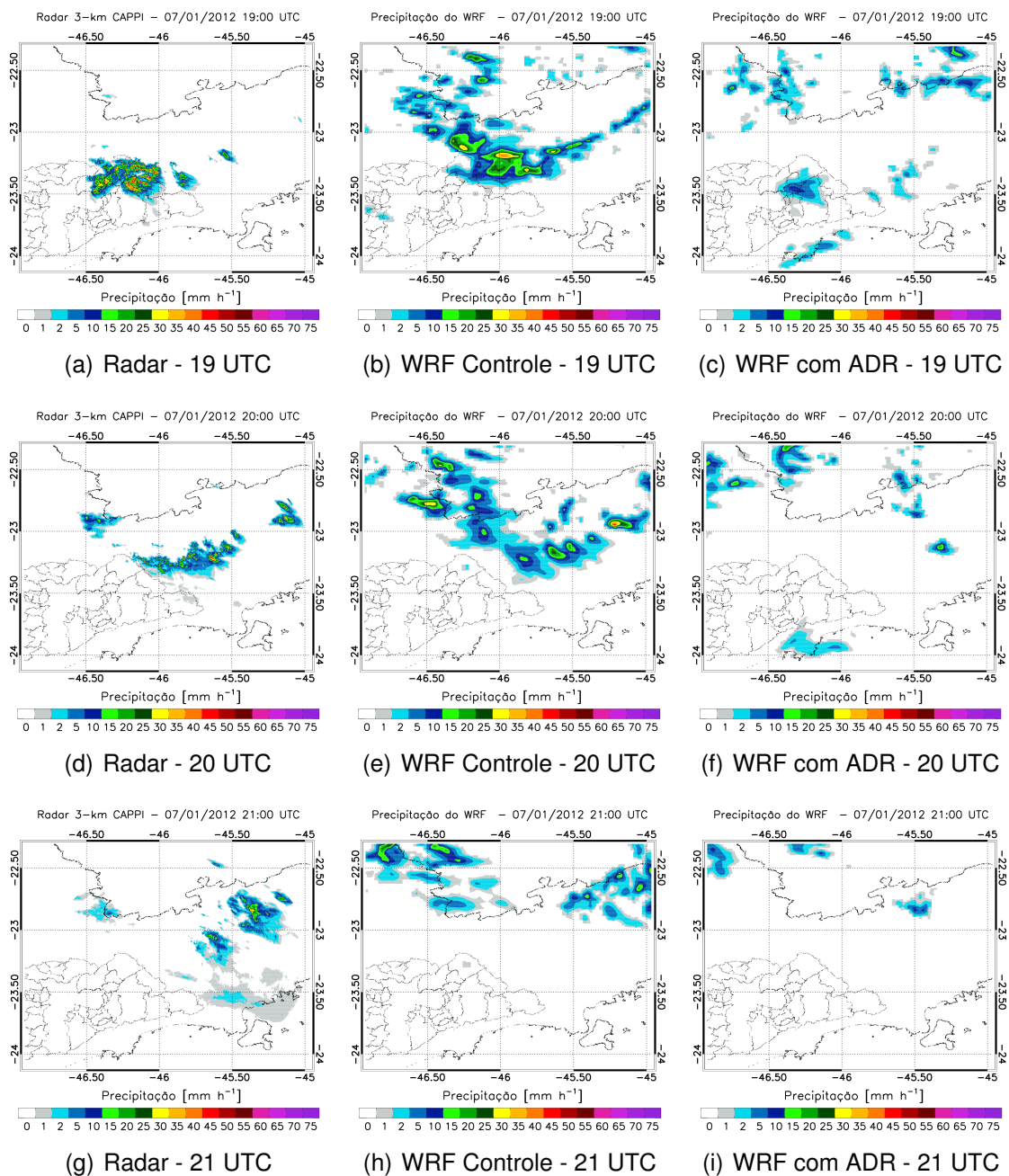


Figura 5.25 - Idem a figura 5.23, porém para o evento 3.

consegue reproduzir o sistema, mas deslocado para leste e este erro de posicionamento é um fator amplificador do erro que se comete com relação a linearização da relação $Z-q_r$ (Eq. 1.11).

No evento 4, Figura 5.26, a informação do radar contribuiu para a melhora na intensidade e no posicionamento da banda de precipitação que se estende desde a cidade de São Paulo até o Vale do Paraíba. Neste caso pode-se dizer

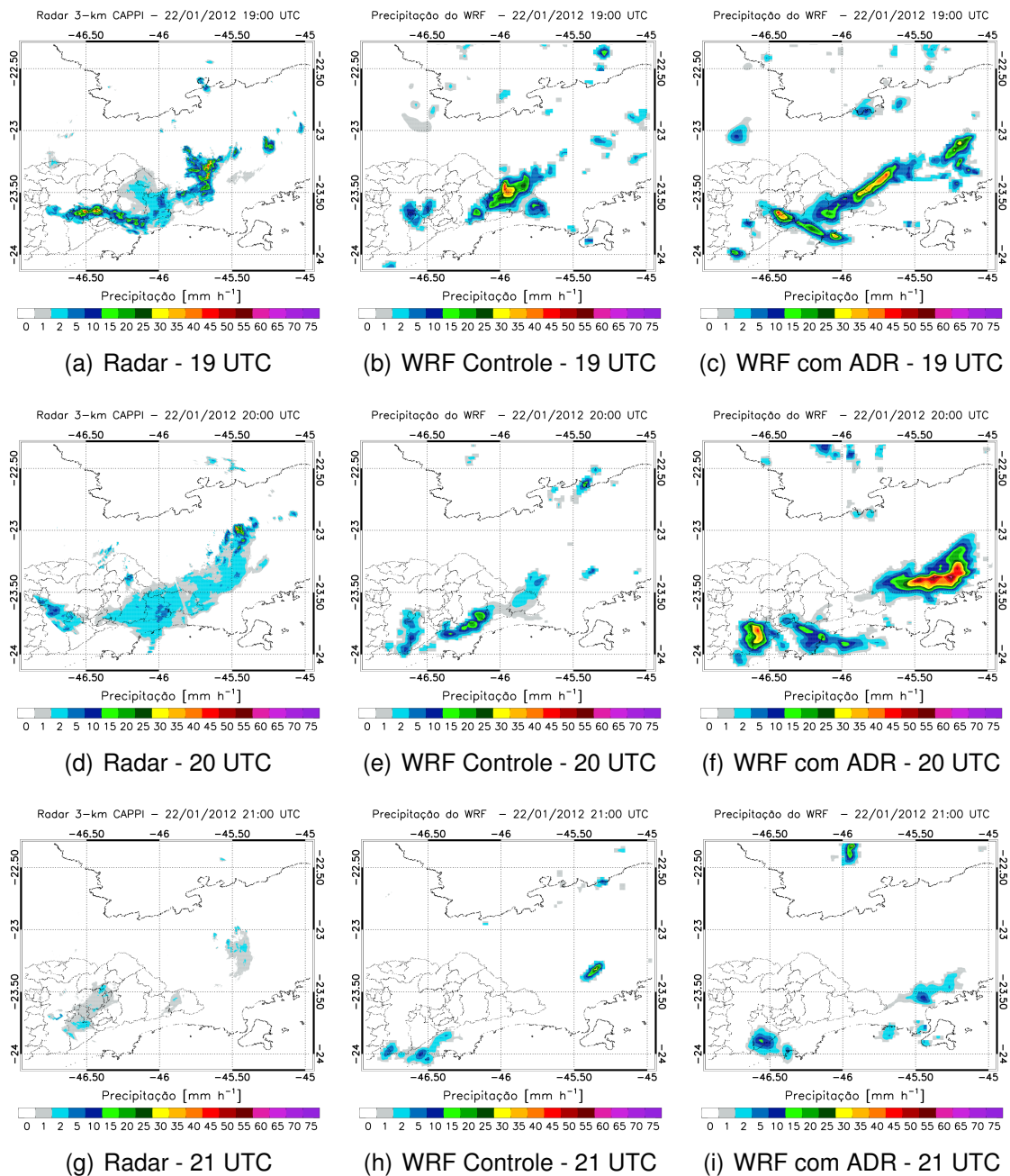


Figura 5.26 - Idem a figura 5.23, porém para o evento 4.

que houve ganho significativo com a assimilação dos dados de radar para a primeira hora de precipitação. Na segunda hora, a extensão da precipitação é um pouco maior e com intensidade bem inferior conforme observando pelo radar, contudo as duas simulações tem problemas em reproduzir este comportamento. Na simulação controle a área precipitante tem redução significativa, mas com intensidade coerente com a observação. Por outro lado, com a assimilação de

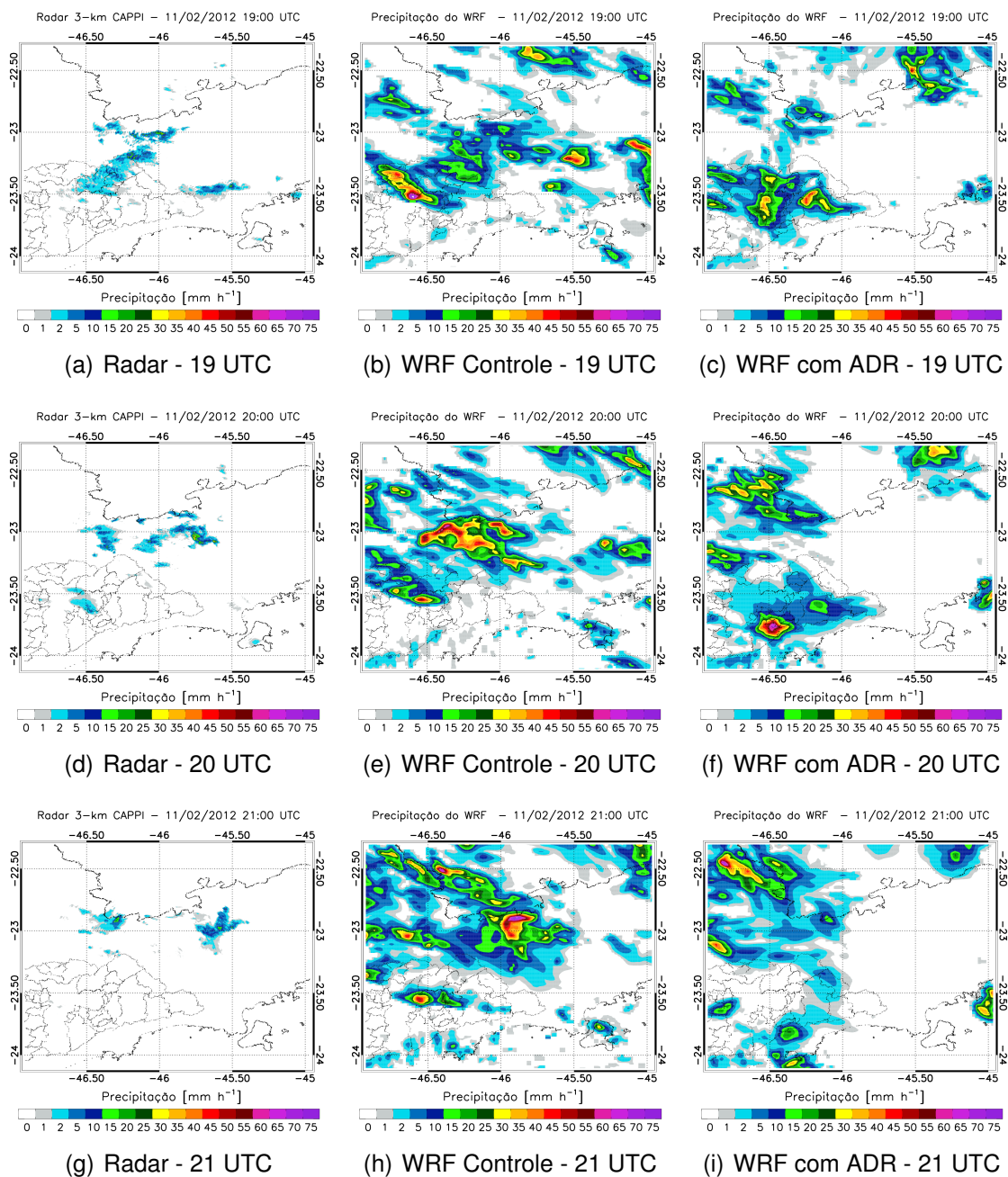


Figura 5.27 - Idem a figura 5.23, porém para o evento 5.

radar a previsão superestimou a precipitação, principalmente ao sul do Vale do Paraíba. Esta região coincide bastante com os incrementos de razão de mistura do vapor d'água, figura 5.20. Possivelmente a extensão dos incrementos tenha sido exagerada no processo de assimilação.

O sistema estudado no evento 5, Figura 5.27, é um sistema convectivo com forçante de grande escala que se dissipou rapidamente. No horário da análise,

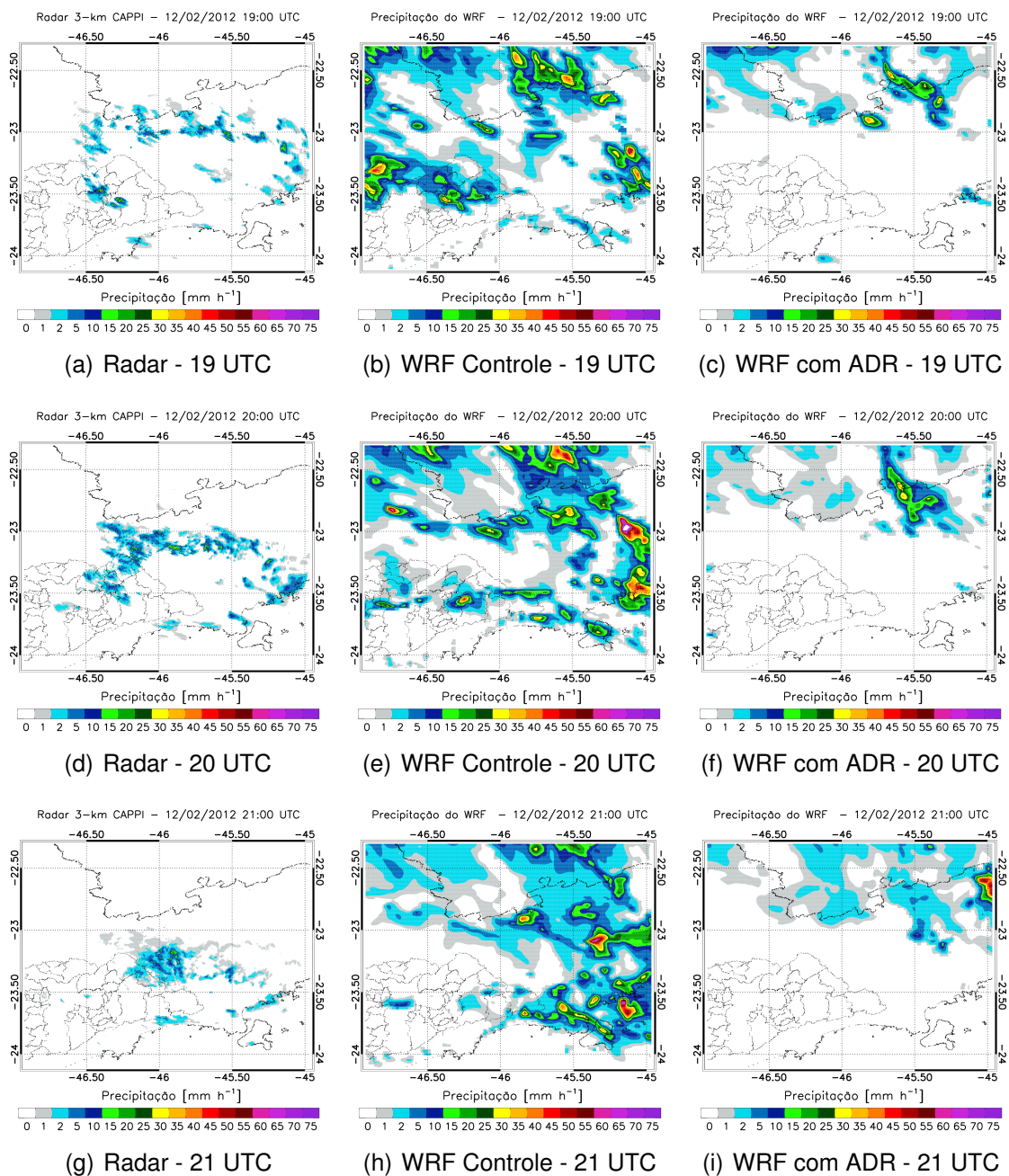


Figura 5.28 - Idem a figura 5.23, porém para o evento 6.

18 UTC (ver figura 2.5(e)), este sistema estava produzindo intensa precipitação no norte da RMSF e próximo a São José dos Campos, contudo, na primeira hora de previsão o sistema já havia desintensificado, produzindo apenas precipitação fraca. As previsões de controle e com assimilação de dados de radar superestimaram a extensão e a intensidade da precipitação, principalmente sobre a cidade de São Paulo e sobre o Vale do Paraíba. Nota-se que a previsão

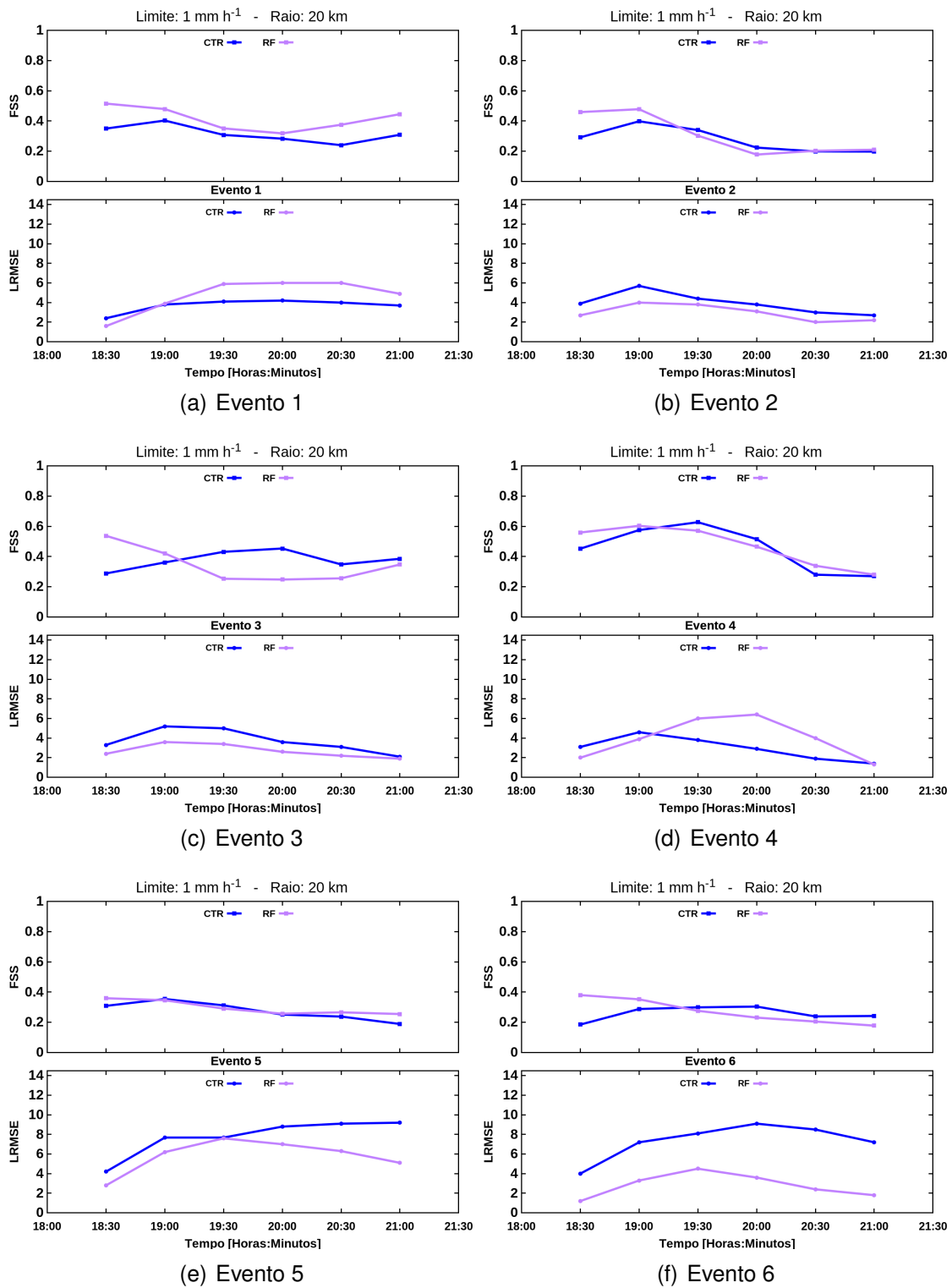


Figura 5.29 - FSS com raio de influência de 20 km e limite de 1 mm h⁻¹ (painel superior) e LMSE (painel inferior).

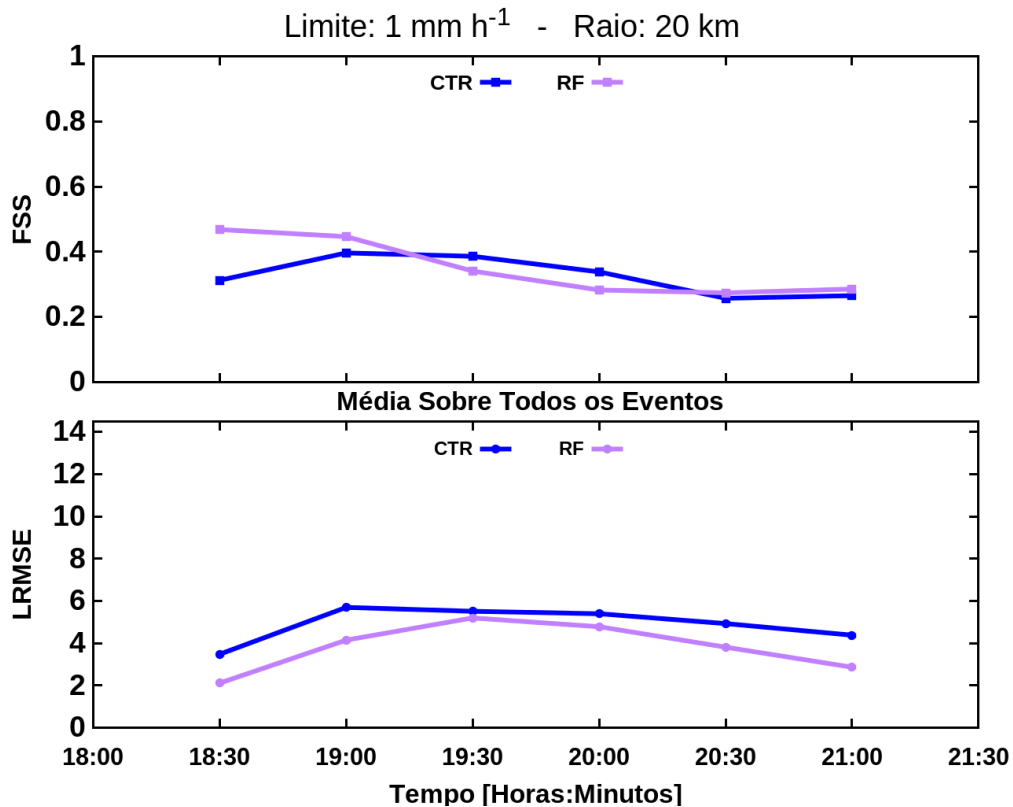


Figura 5.30 - FSS médio de todos os eventos com raio de influência de 20 km e limite de 1 mm h⁻¹ (painel superior) e LRMSE médio de todos os eventos (painel inferior).

com informação do radar consegue eliminar em parte o falso alarme, mas ainda produz muito mais precipitação que o observado. Nos demais horários, 20 e 21 UTC, a previsão controle tende a aumentar a precipitação, enquanto que com assimilação de radar existe redução da precipitação, exceto por um sistema intenso e localizado na região à sudeste da cidade de São Paulo. De forma geral, ambos tiveram fraco desempenho, mas assimilando dado de radar houve um pequeno ganho.

O evento 6, Figura 5.28, é uma sequência do evento 5, ou seja, é a mesma forçante de grande escala no dia seguinte provocando convecção no final da tarde após o aquecimento diurno. Os resultados deste evento tem características semelhantes ao evento 5, uma vez que o sistema desintensificou rapidamente após o horário da análise e a previsão controle superestimou a intensidade de precipitação. Por outro lado, a inclusão dos dados de radar praticamente eliminou a precipitação da previsão, que é observada no radar. Este resultado está diretamente relacionado com a deficiência na assimilação do dado de radar, como mostrado nas figuras 5.14 e 5.22. Note que apesar da inovação apresentar va-

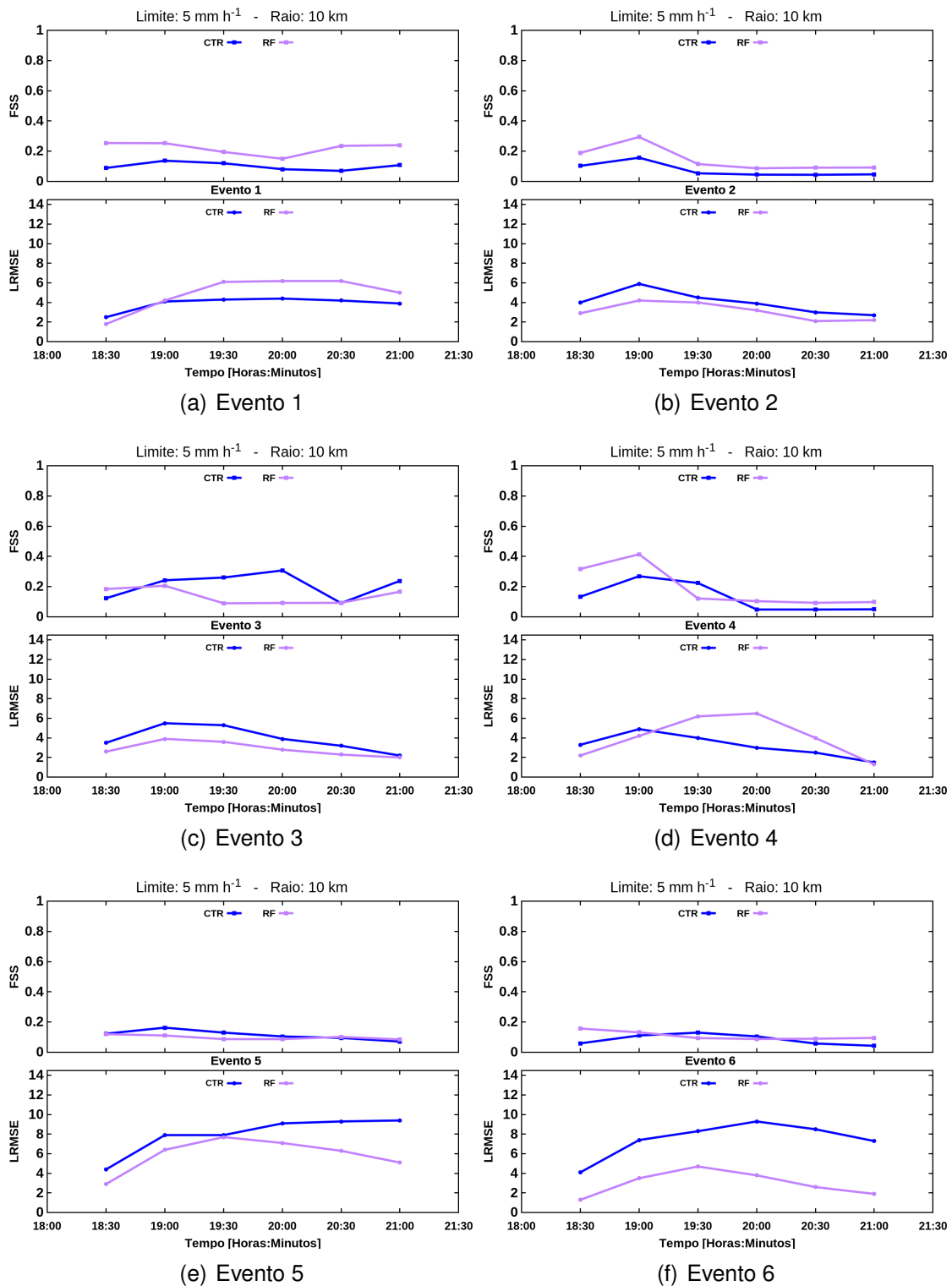


Figura 5.31 - FSS com raio de influência de 10 km e limite de 5 mm h⁻¹ (painel superior) e LMSE (painel inferior).

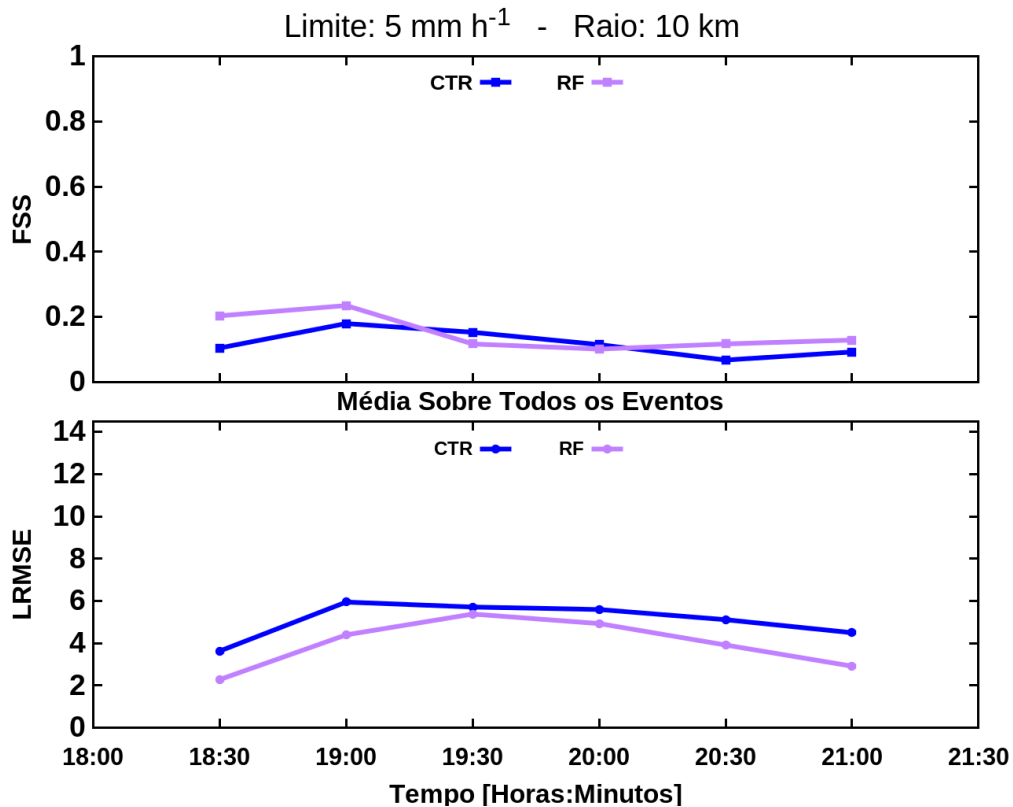


Figura 5.32 - FSS médio de todos os eventos com raio de influência de 10 km e limite de 5 mm h⁻¹ (painel superior) e LRMSE médio de todos os eventos (painel inferior).

lores positivos, os incrementos foram praticamente todos negativos ou próximos de zero para a refletividade e razão de mistura de vapor d'água.

A avaliação apresentada acima dos campos de precipitação deixa bem claro que existe um ganho na primeira hora ao assimilar dados de radar, mas na maioria dos casos este ganho não persiste nas demais horas e o controle acaba apresentando melhor resultado. Os resultados mostraram também que a assimilação de dados de radar com assimilação direta de refletividade consegue eliminar grande parte do falso alarme, contudo, acontece também casos em que este “filtro” é exagerado e acaba eliminando precipitação real. Nas figuras 5.29, 5.30, 5.31 e 5.32 são apresentados resultados quantitativos do impacto da assimilação direta dos dados de radar no campo de precipitação. Utilizou-se o FSS com limites de 1 e 5 mm h⁻¹ de precipitação com raios de influência de 20 e 10 km, respectivamente. Também foi calculado o LRMSE aplicado ao mesmo raio de influência utilizado para calcular o FSS. A partir deste ponto o FSS (LRMSE) com limite 1 mm h⁻¹ e raio de 20 km será nomeado FSS1 (LRMSE1) e o FSS com limite de 5 mm h⁻¹ e raio de 10 km será nomeado FSS5 (LRMSE5).

No evento 1 o FSS1 da previsão com radar é melhor que o controle em todos os tempos, tendo maior diferença no início e final da previsão. Por outro lado, o LRMSE1 ficou maior, mostrando que a informação do radar gera maior erro na quantidade de precipitação. Lembrando que o FSS é um índice que avalia apenas o acerto para um determinado limite, não importando os valores de precipitação, ou seja, não discrimina acerto por valor e sim por locais onde o limite foi atingido ou não. O LRMSE, por outro lado, complementa esta análise dando informação do acerto baseado no valor, sendo melhor (menor erro na quantidade de precipitação) quanto menor for o índice. Portanto, a composição destes 2 índices mostra que no evento 1 a assimilação de dados de radar melhorou o posicionamento dos sistemas precipitantes, assim como reduziu o falso alarme, porém, a intensidade da precipitação não foi melhor do que aquela obtida com a simulação controle. Os resultados para o FSS5 são similares ao FSS1, porém, com valores menores. Os valores menores do FSS5 com relação ao FSS1 são esperados, uma vez que o erro da previsão aumenta conforme o limite de precipitação aumenta, mostrando que tem maior dificuldade em acertar as regiões específicas com precipitação intensa.

A validação estatística para o evento 2 mostra que, diferentemente do evento 1, o FSS1 apresentou em alguns horários valores menores que o controle e o LRMSE1, por outro lado, mostrou melhor desempenho da previsão com assimilação de radar. Note que mais uma vez há ganho com a assimilação de radar na primeira hora. Este resultado mostra que o ganho no posicionamento da precipitação não foi significativo, mas houve maior acerto na intensidade e redução do falso alarme. Para a precipitação mais intensa, o FSS5 foi superior ao controle em todos os tempos indicando que a assimilação de dados de radar foi capaz de produzir maior ganho na precipitação de origem convectiva.

O FSS1 para o evento 3 apresenta resultados similares àqueles do evento 2, inclusive para o LRMSE1. Contudo, o resultado para precipitação mais intensa representado pelo FSS5 não mostrou ganho, como ocorrido no evento 2. Neste caso, ambos FSS1 e FSS5 apresentam comportamentos similares, com pequeno ganho inicial, mas com valores bem inferiores ao controle nas demais horas.

No evento 4 a assimilação de dados de radar melhora o posicionamento da banda de precipitação, o que resulta em pequeno aumento do FSS1 e maior aumento do FSS5, principalmente no início da previsão. Contudo, a disponibilidade de vapor d'água resultante da assimilação de refletividade gera um sistema convectivo intenso ao sul do Vale do Paraíba que provoca valores altos de LRMSE1

e LRMSE5 na previsão com assimilação de dados de radar.

Nos eventos 5 e 6, exceto pelo primeiro instante, os valores de FSS1 e FSS5 mostram que a assimilação de dados de radar não foi capaz de melhorar a previsão de precipitação e em alguns instantes foi inclusive pior que o controle. Por outro lado, houve redução significativa do LRMSE1 e LRMSE5 o que, neste caso, pode ser interpretado como redução do falso alarme, que foi grande na simulação controle. Observe nas figuras 5.27 e 5.28 que houve considerável redução na precipitação espúria ao utilizar o dado do radar, contudo, não houve muito ganho nas regiões onde efetivamente estavam precipitando.

Os resultados apresentados nas figuras 5.29 e 5.31 mostram que na primeira hora de previsão sempre existe ganho no campo de precipitação e depois a qualidade da previsão cai rapidamente. Este resultado também é sumarizado na média dos eventos, figuras 5.30 e 5.32. De acordo com a análise realizada neste capítulo, o que se conclui com relação a assimilação de dados de radar com assimilação direta de refletividade é que sua utilidade vai depender do objetivo que se pretende obter com tal assimilação. Para previsão de curto prazo, emissão de alertas e rotinas operacionais, provavelmente o tempo de 60-90 minutos onde os resultados foram melhores talvez seja muito pouco, mas para outras atividades como avaliação posterior (estudos) de sistemas convectivos, climatologia de precipitação através das análises, geração de dados de entrada para modelos hidrológicos e outras atividades que não seja operacional de curtíssimo prazo, este tipo de assimilação pode fornecer grande ganho no resultado final. Obviamente, um dos maiores objetivos quando emprega-se a assimilação de dados de radar para gerar análise é a previsão de curto prazo em uma rotina operacional e, deste ponto de vista, os resultados obtidos aqui não encorajam seu uso, mas é sempre importante ressaltar que foram analisados apenas seis casos em uma região específica e utilizando um único radar, desta forma, as conclusões expostas aqui são limitadas a este cenário. Por outro lado, estudos recentes apontam algumas das mesmas limitações encontradas neste trabalho. Nos próximos capítulos serão discutidas formas de minimizar os problemas observados com a assimilação direta de refletividade.

6 ASSIMILAÇÃO INDIRETA DE REFLETIVIDADE

Neste capítulo é apresentada a metodologia empregada para fazer a assimilação de dados de radar de forma indireta no caso da refletividade, ou seja, ao invés de assimilar diretamente a refletividade, o modelo assimila a razão de mistura de água de chuva calculada com os dados de refletividade usando a relação $Z-q_r$ apresentada no capítulo 4.

6.1 Implementação da Assimilação Indireta de Refletividade no WRFDA

Os problemas relacionados a implementação da assimilação de dados de radar, especificamente refletividade, no WRFDA 3D-Var relacionada à linearização da relação $Z-q_r$ foi apresentada pela primeira vez por Wang et al. (2013). Os autores discutem a validade da relação $Z-q_r$ linearizada e propõem uma nova metodologia para a assimilação de refletividade. Nesta seção é apresentada a metodologia proposta por Wang et al. (2013)⁵ e sua implementação no WRFDA 3D-Var.

6.1.1 Validade da Relação $Z-q_r$

Como mencionado na seção 2.1.2, o WRFDA 3D-Var utiliza a formulação de incrementos, desta forma, a versão linearizada da equação 1.11 é utilizada como operador observação, Eq. 6.1:

$$dZ = \frac{17,5 \cdot dq_r}{\ln(10) \cdot q_r} \quad (6.1)$$

A Eq. 6.1 é obtida através da expansão de Taylor aplicada à equação 1.11 e considerando apenas o termo de primeira ordem:

$$Z(q_r + dq_r) = Z(q_r) + Z' dq_r \quad (6.2)$$

$$Z' = \frac{17,5}{\ln(10)} \cdot \frac{1}{q_r} \quad (6.3)$$

Onde Z' é a derivada de Z com relação a q_r .

⁵O texto apresentado aqui foi retirado da seção 2b e 2c do trabalho de Wang et al. (2013).

Considerando $Z(q_r + dq_r) - Z(q_r) = dZ$, e aplicando a Eq. 6.3 na Eq. 6.2, chega-se a relação linear de Z - q_r na sua forma de incremento, Eq. 6.1.

Wang et al. (2013) argumentam que a equação 6.1 não é válida quando não existe razão de mistura de água de chuva e isto pode causar dificuldade na convergência da função de custo devido ao intenso gradiente quando a razão de mistura de água de chuva é muito pequena. Além disso, é mostrado que a Eq. 6.1 apresenta muita discrepância com relação à sua versão não linear, especialmente quando o *background* é muito seco comparado à observação.

Assumindo que um incremento de razão de mistura de água de chuva dq_r é adicionado ao *background* q_r , a refletividade resultante pode ser obtida pela Eq. 6.4:

$$Z_{res} = 43,1 + 17,5 \cdot \log[\rho(q_r + dq_r)] \quad (6.4)$$

O incremento causado na refletividade provocado pelo dq_r é dado por:

$$dZ_n = Z_{res} - Z = 17,5 \cdot \log[(q_r + dq_r)/q_r] \quad (6.5)$$

Fazendo $k = dq_r/q_r$, o erro devido à aproximação linear é dado pela diferença entre as equações 6.1 e 6.5:

$$LE = dZ - dZ_n = 17,5 \cdot \left[\frac{k}{\ln(10)} - \log(1 + k) \right] \quad (6.6)$$

A equação 6.6 mostra que o erro cometido ao linearizar a relação Z - q_r depende somente de k . A relação entre as equações 6.1, 6.5 e 6.6 é mostrada na figura 6.1. Observa-se na figura 6.1 que a diferença entre as soluções linear (curva tracejada) e não linear (curva vermelha) é truncada em $k = -1.0$, mas pode assumir valores para $k > 1$. Além disso, quanto maior for o valor absoluto de k , menos válida será a hipótese tangente linear. Segundo Wang et al. (2013) é comum que previsões de sistemas convectivos cometam erros de localização do sistema, o que significa que k pode facilmente assumir valores próximos de -1 ou maiores que 5 (especialmente quando o *background* é muito seco comparado à observação), causando erros de linearização significativos. Outro fato importante apontado pelos autores é que LE é sempre positivo, ou seja, dZ sempre supe-

estima dZ_n .

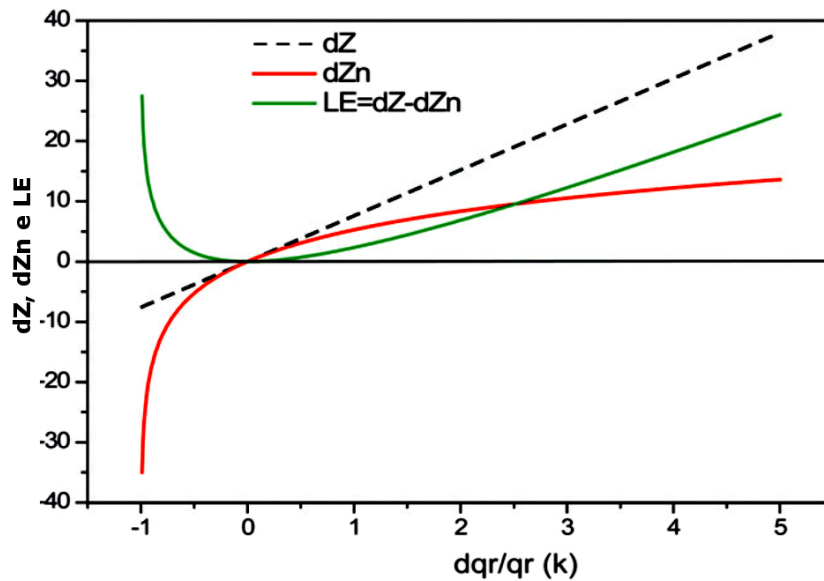


Figura 6.1 - Perturbação linear dZ , diferença não linear dZ_n e o erro da aproximação linear LE . Fonte: Adaptado de Wang et al. (2013).

6.1.2 Assimilação de Razão de Mistura de Água de Chuva e Vapor D'água

A metodologia apresentada aqui foi proposta por Wang et al. (2013). Os autores descrevem de forma detalhada o método de assimilação indireta na seção 2c.

A análise apresentada anteriormente mostra que o erro cometido ao assimilar diretamente a refletividade pode ser significativo devido a linearização do operador observação. Uma forma de evitar esse problema é assimilar a razão de mistura de água de chuva obtida através do dado de refletividade utilizando a Eq. 1.11. A Eq. 6.1 é utilizada para estimar o erro de q_r a partir do erro na refletividade.

Além da assimilação indireta da refletividade através da razão de mistura de água de chuva, Wang et al. (2013) também assumem que o ar dentro da nuvem está saturado, o que é muito comum em esquemas de análises de nuvens Albers et al.; Zhang et al. (apud WANG et al., 2013). As funções de custo para q_r e q_v são dadas pelas equações 6.7 e 6.8.

$$J_{q_r} = \frac{1}{2}[(q_r - q_r^b)^T \mathbf{B}_{q_r}^{-1}(q_r - q_r^b) + (q_r - q_r^o)^T \mathbf{R}_{q_r}^{-1}(q_r - q_r^o)] \quad (6.7)$$

$$J_{q_v} = \frac{1}{2}(q_v - q_v^o)^T \mathbf{R}_{q_v}^{-1}(q_v - q_v^o) \quad (6.8)$$

Onde q_r e q_v representam as razões de mistura de água de chuva e do vapor d'água, respectivamente. Os sobrescritos b e o representam o *background* e a observação, respectivamente e \mathbf{R}_{q_r} e \mathbf{R}_{q_v} são as variâncias dos erros das observações para q_r e q_v , respectivamente. Nesta nova metodologia q_r é uma nova variável de controle, além das variáveis padrões do WRFDA 3D-Var (ver seção 2.1.2), portanto existe o termo do *background* na Eq. 6.7.

A assimilação de vapor d'água considera que a umidade relativa dentro da nuvem é 100% quando a refletividade do radar é maior que 30 dBZ. Neste caso, q_v^o na Eq. 6.8 é igual ao vapor de saturação, calculado com a pressão e temperatura do *background*.

6.1.3 Modificações na Assimilação de Razão de Mistura do Vapor D'água

Foram realizados alguns testes iniciais para avaliar a assimilação de vapor d'água proposta por Wang et al. (2013). Em seu trabalho os autores citam que uma das incertezas de seu método é estimar a região da nuvem. De acordo com os autores, através de contato pessoal⁶, os mesmos informaram que o método considera 800 hPa como a base da nuvem. Esta é uma suposição bem simplória do problema que não é válida em qualquer situação, principalmente em regiões de topografia elevada, como ocorre na região de estudo deste trabalho. Desta forma, algumas alterações foram empregadas na implementação do código.

É possível obter do *background* o Nível de Condensação por Levantamento (NCL) e empregar a assimilação de vapor d'água apenas em regiões acima deste nível com o limite de refletividade superior 30 dBZ. Obviamente, esta estratégia é limitada à qualidade da informação do *background*, contudo, é muito mais realista do que apenas impor um nível fixo de pressão.

Outro problema, este menos claro que o anterior, é a suposição de 100% de umidade relativa dentro da nuvem. Nos testes realizados empregando o método original de Wang et al. (2013), houve em todos os casos super estimativa

⁶Este tema foi discutido com o Dr. Hongli Wang e a Dra. Jenny Sun durante estágio realizado no *National Center for Atmospheric Research (NCAR)* em março e abril de 2013.

de precipitação, resultante da assimilação de vapor d'água, uma vez que a superestimativa não era observada na ausência da assimilação de q_v . Com base nestes testes, optou-se por reduzir para 80% a umidade relativa dentro da nuvem. O valor de 80% é resultado de vários testes realizados, obtendo para este valor a melhor estimativa de precipitação decorrente da assimilação de vapor d'água.

6.2 Resultados - Assimilação Indireta

Nesta seção são apresentados todos os resultados obtidos com os experimentos realizados utilizando a assimilação indireta de refletividade, ou seja, assimilação de razão de mistura de água de chuva obtida dos dados de refletividade através da equação 1.11.

6.2.1 Equação Z-q, Original

Neste capítulo foram realizados os mesmos experimentos apresentados no capítulo 5, porém, com o novo código contemplando as alterações descritas na seção 6.1. Os resultados das inovações e incrementos são mostrados nas figuras de 6.2 à 6.7. Uma vez que as mudanças ocorrem na assimilação de refletividade, não serão mostradas as figuras para a velocidade radial por apresentarem diferenças muito pequenas com relação à assimilação direta.

Antes de iniciar a análise dos resultados das inovações e dos incrementos é importante lembrar que as diferenças apresentadas no *background* com relação ao capítulo 5 são decorrentes do ciclo de assimilação, lembrando que a análise das 18 UTC já é o 4º passo no ciclo iniciado às 15 UTC.

Na figura 6.2 nota-se que a inovação e o incremento são muito similares, mostrando que a assimilação conseguiu corrigir com eficiência o campo de água de chuva. Comparando este resultado com a figura 5.9, assimilação direta de refletividade, nota-se que a correção foi bem mais eficiente no caso da assimilação indireta. Note que o incremento tem todas as características da inovação com intensidade semelhante, porém um pouco menor. Este seria um exemplo de assimilação de dados bem sucedida, uma vez que existe um compromisso também com o *background*, portanto, não se deve esperar correção de 100% na intensidade para não perturbar demais o campo das outras variáveis termodinâmicas. Este tema é estudado com mais detalhes no capítulo 7.

No experimento 2, figura 6.3, apesar da assimilação apresentar bons resultados, não produziu o mesmo desempenho observado no experimento 1. Observe que existem regiões com pequenas diferenças como ocorre no Vale do Paraíba próximo a São José dos Campos. Contudo, este resultado é bem melhor

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

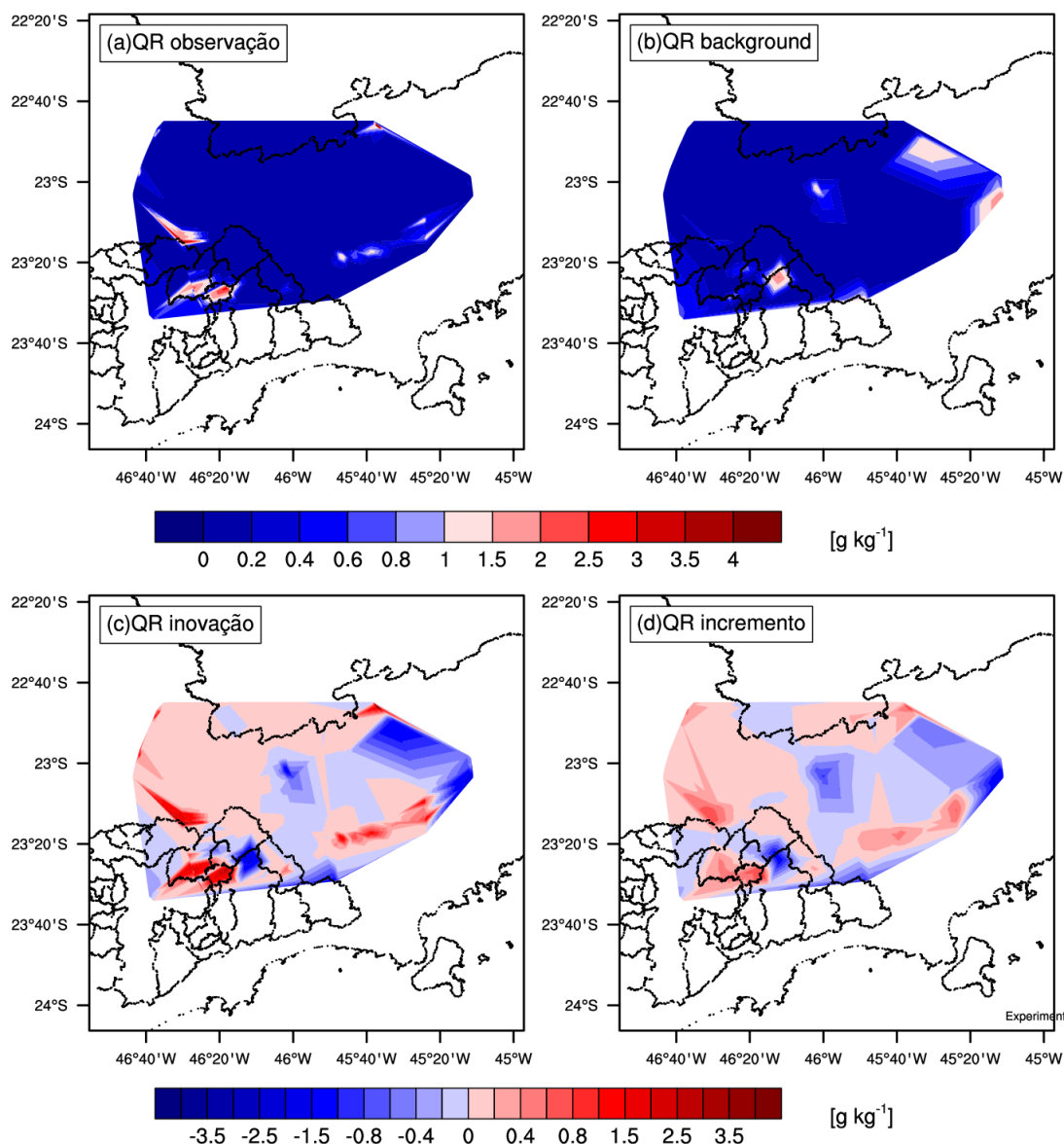


Figura 6.2 - Razão de mistura de água de chuva: (a) observada pelo radar; (b) *background*; (c) inovação (observação menos o *background*) e (d) incremento (análise menos *background*). Todas as figuras referem-se ao nível de 3 km de altura com valores em g kg^{-1} para o experimento 1.

do que aquele observado na figura 5.10, onde o incremento praticamente não conseguiu reproduzir as regiões de precipitação adequadamente. Desta forma, mais uma vez a assimilação indireta proporcionou melhores resultados do que a assimilação direta.

Na figura 6.4, nota-se que o experimento 3 também produz bons resultados para a assimilação de água de chuva. A precipitação existente no *background*

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

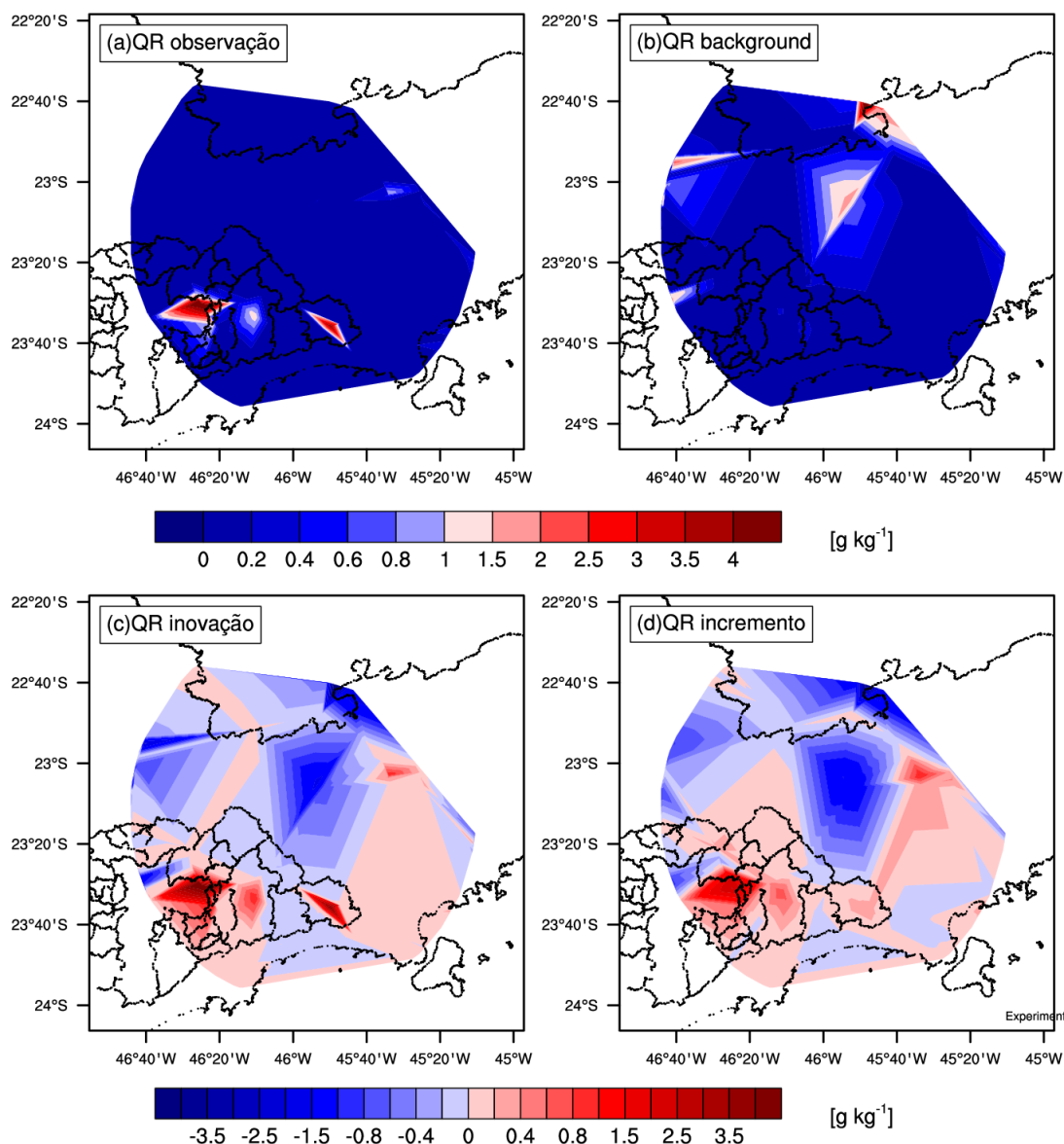


Figura 6.3 - Idem à figura 6.2, porém para o experimento 2.

foi removida e incrementos positivos foram incluídos onde foi observada água de chuva pelo radar. Comparando com a assimilação direta, figura 5.11, nota-se que, principalmente para inovação positiva, a nova metodologia produz incrementos mais coerentes com a inovação.

O experimento 4 foi um dos que apresentou melhor resultado com assimilação direta de radar, figura 5.12, contudo, ainda assim foi superado pela assimilação indireta, figura 6.5. Observe que a banda de precipitação no leste da RMSP e no Vale do Paraíba é muito bem representada pelos incrementos, enquanto

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

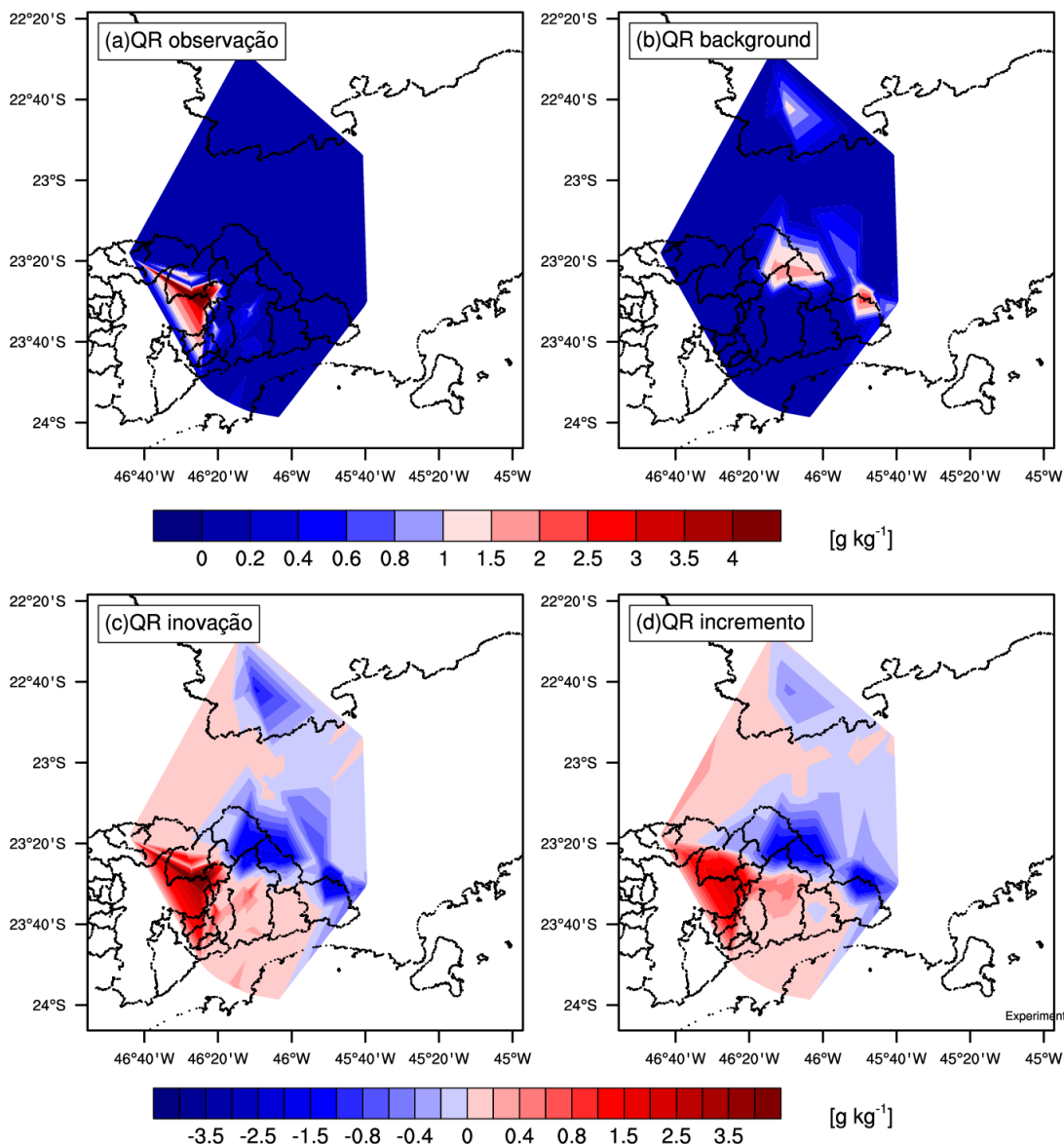


Figura 6.4 - Idem à figura 6.2, porém para o experimento 3.

que a precipitação mais ao sul observada no *background* e inexistente no radar, os incrementos negativos foram capazes de remover.

O experimento 5 apresenta diversos núcleos localizados de precipitação, Figura 6.6. No campo de inovação fica bem claro a posição destas regiões e os incrementos reproduzem relativamente bem tais núcleos, contudo, a intensidade é subestimada. Por outro lado, os incrementos negativos apresentam intensidades semelhantes à inovação. Comparando este resultado com a assimilação direta, figura 5.13, novamente os resultados com assimilação de água de chuva

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

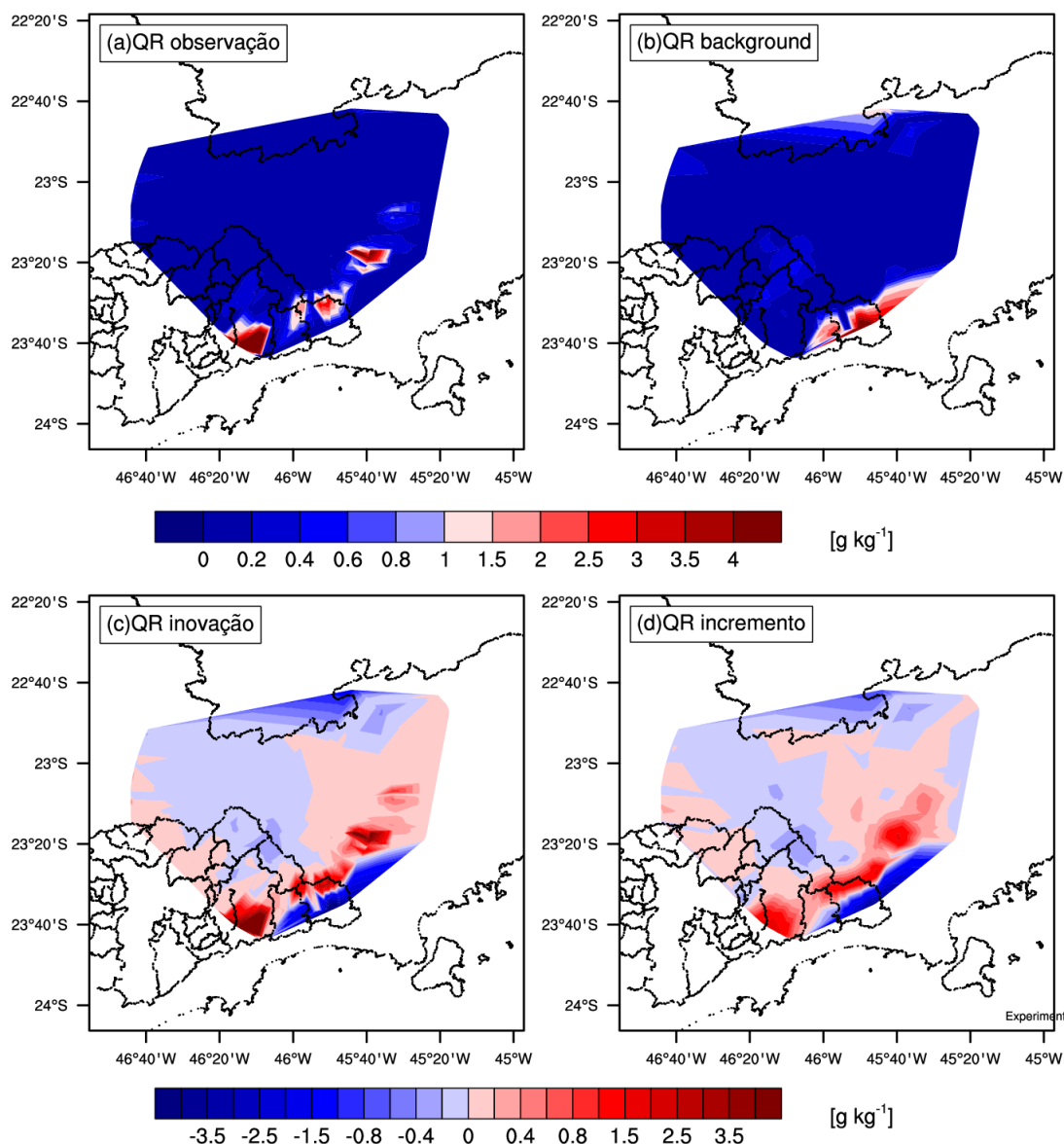


Figura 6.5 - Idem à figura 6.2, porém para o experimento 4.

são melhores.

O experimento 6 tem características semelhantes às do experimento 5, ambos são partes do mesmo sistema frontal que atingiu o estado de São Paulo. No experimento, Figura 6.7, 6 os valores de razão de mistura de água de chuva no horário da análise são bem inferiores aos demais, apresentando precipitação fraca na maior parte da região e apenas alguns pontos isolados com precipitação mais intensa. Desta forma, o principal papel da assimilação neste caso foi eliminar o sistema convectivo ao norte da cidade de São Paulo, observado no

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

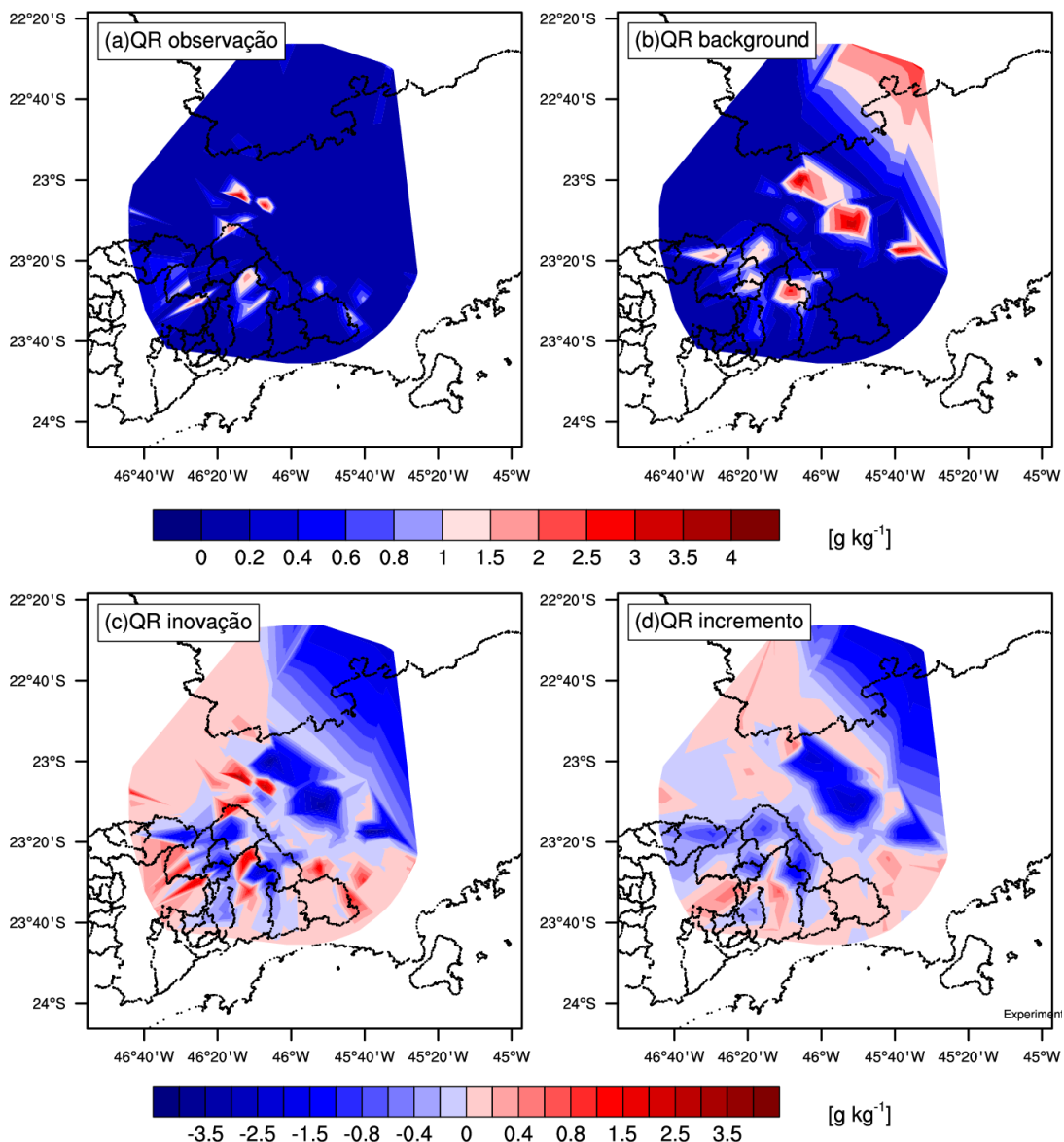


Figura 6.6 - Idem à figura 6.2, porém para o experimento 5.

background. Observando a figura 6.7 nota-se que existe bastante similaridade entre a inovação e o incremento, principalmente os incrementos negativos. Com relação à assimilação direta, figura 5.14, mais uma vez fica claro que os incrementos representam muito melhor a inovação quando assimilada água de chuva no lugar de refletividade diretamente.

Os perfis verticais médios dos módulos de O-B e O-A e da observação para razão de mistura de água de chuva e velocidade radial são mostrados na figura 6.8. Da mesma forma ocorrida no capítulo 5, fica claro que houve melhoria com

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

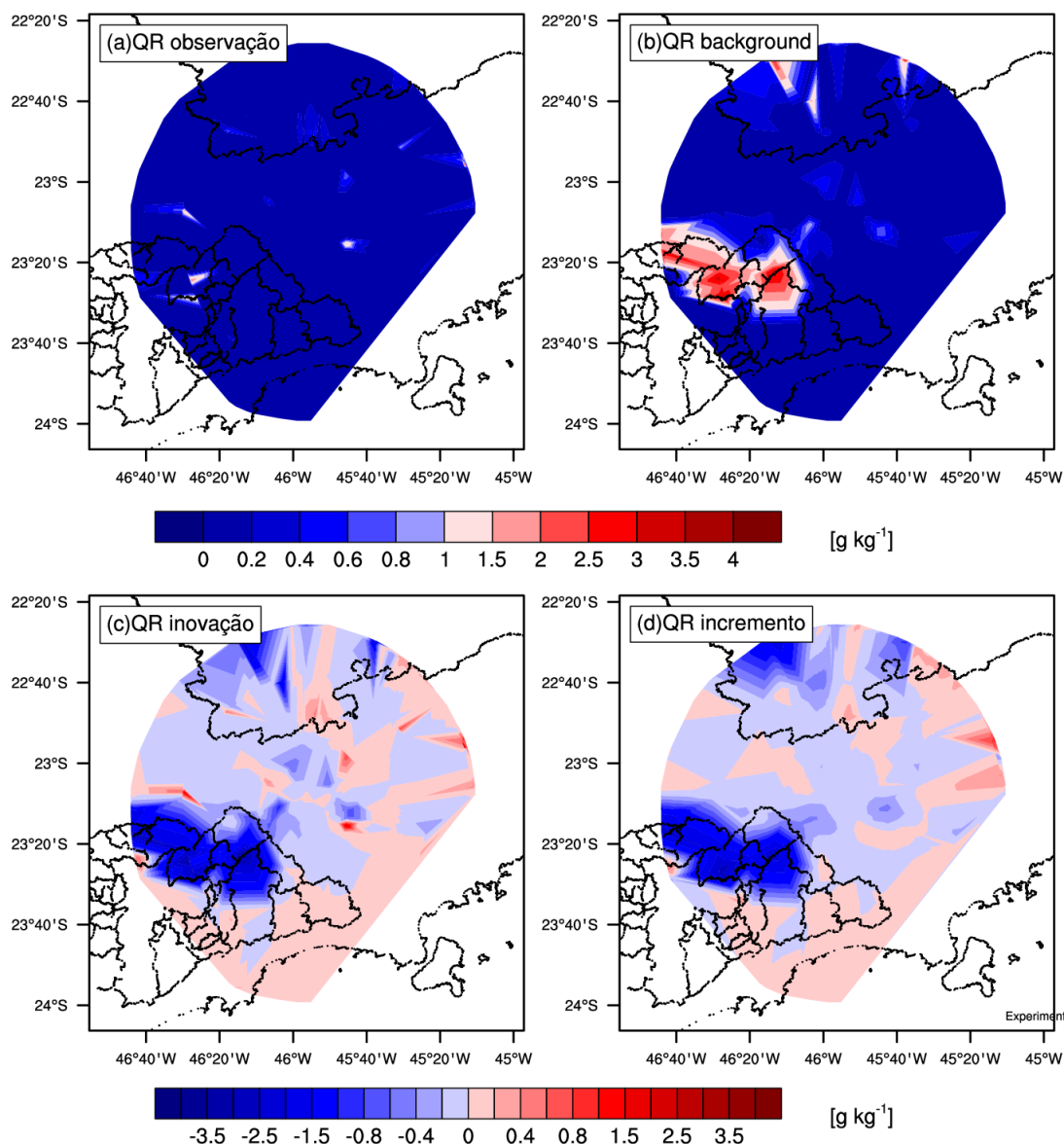


Figura 6.7 - Idem à figura 6.2, porém para o experimento 6.

a assimilação dos dados do radar, uma vez que O-A é sempre menor que O-B. Contudo, neste caso, o ganho com a assimilação de razão de mistura de água de chuva fica bem mais evidente do que foi observado com a assimilação direta em todos os experimentos.

Uma diferença importante que deve ser levada em conta na comparação destes resultados com aqueles do capítulo 5 é o fato da variável razão de mistura de água de chuva ser uma variável de controle no processo de assimilação enquanto a refletividade é apenas relacionada, através do operador observação,

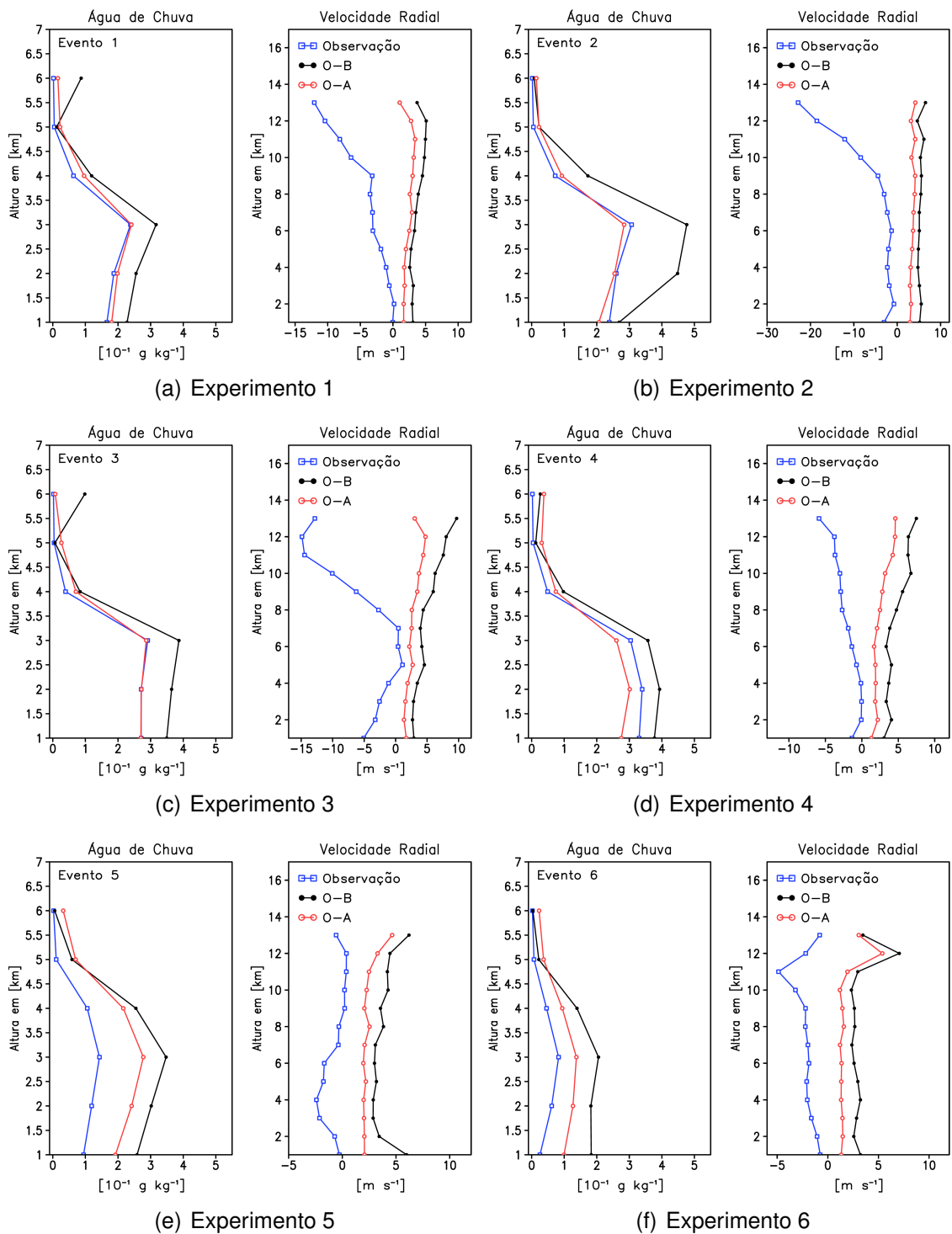


Figura 6.8 - Perfil vertical médio (média horizontal) da observação, do *background* e da análise para a refletividade e velocidade radial.

com as variáveis de controle. Além disso, uma diferença de 10 dBZ tem implicações bem distintas em baixos e altos valores de refletividade, uma vez que sua

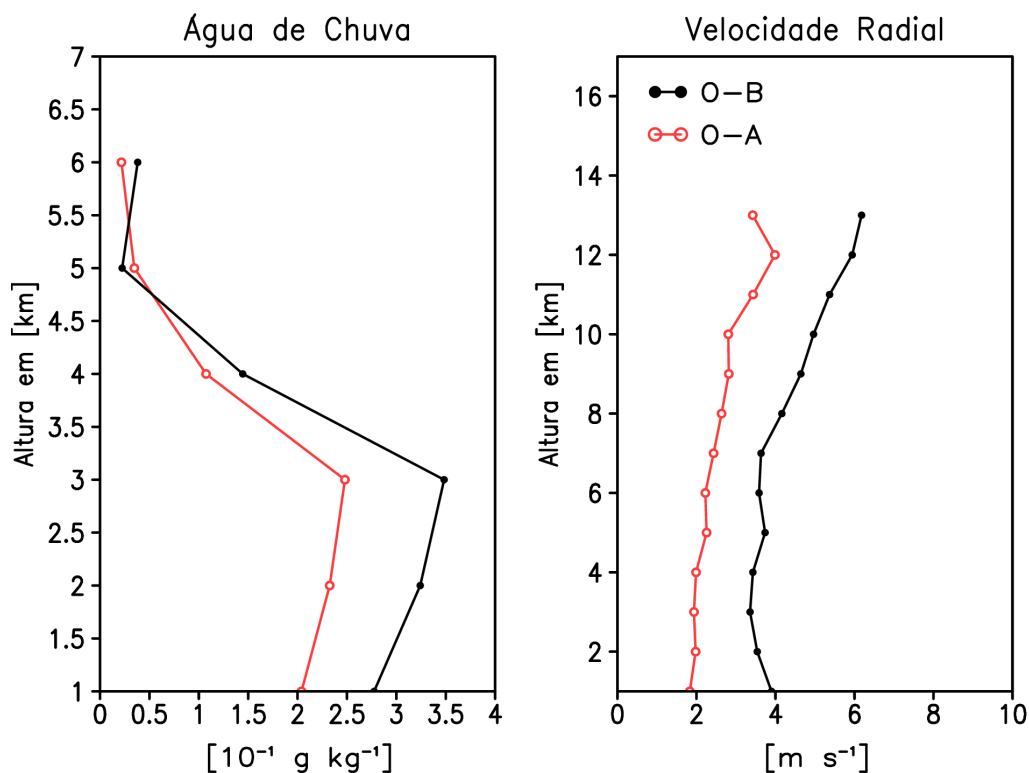


Figura 6.9 - Perfil vertical médio (média horizontal e sobre os 6 experimentos) dos módulos da diferença entre a observação e o *background* (O-B) e da diferença entre a observação e a análise (O-A) para a refletividade e velocidade radial.

relação com precipitação não é linear. Portanto, este é um fator complicador na comparação destes 2 resultados.

O perfil vertical da média sobre os 6 experimentos da média horizontal dos módulos de O-B e O-A para a razão de mistura de água de chuva e velocidade radial são apresentadas na figura 6.9. Fazendo a mesma análise apresentada no capítulo 5 com relação a diferença entre $|A-O|$ e $|A-B|$, ainda nota-se que $|A-O|$ é maior, mas a diferença não é tão grande como foi no caso do capítulo 5. Observa-se que em 3 km o valor médio de O-B é de aproximadamente $0,35 \text{ g kg}^{-1}$ e O-A é de aproximadamente $0,25 \text{ g kg}^{-1}$. Ou seja, existe uma redução de aproximadamente $0,1 \text{ g kg}^{-1}$ em um erro de $0,35 \text{ g kg}^{-1}$, o que significa redução de aproximadamente 30% do erro total na média. Este é, sem dúvida, um bom resultado uma vez que trata-se da média de 6 experimentos e sobre toda a grade horizontal do modelo.

Os campos de precipitação para cada experimento empregando o método apresentado neste capítulo são mostrados nas figuras de 6.10 a 6.15. No experimento 1, figura 6.10, observa-se que o campo de precipitação com assimilação

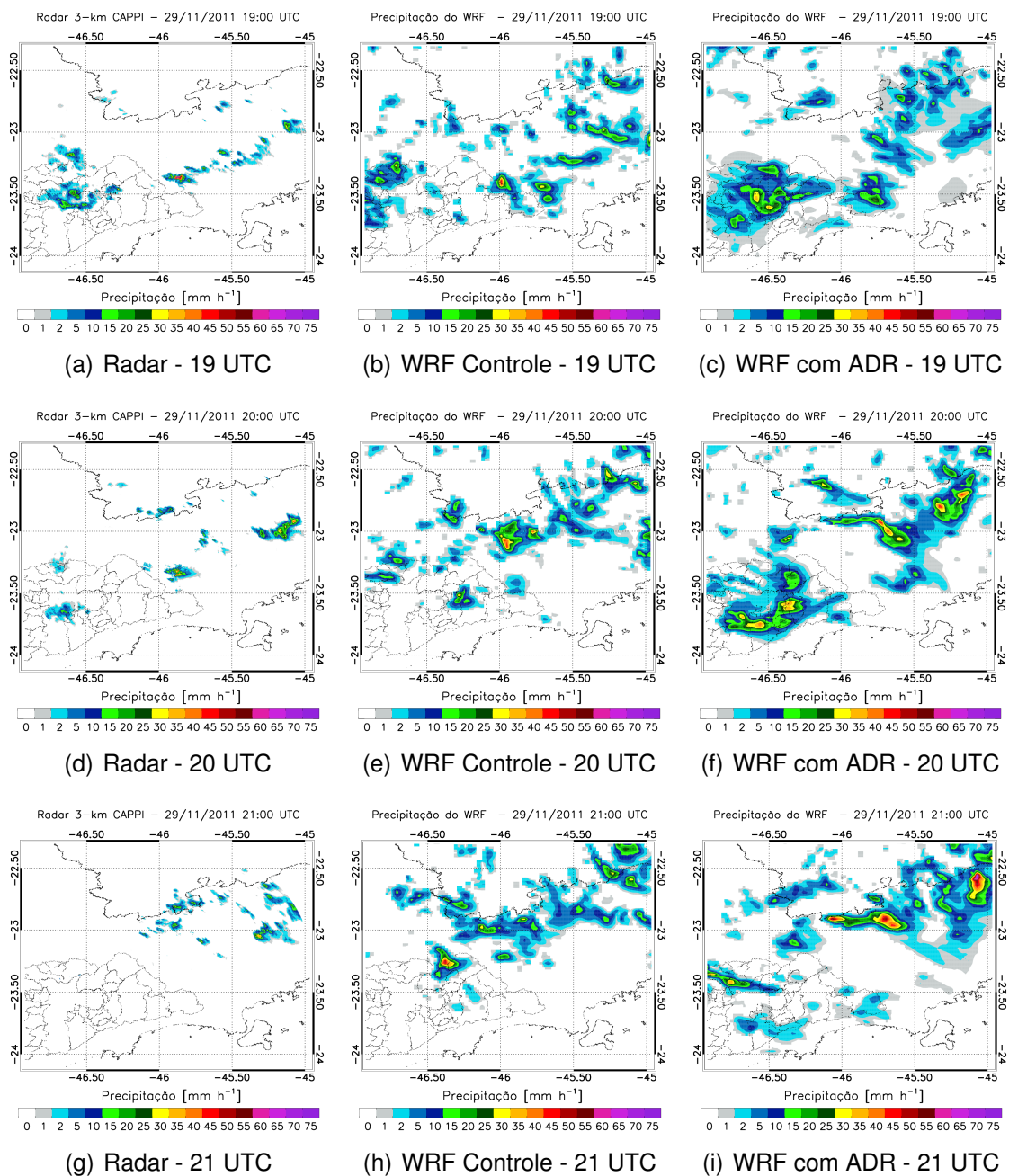


Figura 6.10 - Precipitação acumulada em 1 hora para a observação com radar, simulação controle e simulação com assimilação de dados de radar (ADR) para o experimento 1.

de radar, no geral, é melhor que a simulação controle. Contudo, também é notável a superestimativa em alguns locais. Observando especificamente sobre a RMSP, nota-se que o dado do radar melhorou a previsão de precipitação nesse local, principalmente sobre a cidade de São Paulo. Ao comparar este resultado com a figura 5.23, assimilação direta de refletividade, observa-se que existe mais

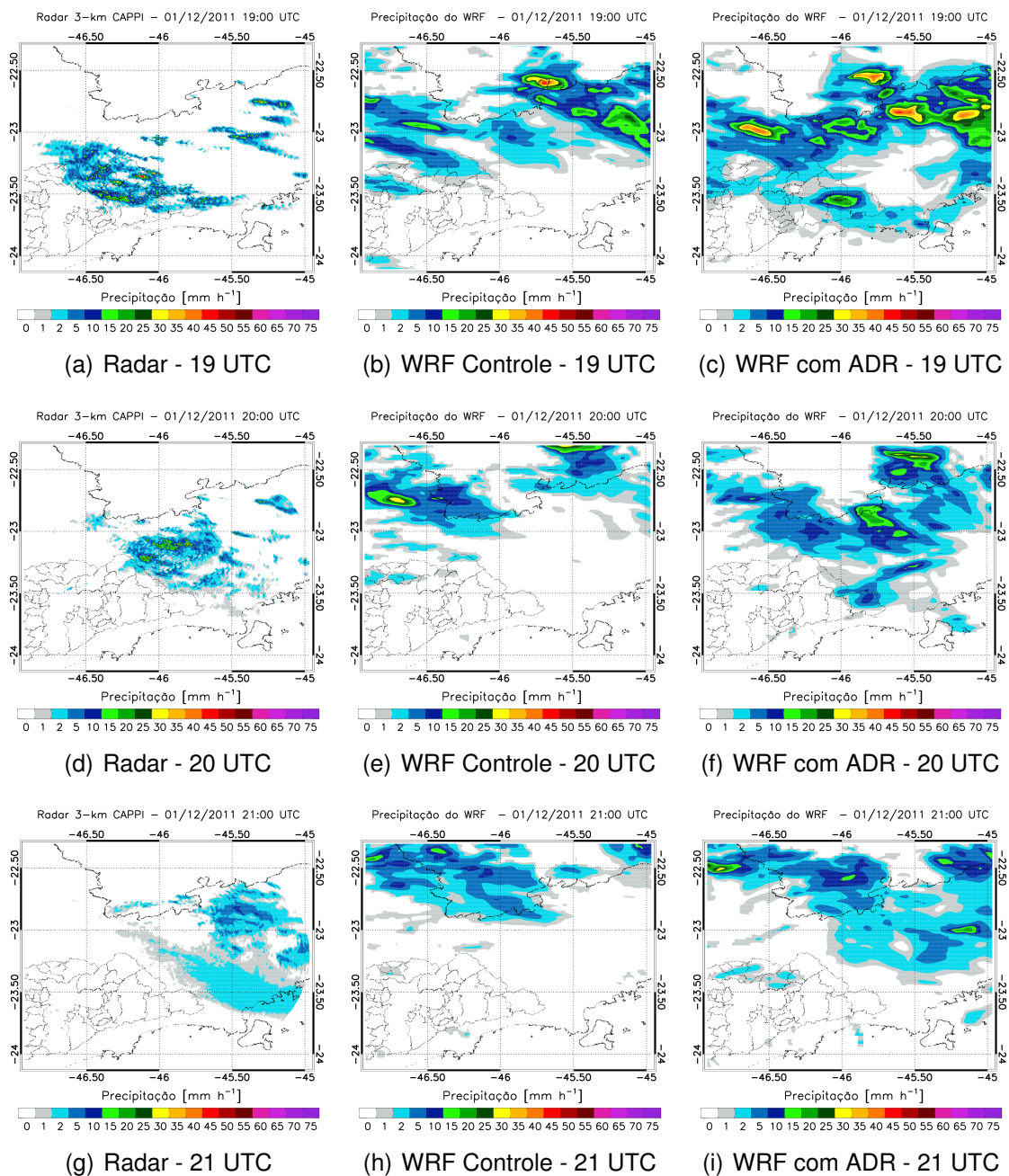


Figura 6.11 - Idem a figura 6.10, porém para o experimento 2.

falso alarme no caso da assimilação indireta, porém, o posicionamento da precipitação sobre a cidade de São Paulo é melhor no caso da assimilação indireta. Além disso, o desempenho da assimilação direta aparenta cair mais rapidamente com o tempo do que no caso da assimilação indireta.

No experimento 2, figura 6.11, às 19 UTC a simulação com assimilação de dados de radar apresenta melhores resultados do que no caso controle, porém

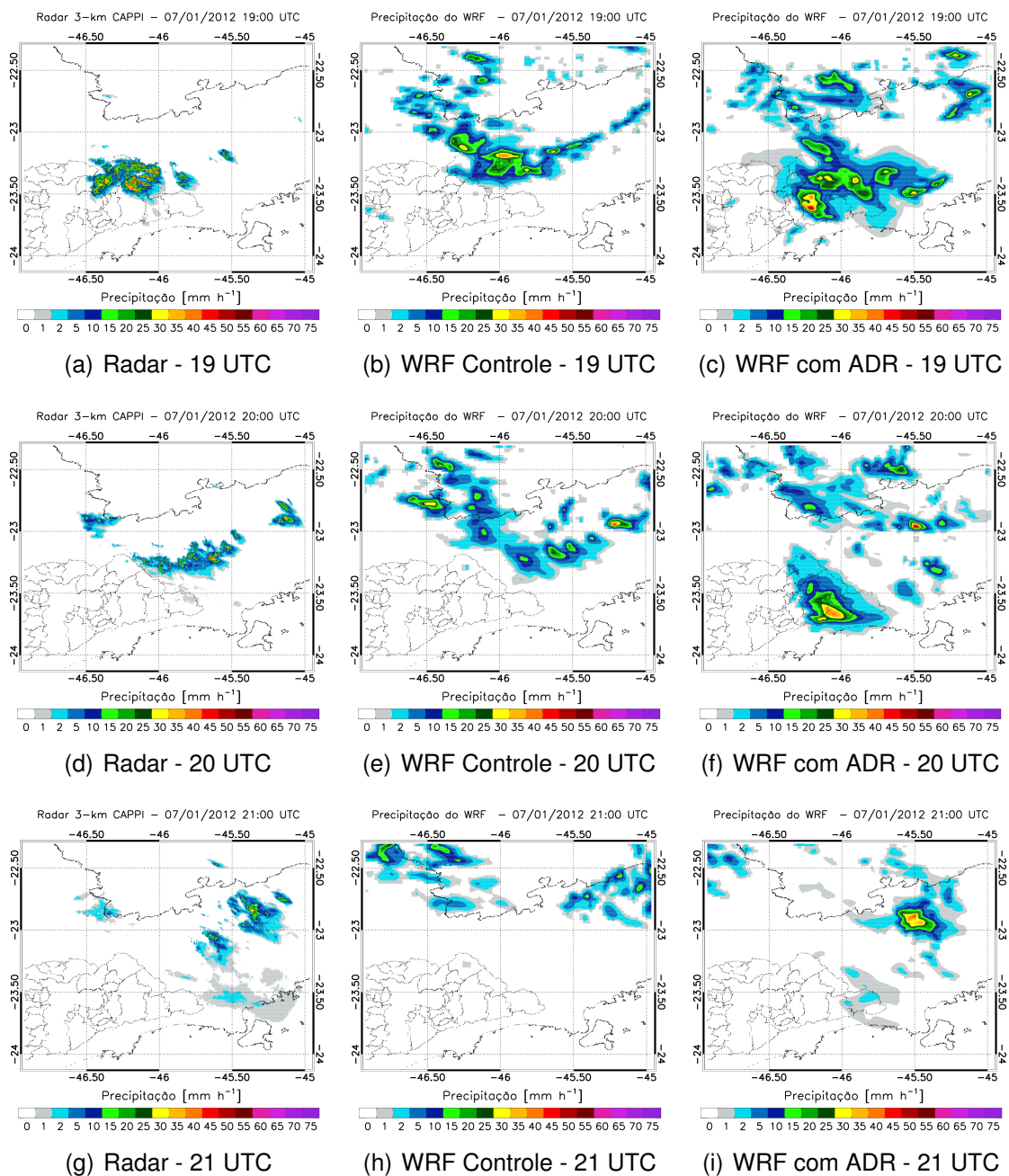


Figura 6.12 - Idem a figura 6.10, porém para o experimento 3.

repete o problema de superestimativa, principalmente na fronteira de São Paulo com Minas Gerais. Para este horário a assimilação direta, figura 5.24, apresentou melhor desempenho e reproduziu relativamente bem a precipitação sobre a RMSP sem a superestimativa observada na assimilação indireta, porém, para os horários das 20 e 21 UTC a precipitação praticamente não existiu no Vale do Paraíba, enquanto que com assimilação indireta o modelo conseguiu reproduzir

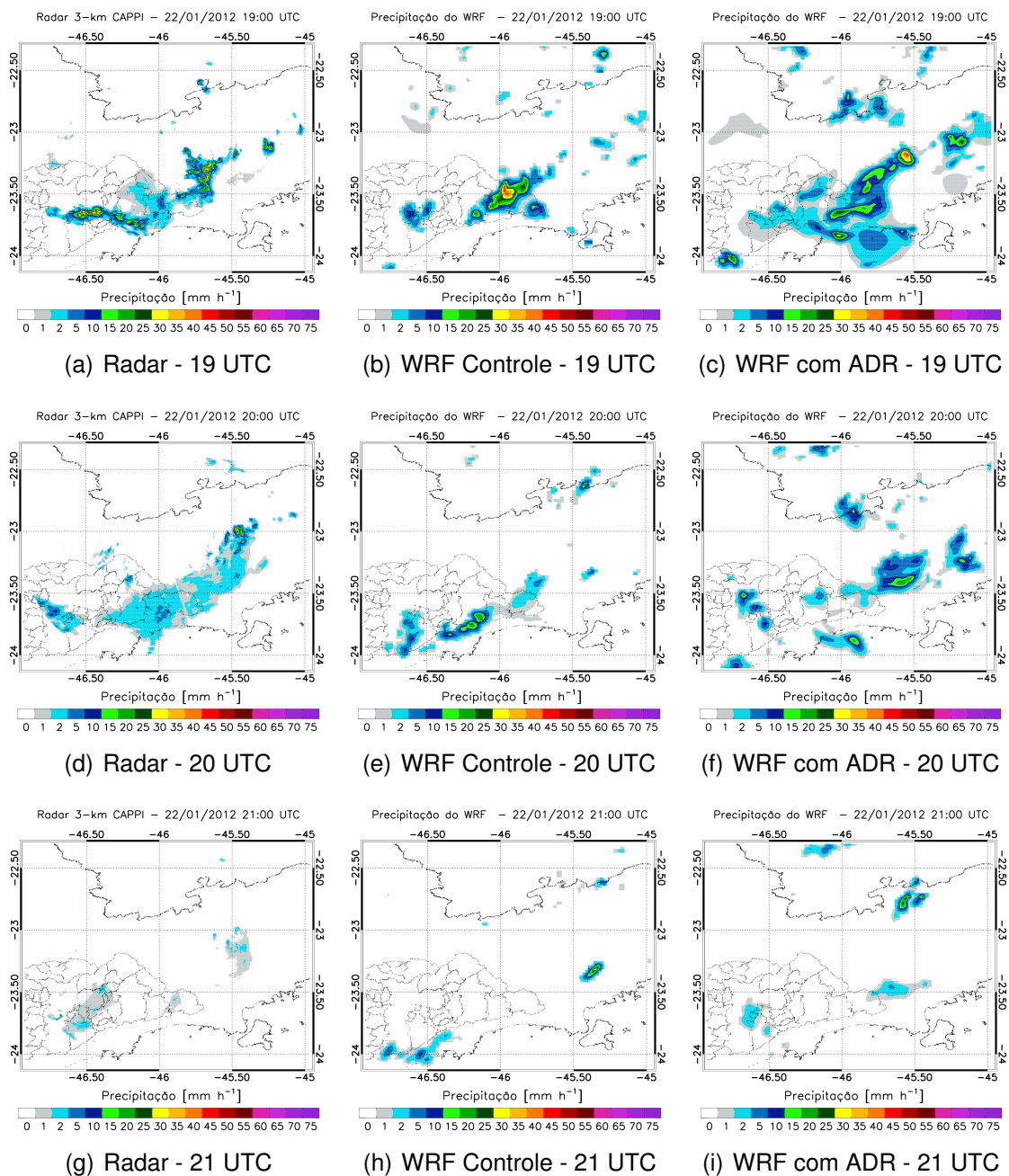


Figura 6.13 - Idem a figura 6.10, porém para o experimento 4.

relativamente bem a precipitação fraca nesta região.

O experimento 3 é um caso de precipitação intensa bem localizado no nordeste da RMSF. A assimilação de radar indireta conseguiu reproduzir relativamente bem esse sistema, inclusive sua intensidade. Por outro lado, quando a assimilação direta de refletividade foi empregada o sistema, apesar de bom posicionamento, não foi capaz de desenvolver-se e produzir a precipitação observada

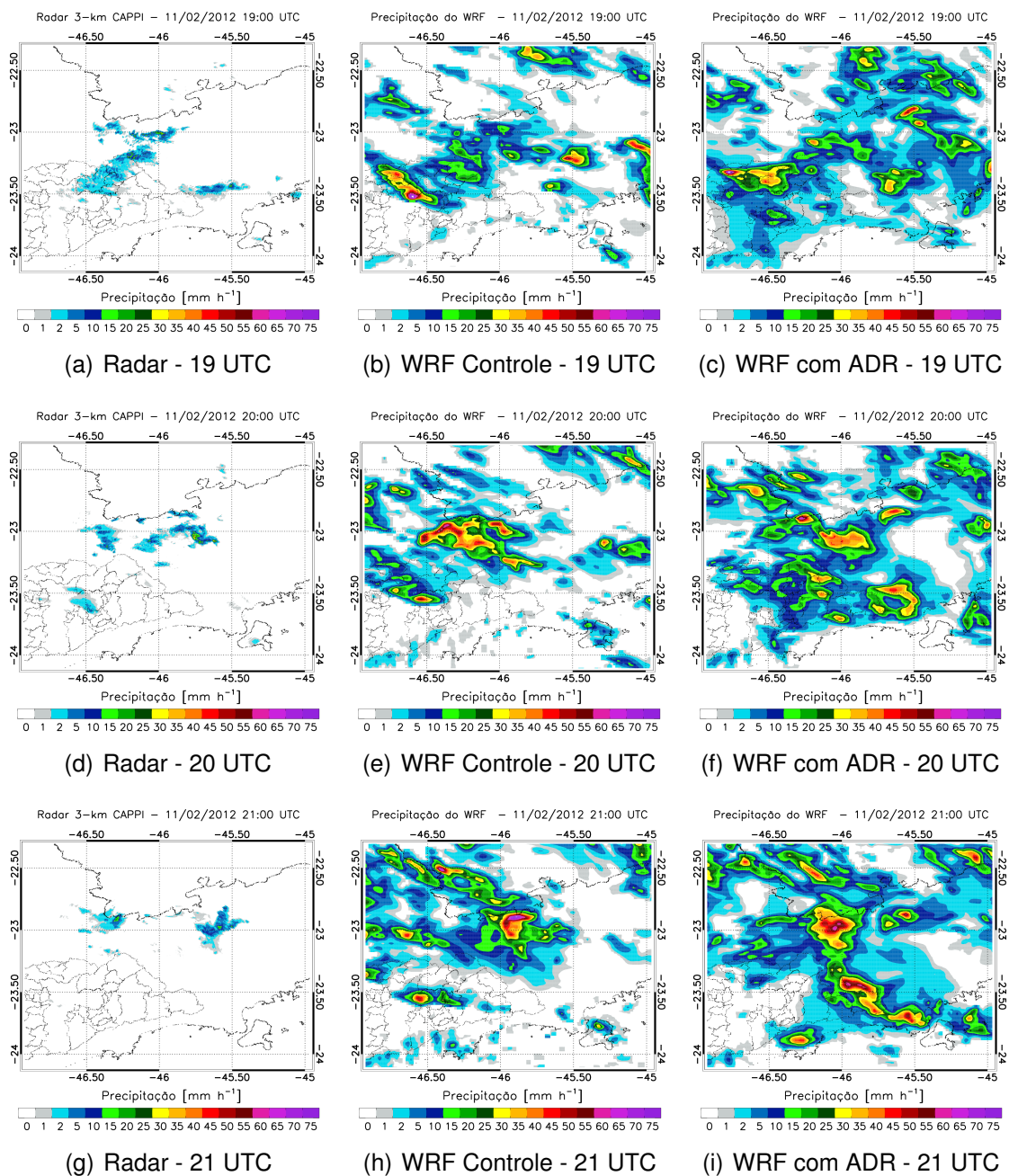


Figura 6.14 - Idem a figura 6.10, porém para o experimento 5.

pelo radar. Além disso, às 21 UTC, o sistema observado pelo radar com chuva fraca no leste do Vale do Paraíba praticamente já não existia na figura 5.25, mas no caso da assimilação indireta foi muito bem reproduzido, principalmente o núcleo com precipitação intensa observado no norte do Vale do Paraíba.

A simulação controle no experimento 4 consegue produzir um sistema no leste da RMSP e outro na cidade de São Paulo às 19 UTC, porém, com diferen-

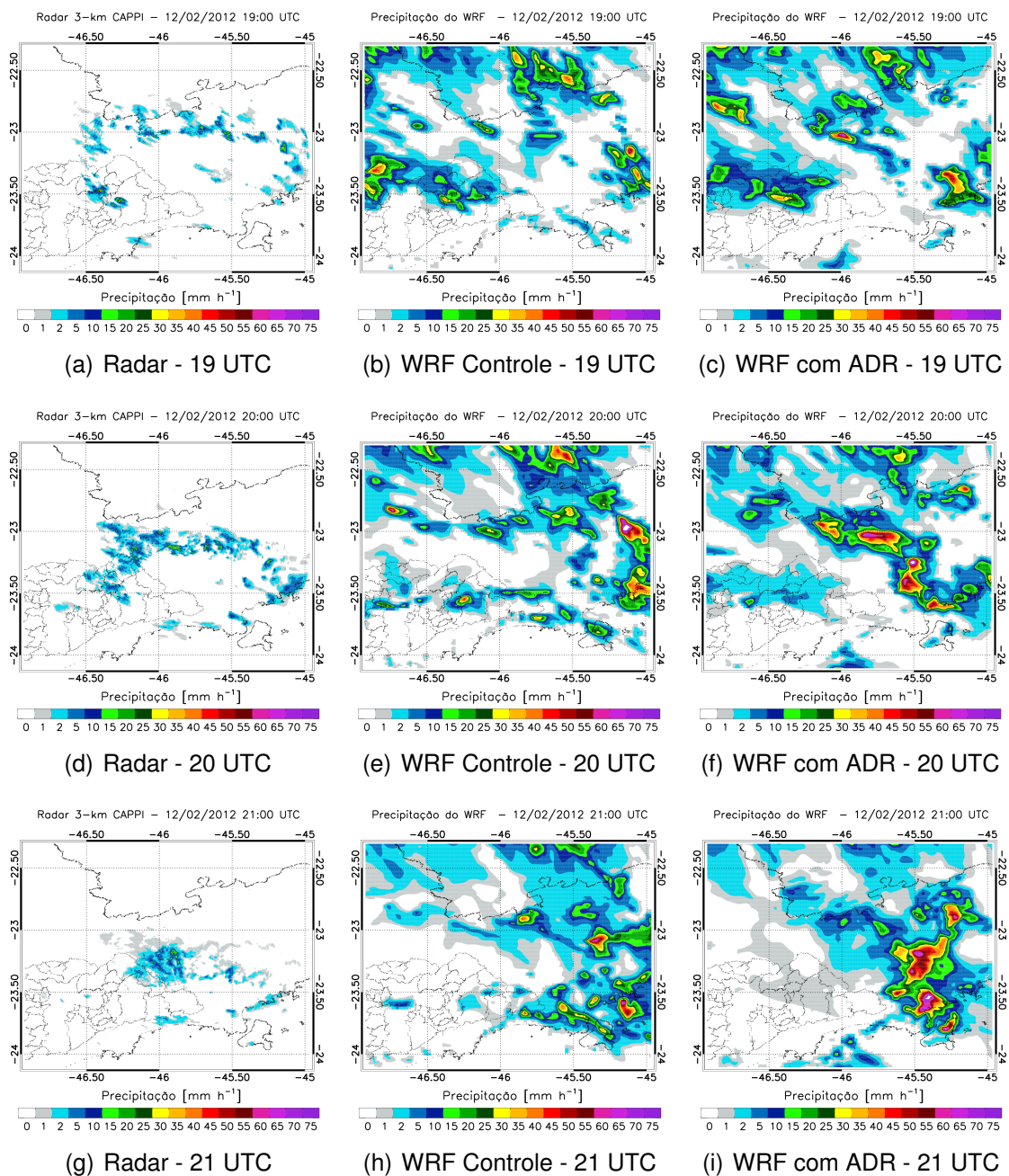


Figura 6.15 - Idem a figura 6.10, porém para o experimento 6.

ças importantes com relação à precipitação observada pelo radar, figura 6.13. No radar esses 2 sistemas são conectados formando uma única banda de precipitação, sendo que os maiores valores de precipitação ocorrem ao sul da zona leste de São Paulo e no Vale do Paraíba próximo a São Sojé dos Campos, enquanto que no controle a precipitação intensa ocorre a leste da RMSP. Com a assimilação indireta do radar, a aparência de uma banda de precipitação que se

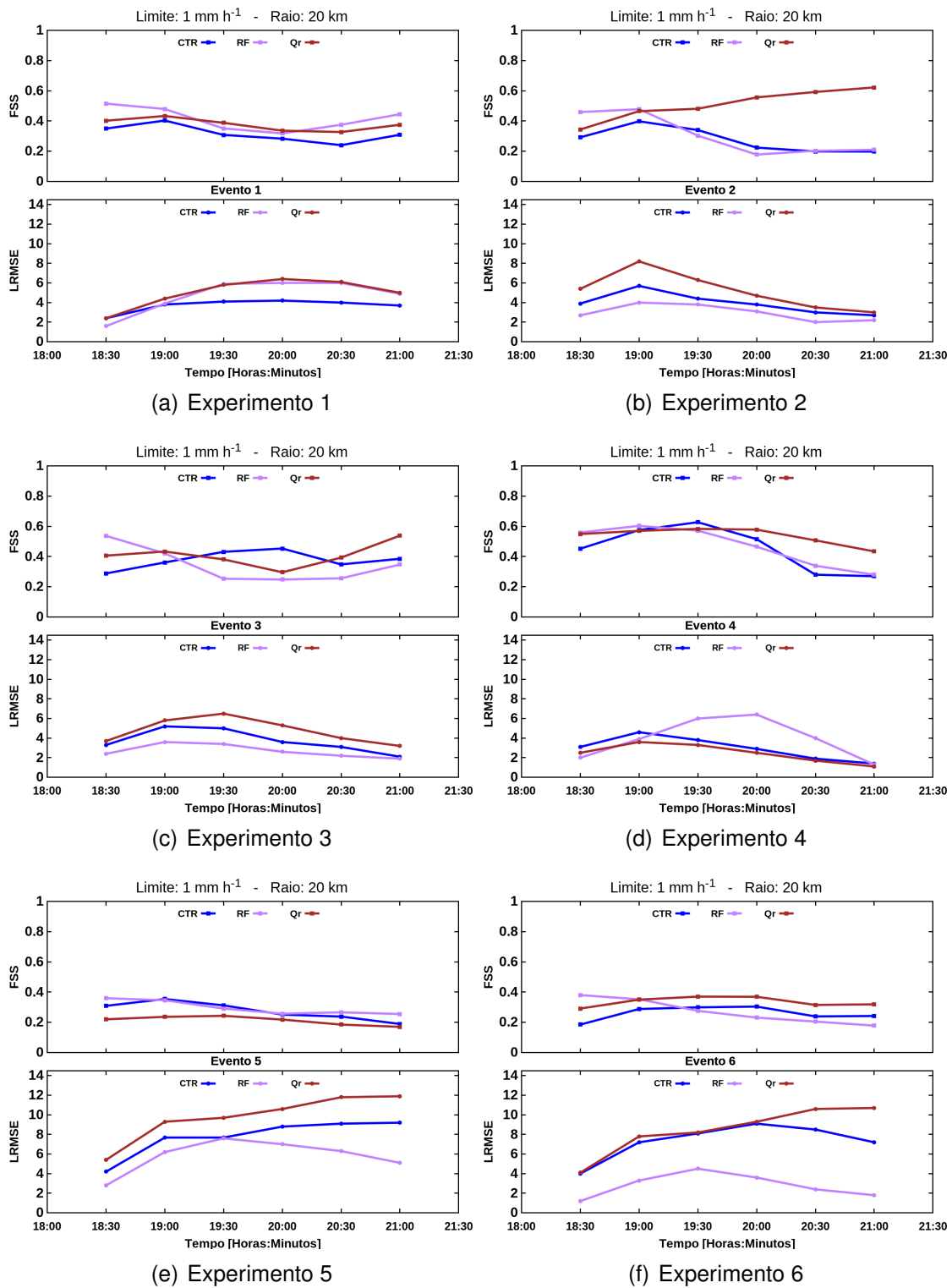


Figura 6.16 - FSS com raio de influência de 20 km e limite de 1 mm h^{-1} (painel superior) e LMSE (painel inferior).

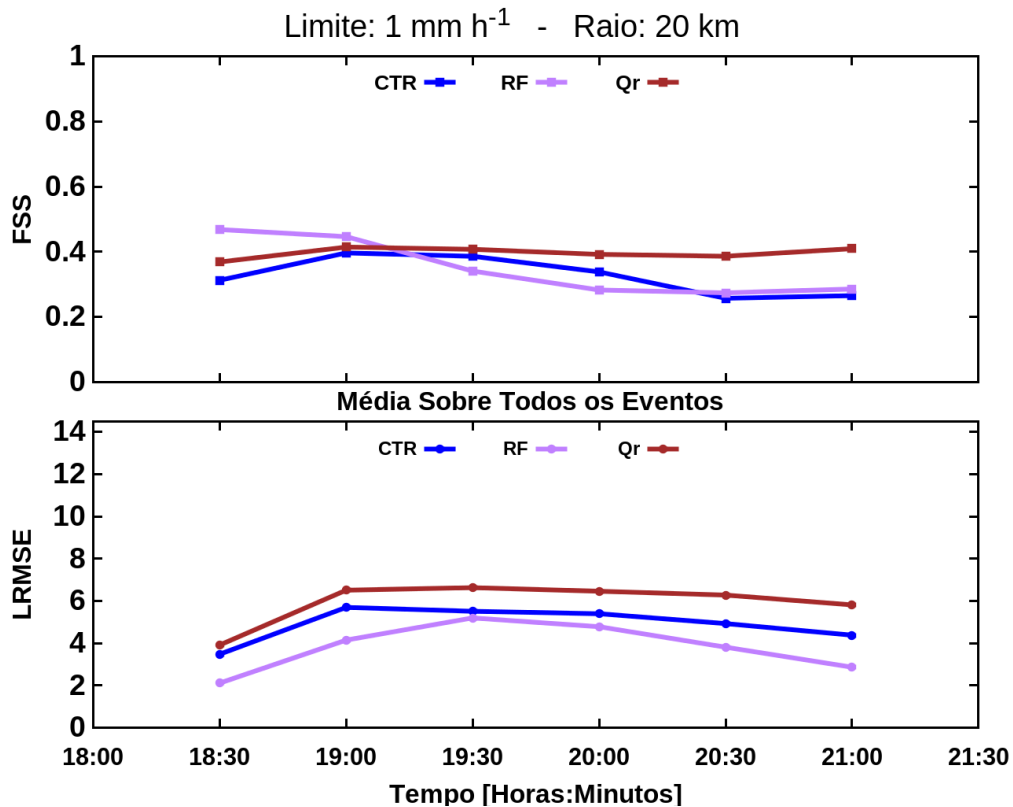


Figura 6.17 - FSS médio de todos os eventos com raio de influência de 20 km e limite de 1 mm h⁻¹ (painel superior) e LRMSE médio de todos os eventos (painel inferior).

extende desde a cidade de São Paulo até o fim do Vale do Paraíba fica mais evidente, além disso, o núcleo de precipitação intensa é reproduzido, porém com pequeno deslocamento. Para este horário, a figura 5.26 também apresenta bons resultados, inclusive melhores que aqueles observados na figura 6.13 na região sul da zona leste de São Paulo. Por outro lado, nos demais horários a previsão com assimilação direta produz um sistema muito intenso bem diferente daquele observado pelo radar, enquanto a precipitação no caso de assimilação indireta apresentou valores bem mais próximos à observação.

Como citado no capítulo 5, os experimentos 5 e 6 tem a mesma forçante de grande escala e ambos não apresentaram bons resultados com a assimilação direta de refletividade. A assimilação indireta não apresentou muita melhora para esses 2 eventos, mas é observada uma alteração importante no experimento 6. Com assimilação direta praticamente toda a precipitação do experimento 6 foi eliminada com relação ao controle, enquanto que ao fazer assimilação indireta, a precipitação foi mantida, apresentando alguma melhora, principalmente às 20 UTC, mas ainda com muita superestimativa. De forma geral, ambos os experi-

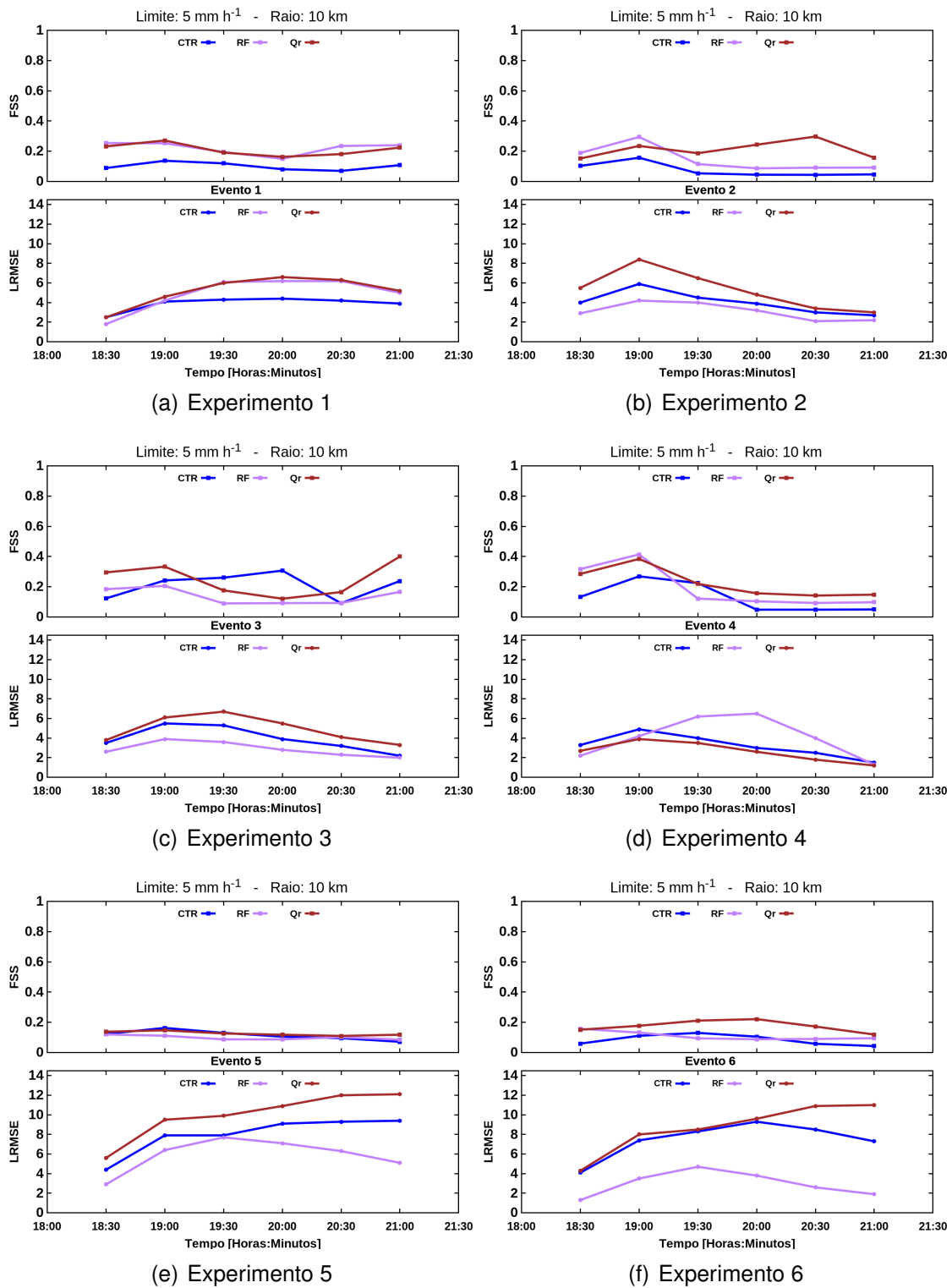


Figura 6.18 - FSS com raio de influência de 10 km e limite de 5 mm h⁻¹ (painel superior) e LRMSE (painel inferior).

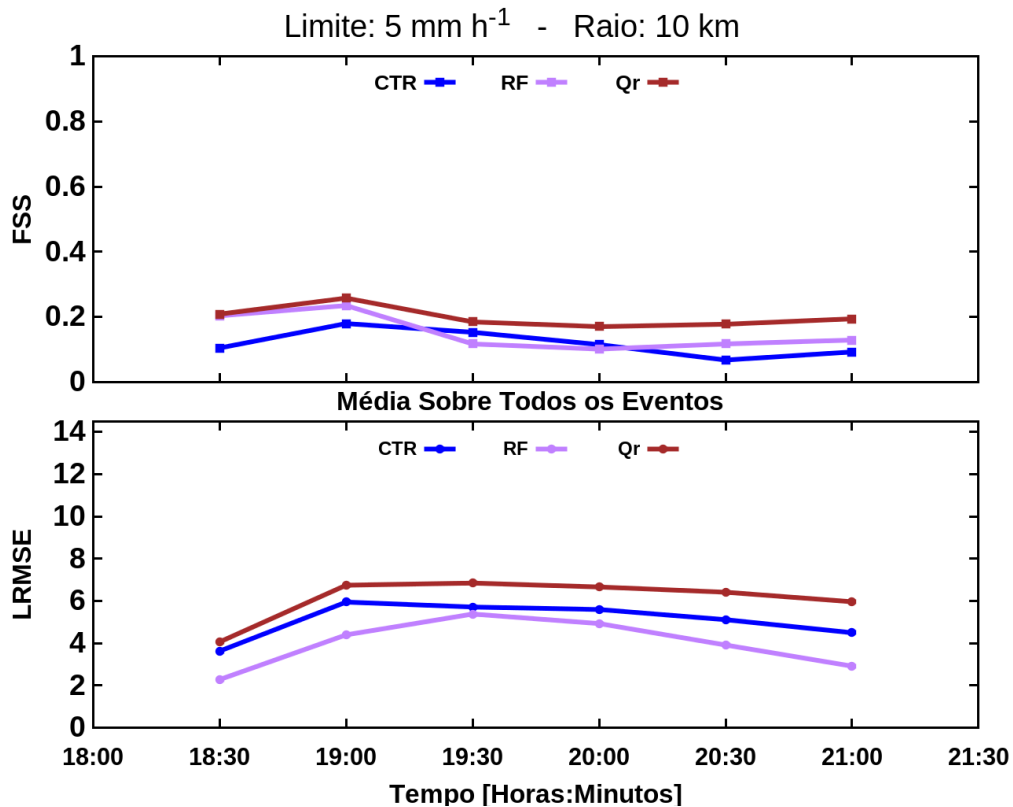


Figura 6.19 - FSS médio de todos os experimentos com raio de influência de 10 km e limite de 1 mm h⁻¹ (painel superior) e LRMSE médio de todos os experimentos (painel inferior).

mentos tiveram baixo desempenho com muito mais precipitação do que aquela observada pelo radar. Um possível explicação é o fato de inserir incrementos positivos (em alguns casos muito altos) de razão de mistura de água líquida em um ambiente propício ao desenvolvimento de sistemas convectivos e somado ao aumento da falta de balanço da análise após o processo de assimilação que pode desencadear a formação de inúmeros sistemas convectivos espúrios e estes desenvolverem em sistemas com muita precipitação, uma vez que existe um ambiente de grande escala que permite tal desenvolvimento.

A avaliação quantitativa dos campos de precipitação para cada experimento é apresentada nas figuras 6.16 e 6.18 para os limites de 1 e 5 mm h⁻¹, respectivamente, utilizando o FSS e o LRMSE. A média entre todos os experimentos também é mostrada nas figuras 6.17 e 6.19 para os mesmos limites de precipitação.

De forma geral, para o experimento 1, a assimilação indireta não produziu ganho com relação à assimilação direta de acordo com os resultados do FSS e do LRMSE. Observe na figura 6.16a que a assimilação indireta tem FSS infe-

rior em alguns horários e o LRMSE é praticamente o mesmo, sendo um pouco maior no início. No caso de precipitação mais intensa, figura 6.18a, a diferença é ainda menor, sendo ambos os experimentos muito similares. Como citado anteriormente na avaliação visual dos campos, houve um pequeno ganho no posicionamento dos sistemas quando utilizada a assimilação indireta, por outro lado, a superestimativa foi bem maior e estes 2 fatores estão fazendo com que o resultado final seja de pouca diferença. É importante ressaltar que ambos os casos ainda são melhores que o caso controle, ou seja, sem assimilação de dados de radar.

No experimento 2 o ganho com a assimilação indireta foi expressivo após a primeira hora de previsão, principalmente para o limite de 1 mm h^{-1} , figura 6.16b. No caso de precipitação mais intensa, maior que 5 mm h^{-1} , o ganho também foi grande, porém menor que no primeiro caso. Em contrapartida, o LRMSE em ambos os casos foi maior para a assimilação indireta. Este resultado combinado mostra que assimilando razão de mistura de água de chuva o modelo conseguiu reproduzir melhor os sistemas convectivos e sua distribuição espacial, porém, os valores de precipitação foram superestimados.

O FSS de 1 e 5 mm h^{-1} para o experimento 3, figuras 6.18c e 6.18c, mostram que a assimilação indireta foi bem superior ao experimento com assimilação direta de refletividade. Como observado nos experimentos anteriores, a superestimativa no valor de precipitação é um problema recorrente da assimilação indireta e mais uma vez o LRMSE mostra que o erro para a assimilação indireta foi superior.

Os resultados estatísticos para o experimento 4 reproduzem bem o que foi discutido sobre o campo de precipitação. Ambos os experimentos, com assimilação direta e indireta, reproduzem bem inicialmente o sistema convectivo estudado, porém, com assimilação direta o sistema desenvolve-se com intensidade bem superior à observação, elevando o valor do LRMSE por volta de 20 UTC. É justamente a partir deste instante que a assimilação indireta apresenta melhores resultados também no FSS, Figuras 6.16d e 6.18d. É importante ressaltar também que o experimento 4 com assimilação indireta é o único com LRMSE menor que a assimilação direta e o controle juntos.

O experimento 5 é um exemplo negativo da assimilação indireta, o FSS é menor e o LRMSE é sensivelmente maior, figuras 6.16e e 6.18e, com relação à assimilação direta e ao controle. O experimento 6, apesar de ser um sistema semelhante ao 5, mostrou ganho com relação à assimilação direta. O FSS foi superior em quase todos os instantes, exceto nos primeiros 30 minutos, para o

limite de 1 mm h^{-1} e em toda a previsão de 6-h para o limite de 5 mm h^{-1} . A eliminação de praticamente toda a precipitação com assimilação direta, somado ao fato de que este sistema não provocou precipitação muito intensa, justifica o baixo valor de LRMSE para assimilação direta.

O resultado médio, sobre todos os experimentos, do FSS e do LRMSE, figuras 6.17 e 6.19, mostram que na média a assimilação indireta aumenta o FSS, porém, aumenta também LMRSE. Portanto, se levar em conta somente o acerto da ocorrência de precipitação para um determinado limite, pode-se dizer que a assimilação indireta traz vantagens significativas, por outro lado, se a análise levar em conta o valor absoluto da precipitação, concluir-se-á que a assimilação indireta produz muito mais precipitação do que é observado, aumentando substancialmente o erro. Desta forma, dadas as vantagens da assimilação indireta, o ideal é buscar meios de reduzir a superestimativa observada nesta metodologia. Uma possibilidade é avaliar se a relação $Z-q_r$ original é uma boa aproximação para os sistemas estudados no trabalho ou o desenvolvimento de uma equação específica para o experimento CHUVA traria algum benefício no campo de precipitação previsto. Na próxima seção os resultados aplicando a nova relação $Z-q_r$ (ver seção 4) são apresentados.

6.2.2 Nova Equação $Z-q_r$

A nova relação $Z-q_r$ calculada através dos dados do projeto CHUVA durante a campanha do Vale do Paraíba foi implementada no WRFDA 3D-Var e foram repetidos os mesmos experimentos já discutidos na seção 6.2.1.

Os campos interpolados da observação, do *background*, da inovação e do incremento são apresentados nas Figures de 6.20 até 6.25. Comparando, para cada experimento, os resultados utilizando a nova relação $Z-q_r$ com aqueles da seção anterior onde foi empregada a relação original, nota-se que as correções tendem a ser menores, ou seja, o *background* necessita de menos ajustes, mostrando que os ciclos anteriores foram mais eficientes. O experimento 3, figura 6.22, é um bom exemplo da correção do *background* nos ciclos anteriores, note que a precipitação intensa no noroeste da RMSP foi praticamente eliminada nos ciclos anteriores e chega ao último ciclo necessitando de menos correção. Este fato tem grandes implicações no resultado final da previsão do ponto de vista de balanço da análise. Quando existe uma mudança muito brusca para obter a análise, ou seja, valores altos do incremento, os campos termodinâmicos e microfísicos da análise tendem a ficar menos balanceados, podendo ter resultado prejudicial na previsão executada a partir desta análise.

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

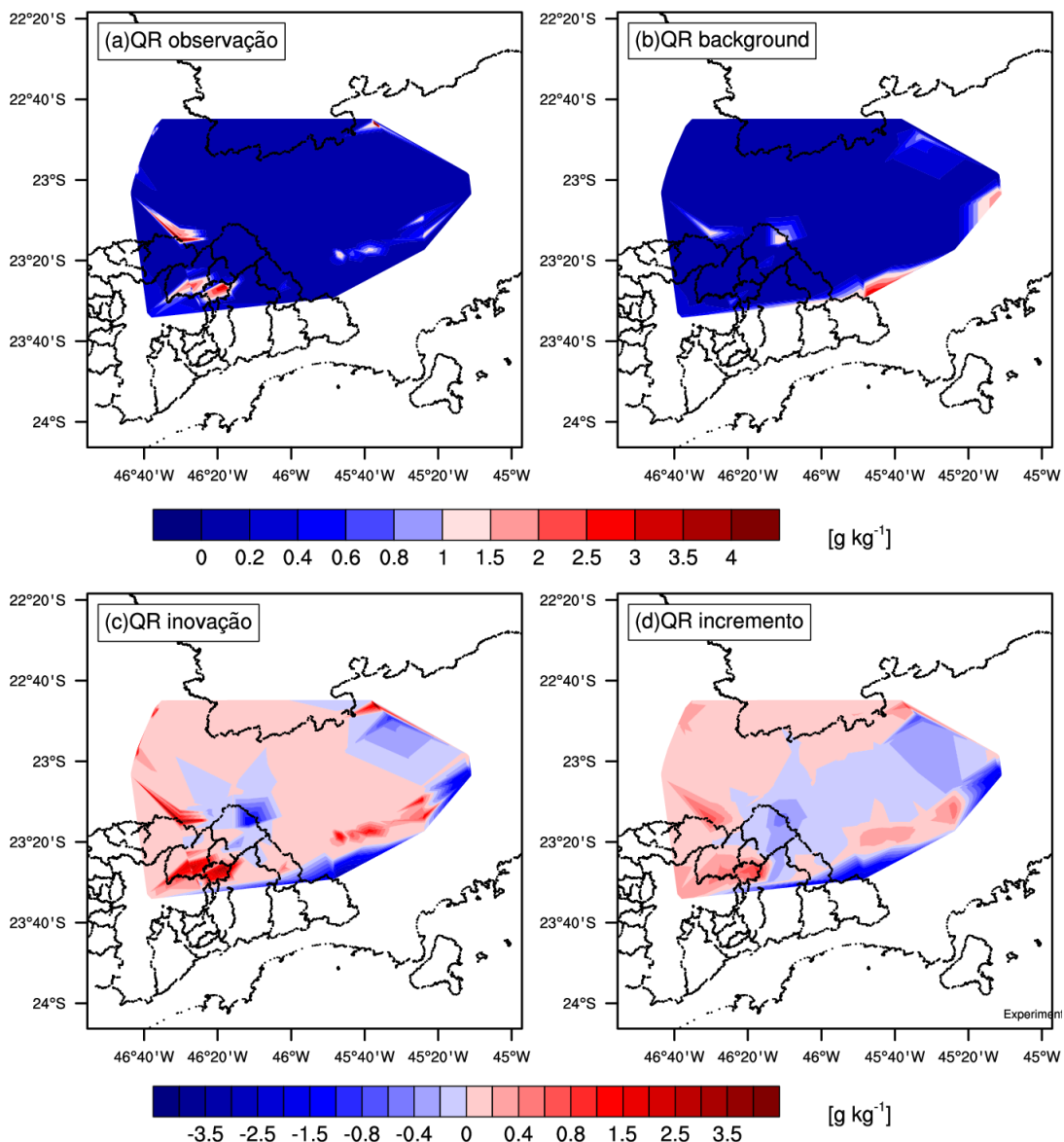


Figura 6.20 - Razão de mistura de água de chuva: (a) observada pelo radar; (b) *background*; (c) inovação (observação menos o *background*) e (d) incremento (análise menos *background*). Todas as figuras referem-se à camada de 3km de altura com valores em $[g\ kg^{-1}]$ para o experimento 1.

Os perfis verticais médios da observação, de O-B e de O-A são apresentados na figura 6.26. Nota-se que em todos os casos o O-A é menor que o O-B, mostrando que na média houve ganho com a assimilação de dados de radar. Comparando estes resultados com aqueles da figura 6.8, observa-se que em quase todos os experimentos fica evidente que O-A para a assimilação com a nova relação $Z-q_r$ é menor do que a diferença O-A para a relação original. Desta

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

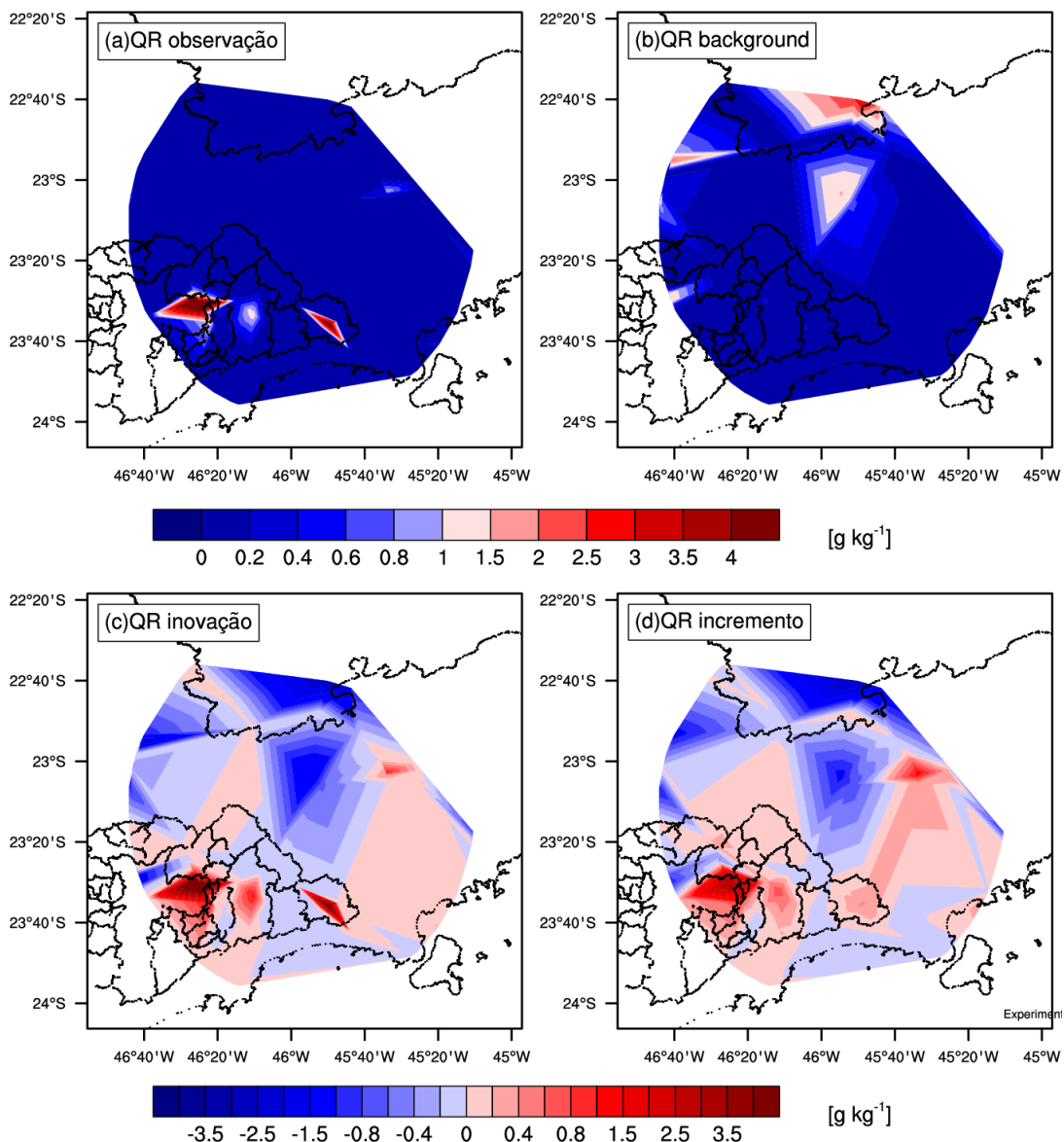


Figura 6.21 - Idem à figura 6.20, porém para o experimento 2.

forma, o impacto da nova relação é deixar a análise mais próxima da observação, mostrando impacto positivo da sua inclusão no WRFDA. O perfil médio de todos os experimentos, figura 6.27, mostra que de fato a nova relação reduz a diferença O-A, comparada à figura 6.9.

Os resultados mostrados acima sugerem que, na média geral, houve melhoria da análise quando empregou-se a nova relação Z-q_r. É avaliado agora o impacto desta mudança no campo de precipitação da previsão gerada a partir das novas análises. Os resultados são apresentados nas figuras de 6.28 à 6.33.

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

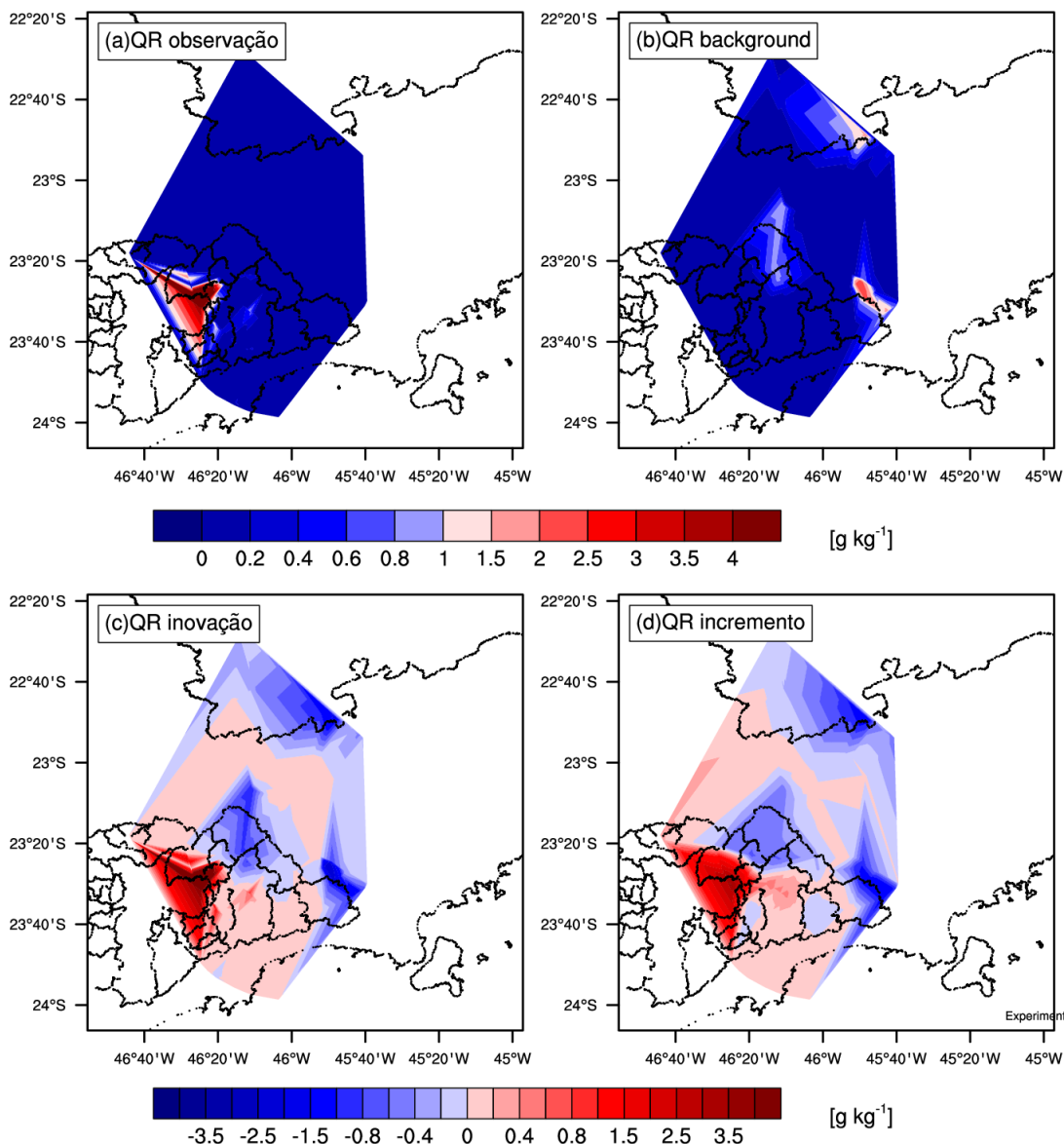


Figura 6.22 - Idem à figura 6.20, porém para o experimento 3.

Observa-se no experimento 1, Figura 6.28, que houve ganho substancial no campo de precipitação, principalmente sobre a RMSP, melhorando o posicionamento do núcleo de precipitação nesta região e também reduzindo o falso alarme. A intensidade da precipitação no Vale do Paraíba também ficou mais próxima da observação, porém o posicionamento não foi corrigido totalmente.

No experimento 2, figura 6.29, o ganho no início (19 UTC) é evidente. A superestimativa observada na figura 6.11 é reduzida, mostrando claramente os dois núcleos de precipitação que também são observados pelo radar. Nos de-

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

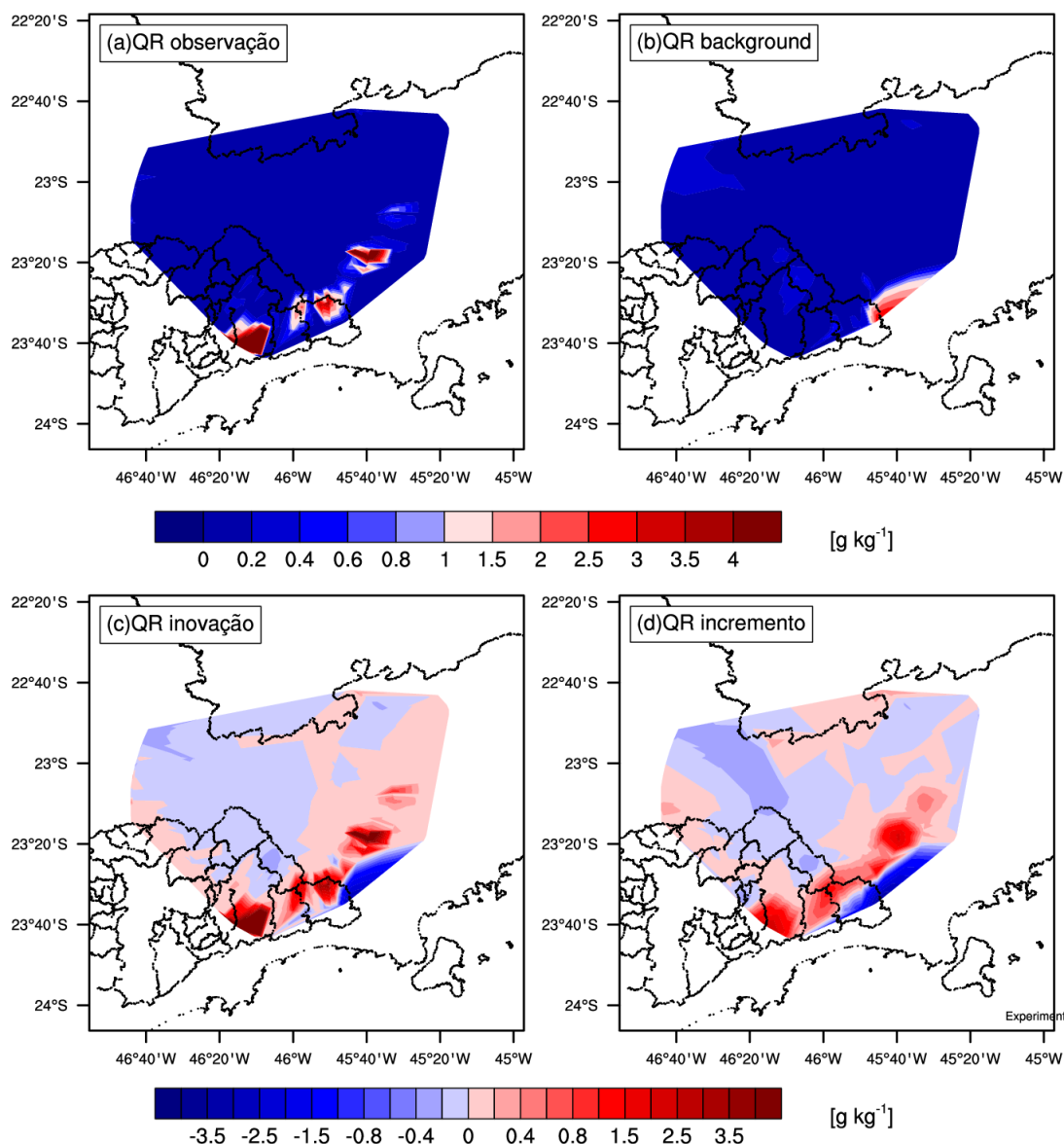


Figura 6.23 - Idem à figura 6.20, porém para o experimento 4.

mais horários não se observa o mesmo impacto inicial.

O experimento 3, figura 6.30, é provavelmente aquele que mais beneficiou-se da inclusão da nova relação $Z-q_r$. Observa-se claramente melhora no posicionamento do núcleo de precipitação na RMSD e no decorrer do tempo a previsão consegue reproduzir o avanço deste sistema sobre o Vale do Paraíba. Note que o núcleo de precipitação observado às 20 UTC sobre a RMSD na figura 6.12 e inexistente no radar é totalmente eliminado com o emprego da nova relação $Z-q_r$.

O experimento 4, figura 6.31, não tem desempenho tão positivo como ob-

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

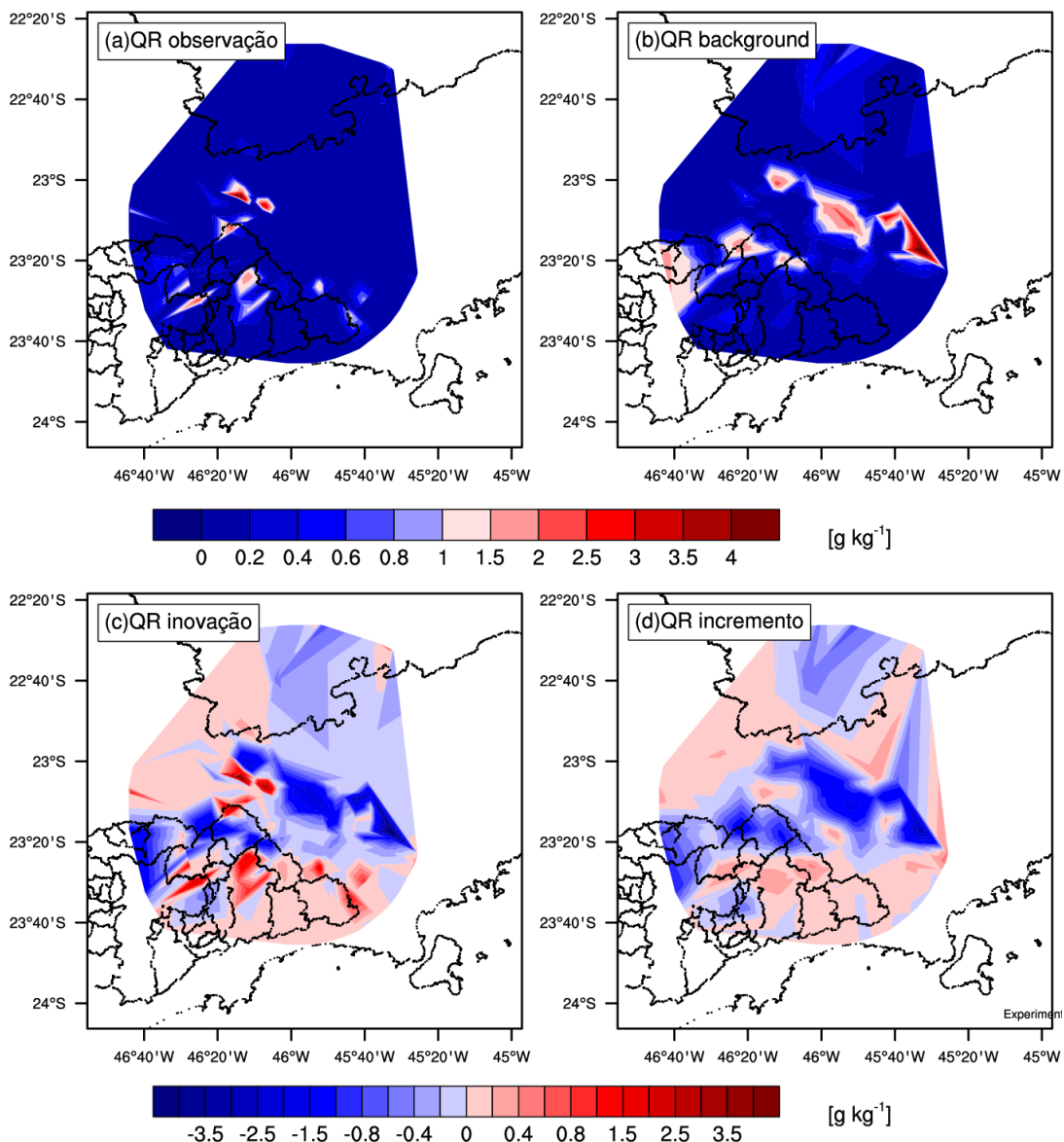


Figura 6.24 - Idem à figura 6.20, porém para o experimento 5.

servado no experimento 3. A precipitação na RMSR observada pelo radar às 19 UTC mostra valores altos e concentrados em uma estreita banda de precipitação, contudo, a previsão com a relação $Z-q_r$ original, figura 6.13, não conseguiu reproduzir esta intensidade corretamente. Por outro lado, com a nova relação a intensidade ficou mais próxima do observado, porém, cobriu uma área muito maior, superestimando a precipitação nas regiões vizinhas. Nos demais horários a distribuição espacial dos núcleos convectivos, principalmente no Vale do Paraíba, ficou bem diferente da observação e ainda produziu uma região com

Razão de Mistura de Água Líquida - Altura: 3000 m

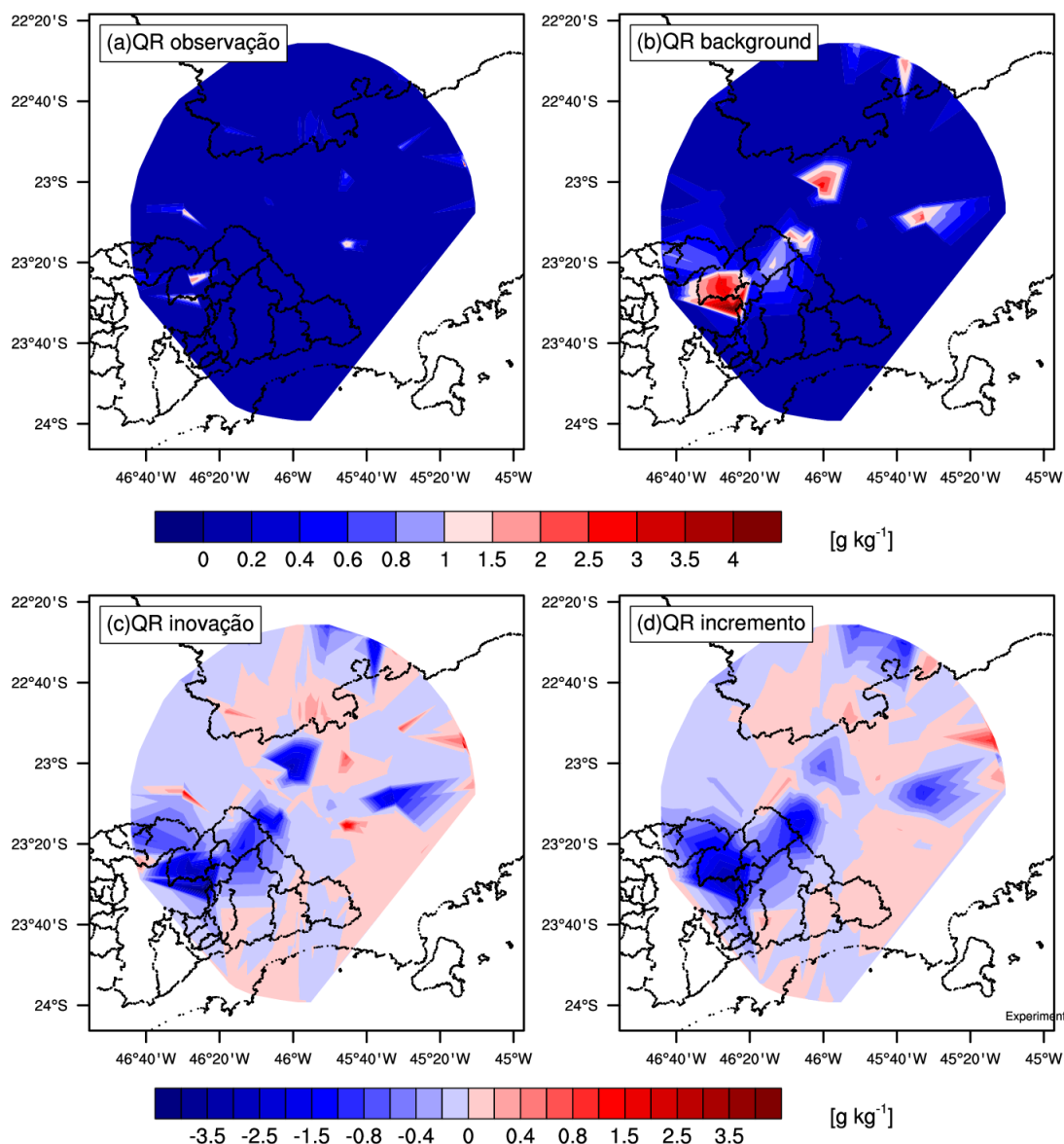


Figura 6.25 - Idem à figura 6.20, porém para o experimento 6.

precipitação intensa próxima à fronteira de São Paulo com Minas Gerais que não tem correspondente no dado de radar. Portanto, para este experimento, apesar de alguns benefícios, no geral a previsão ficou um pouco pior.

No experimento 5, figura 6.32, é notável que ainda existe muita super estimativa, contudo, houve uma redução considerável comparada à figura 6.14. Observe também que às 21 UTC, apesar do alto valor de precipitação, o alinhamento do sistema é muito mais coerente do que na simulação anterior, onde havia um sistema perpendicular ao Vale do Paraíba. O maior ganho neste ex-

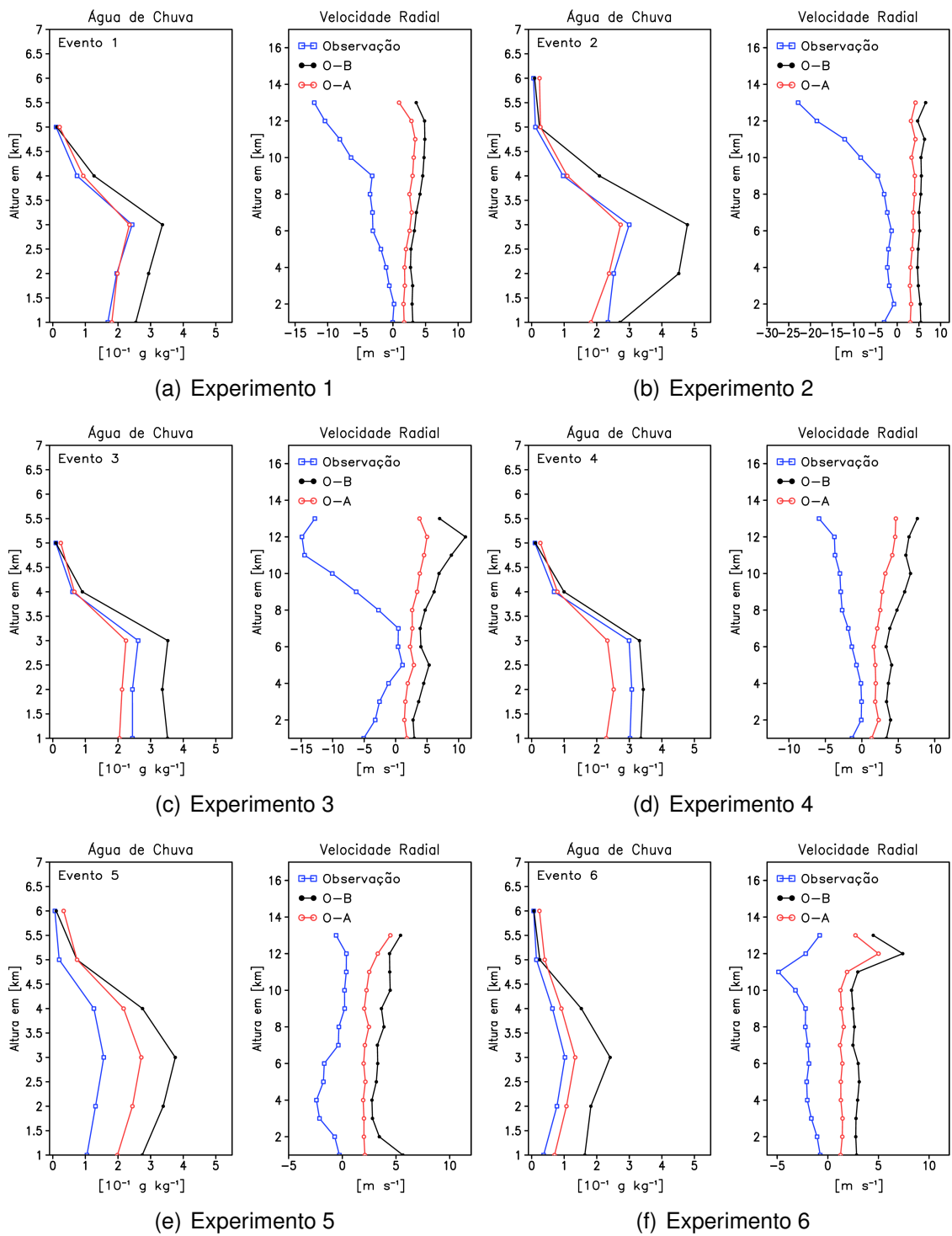


Figura 6.26 - Perfil vertical médio (média horizontal) da observação, do *background* e da análise para a refletividade e velocidade radial.

perimento é, de fato, a sensível redução das regiões com precipitação de baixa intensidade. Como foi mostrado na seção 4.2, a nova relação $Z-q_r$ tende a reduzir

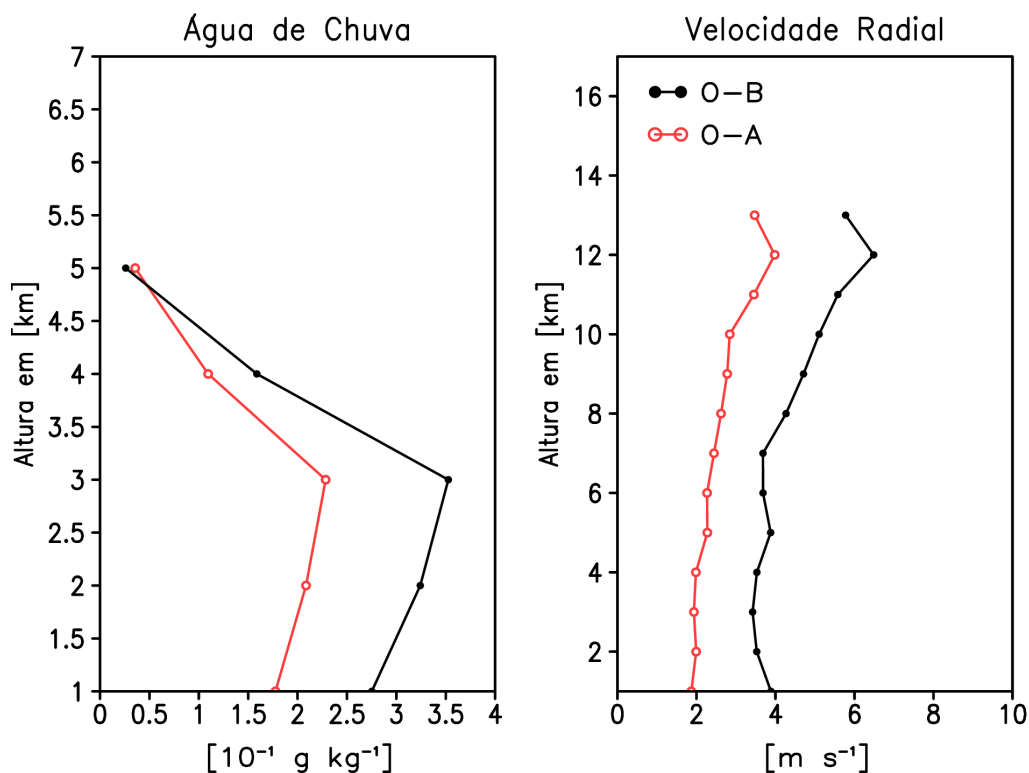


Figura 6.27 - Perfil vertical médio (média horizontal e sobre os 6 experimentos) dos módulos da diferença entre a observação e o *background* (O-B) e da diferença entre a observação e a análise (O-A) para a refletividade e velocidade radial.

com maior eficiência a água de chuva em regiões com baixa refletividade.

O experimento 6, figura 6.33, também apresenta melhora, apesar de ainda superestimar a precipitação. Nos 3 horários é possível observar que houve grande melhora no posicionamento do sistema precipitante, apesar de ainda apresentar núcleos com convecção intensa não observados no radar. A precipitação às 21 UTC na nova previsão apresenta melhora na localização e na intensidade, ficando bem mais coerente com relação ao observado pelo radar.

A avaliação estatística através do FSS e do LRMSE comprovam o ganho na previsão de precipitação no experimento 1 quando utilizada a nova relação $Z-q_r$, ver figuras 6.34 e 6.36. Observe que para o limite de 1 mm h^{-1} o FSS é sempre maior do que na versão anterior, mostrando o ganho no acerto da ocorrência de precipitação. Além disso, também fica evidente a redução da superestimativa mostrada pela redução do LRMSE. No caso do limite de 5 mm h^{-1} a melhora não ocorreu em todos os tempos, mas um pequeno ganho também é observado. No experimento 2, apesar de ser menos evidente, também é possível observar impacto positivo, principalmente no limite de 5 mm h^{-1} . O LRMSE para este ex-

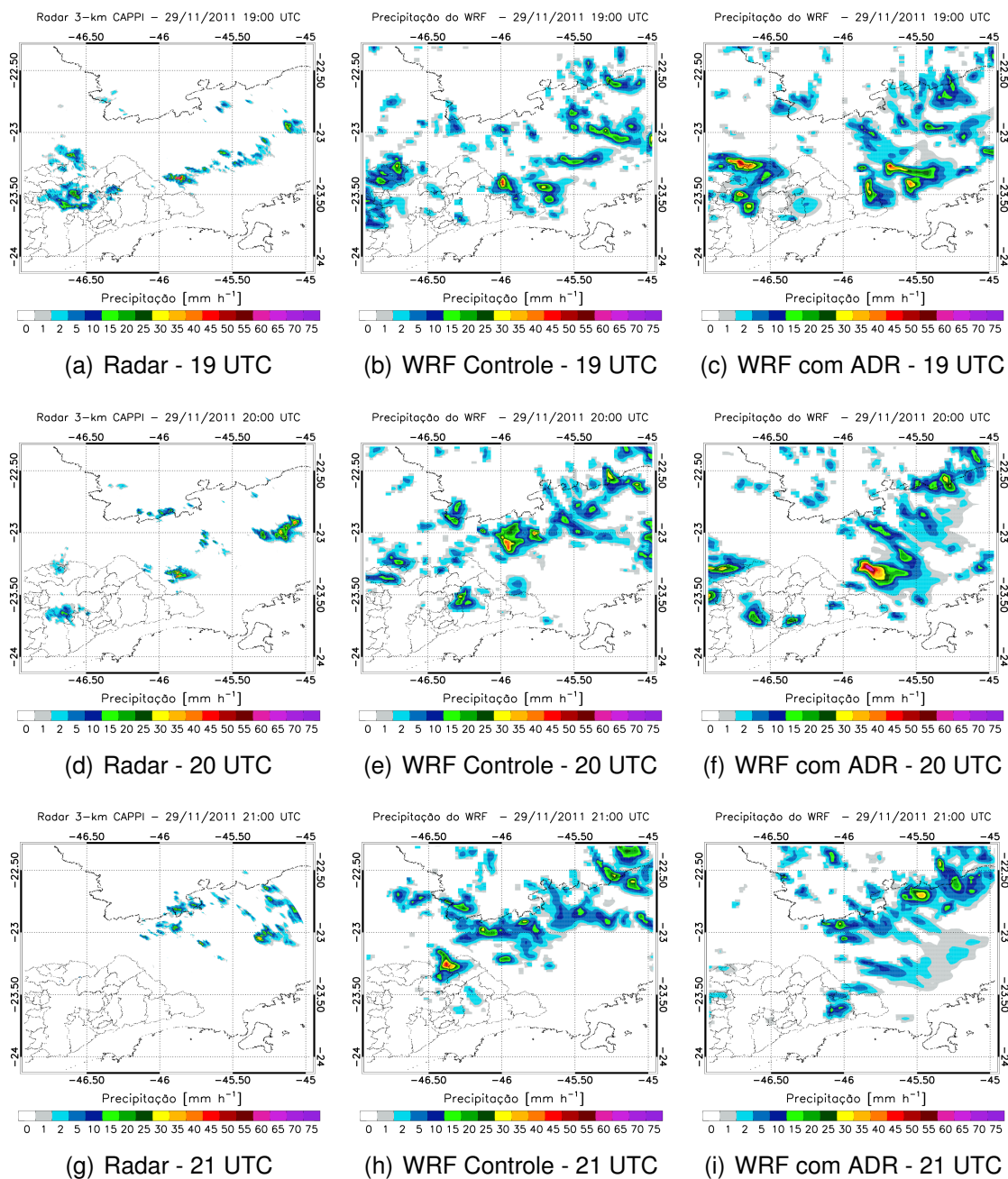


Figura 6.28 - Precipitação acumulada em 1 hora para a observação com radar, simulação controle e simulação com assimilação de dados de radar (ADR) para o experimento 1.

perimento mostra também redução do erro, ganho com a nova equação. Como já discutido anteriormente, o experimento 3 apresentou grande ganho com a nova equação e este resultado reflete o alto FSS para os limites de 1 e 5 mm h^{-1} . No início da previsão também houve redução do LRMSE, mas ao final houve aumento do erro e este superou as demais previsões. De qualquer forma, o ga-

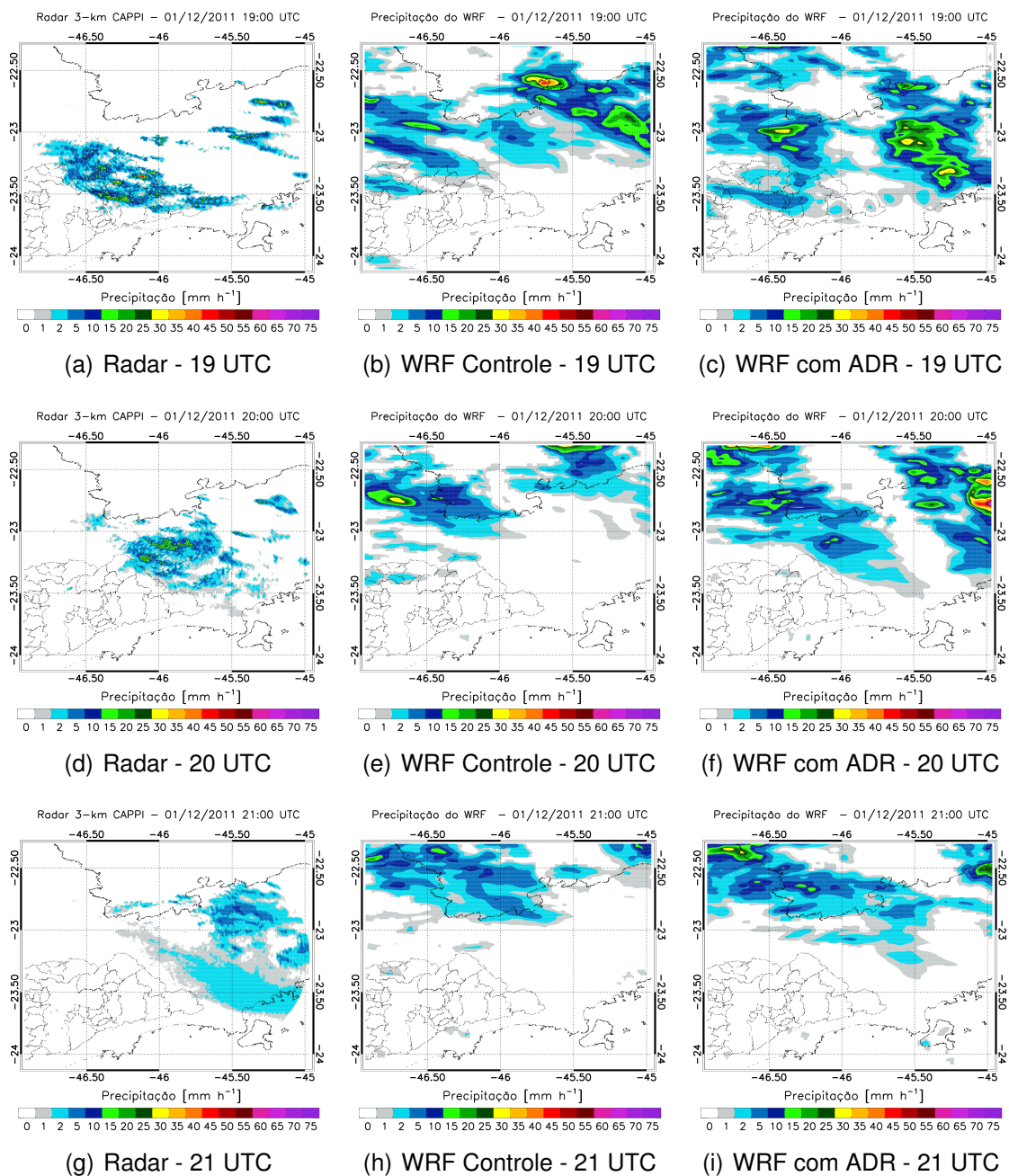


Figura 6.29 - Idem a figura 6.10, porém para o experimento 2.

no obtido neste experimento foi muito significativo. No experimento 4 é possível observar ganho apenas para o limite de 5 mm h^{-1} , mostrando que houve ganho somente para precipitação mais intensa. No experimento 5, apesar de todas as previsões apresentarem baixo FSS, a previsão com a nova equação proporcionou o maior FSS. Para o limite de 1 mm h^{-1} os resultados são bem próximos à assimilação direta de refletividade e próximo do controle, ou seja, bem melhor

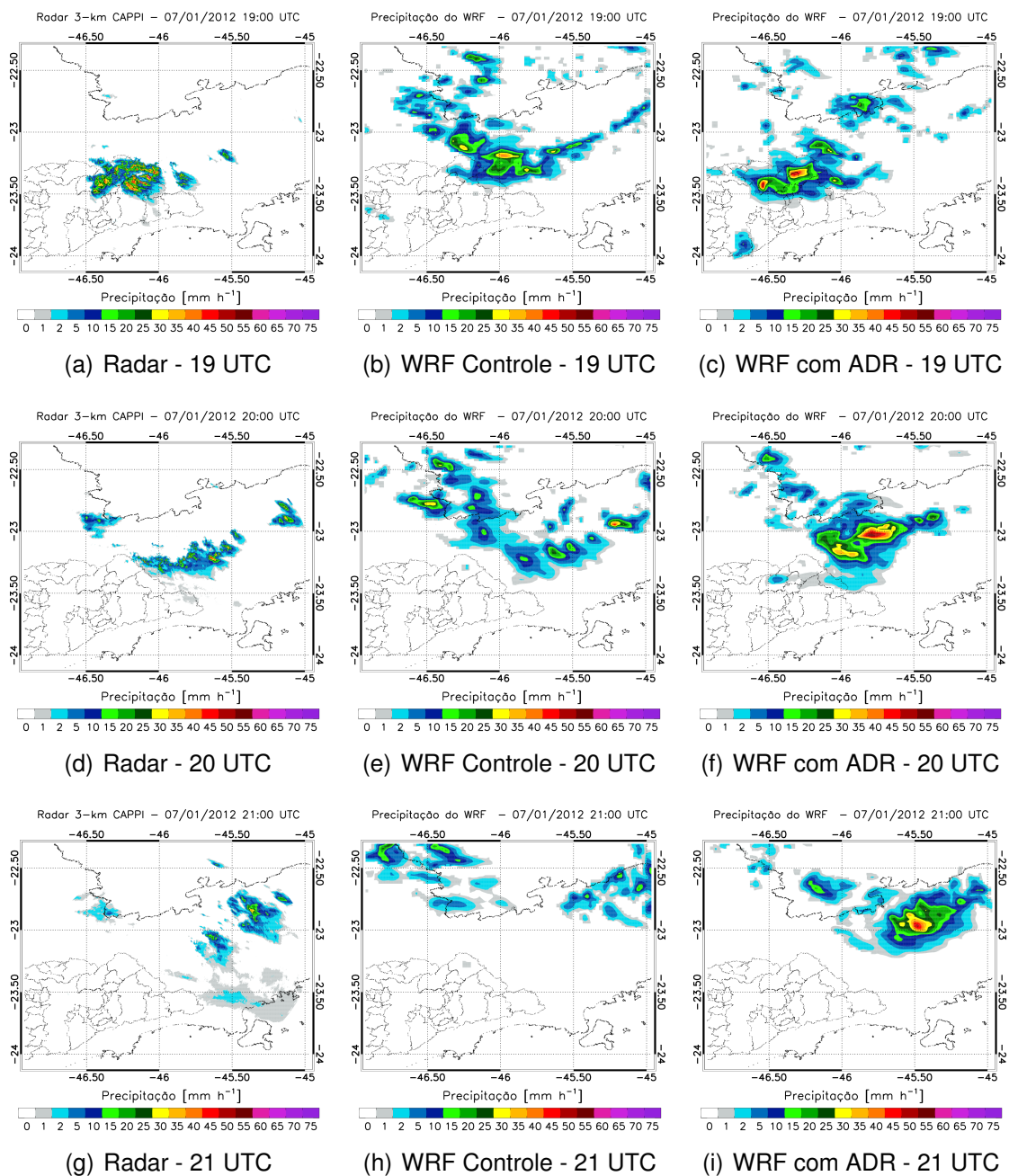


Figura 6.30 - Idem a figura 6.10, porém para o experimento 3.

que a assimilação indireta com a relação $Z-q_r$ original, que ficou sempre menor ao controle. Para o limite de 5 mm h^{-1} a nova relação conseguiu superar todas as outras previsões anteriores. Além dos resultados positivos com o FSS, o LRMSE apresentou ganhos ainda mais expressivos, ficando próximo ao controle. Este resultado implica que foi possível obter maior acerto da ocorrência de precipitação para um dado limite sem aumentar a super estimativa da precipitação, como foi

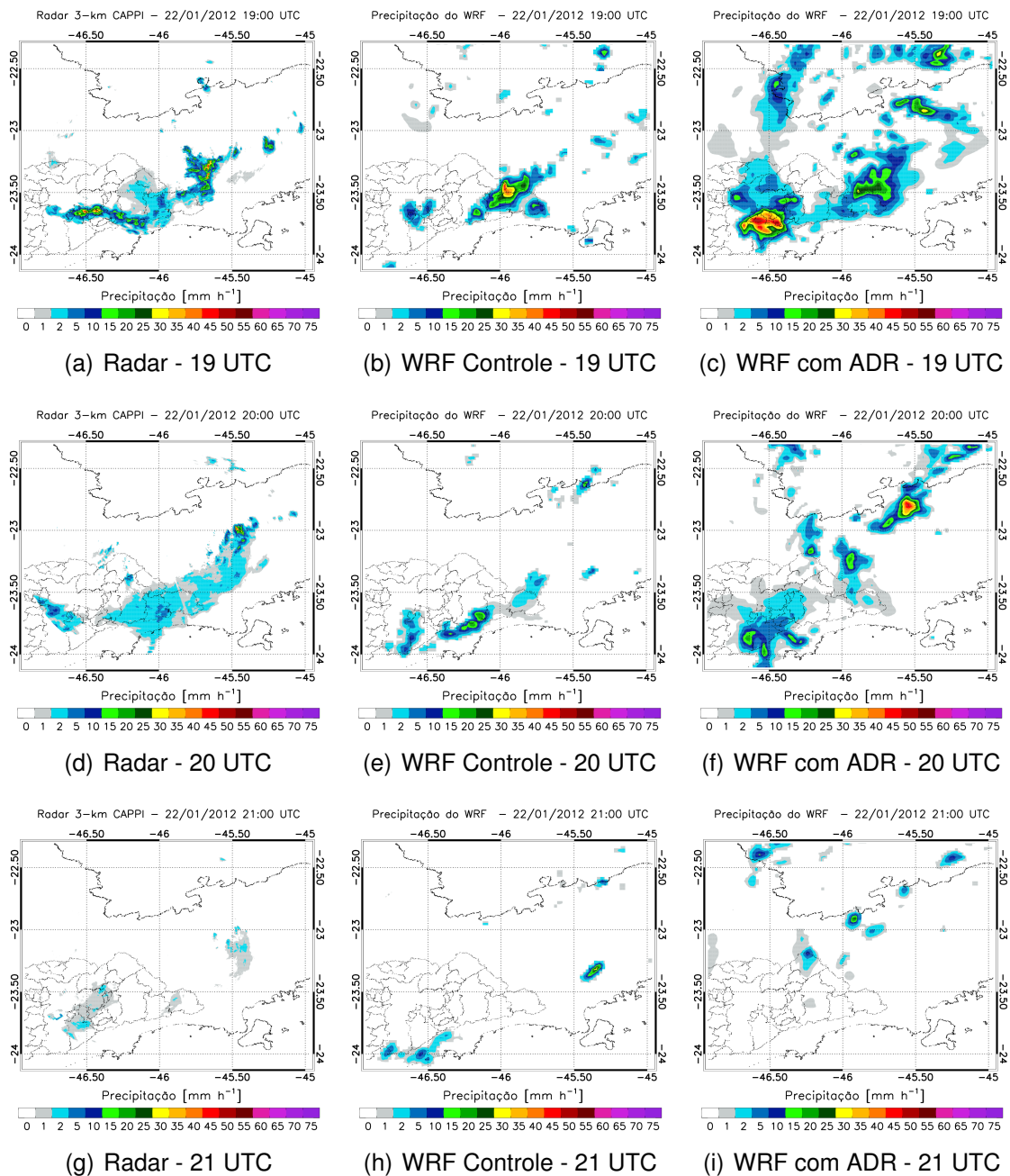


Figura 6.31 - Idem a figura 6.10, porém para o experimento 4.

comum ocorrer com a relação $Z-q_r$ original. Finalmente o experimento 6, comprovando o que foi visto nos campos de precipitação, não fez um bom trabalho em representar o posicionamento e o valor da precipitação, mas conseguiu reduzir significativamente a super estimativa de chuva, ou seja, o FSS ficou próximo à simulação anterior e o LRMSE reduziu consideravelmente, principalmente nos instantes finais da previsão de 6 horas.

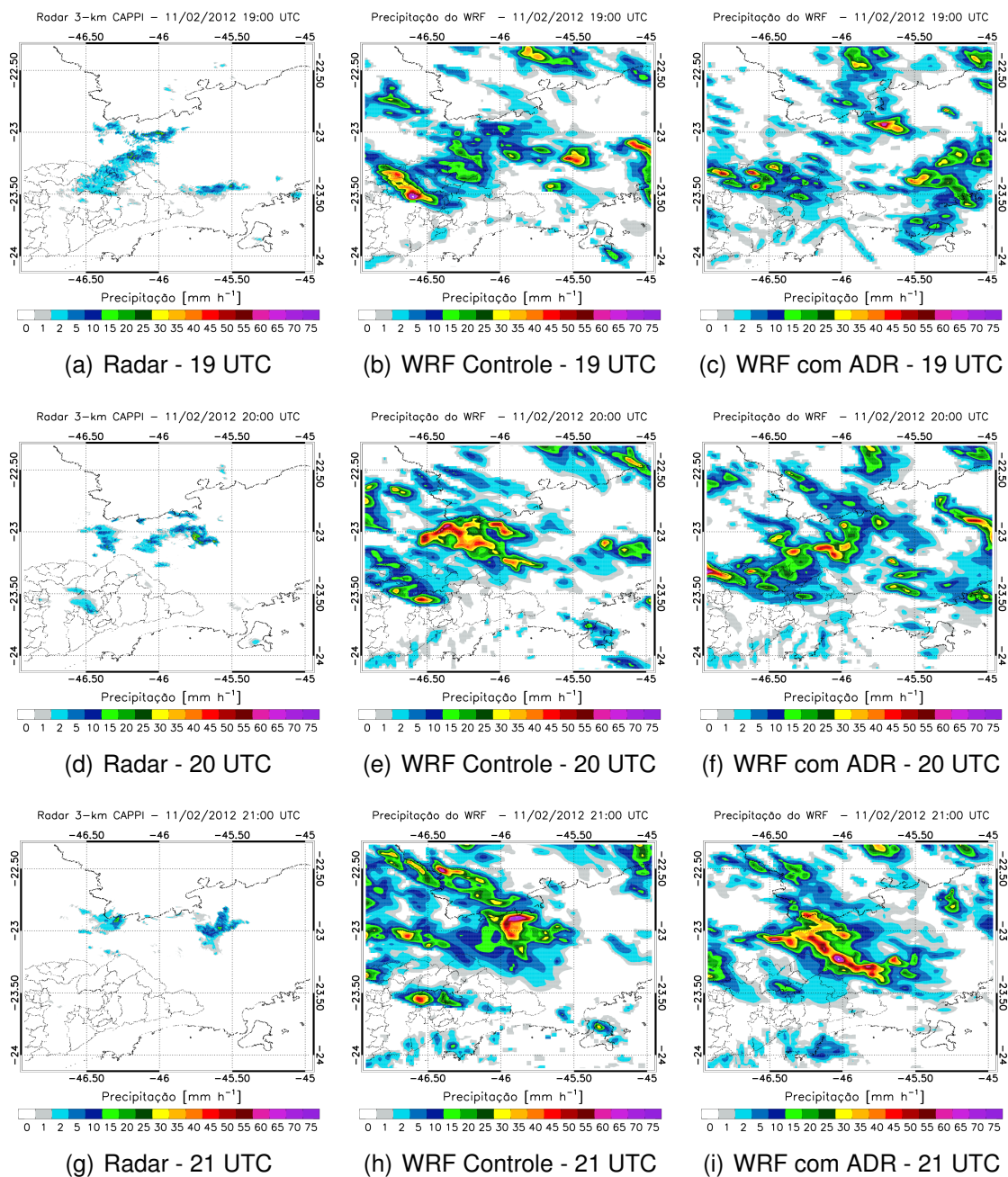


Figura 6.32 - Idem a figura 6.10, porém para o experimento 5.

Os valores médios do FSS e do LRMSE sobre todos os experimentos são mostrados nas figuras 6.35 e 6.37 para os limites de 1 e 5 mm h⁻¹, respectivamente. Em ambos os limites o FSS da previsão com a nova relação Z-q_r é maior, mostrando que no geral o impacto da alteração realizada no WRFDA 3D-Var foi positiva. O LRMSE médio também teve impacto positivo, apresentando valores menores do que aqueles da previsão com a relação Z-q_r original.

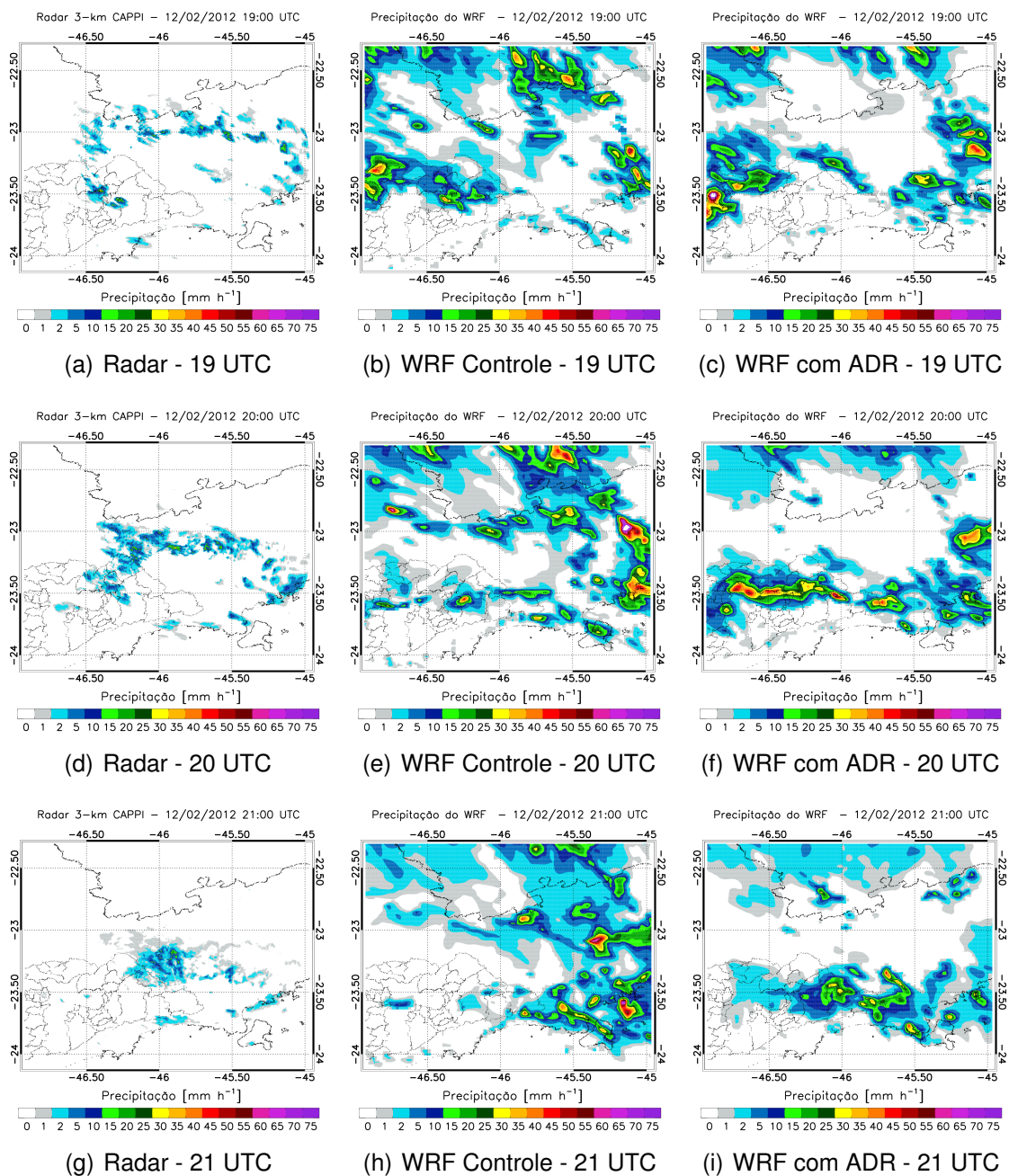


Figura 6.33 - Idem a figura 6.10, porém para o experimento 6.

Os resultados apresentados no capítulo 6 deixam claro que a assimilação indireta traz benefícios na previsão de precipitação, contudo, tem tendência a superestimar a precipitação. Mostrou-se que o erro aumenta mais lentamente com o tempo de previsão quando comparado ao método de assimilação direta. Por outro lado, ao modificar a relação $Z-q$ foi possível reduzir parcialmente a superestimativa de precipitação quando a assimilação indireta foi utilizada. Além

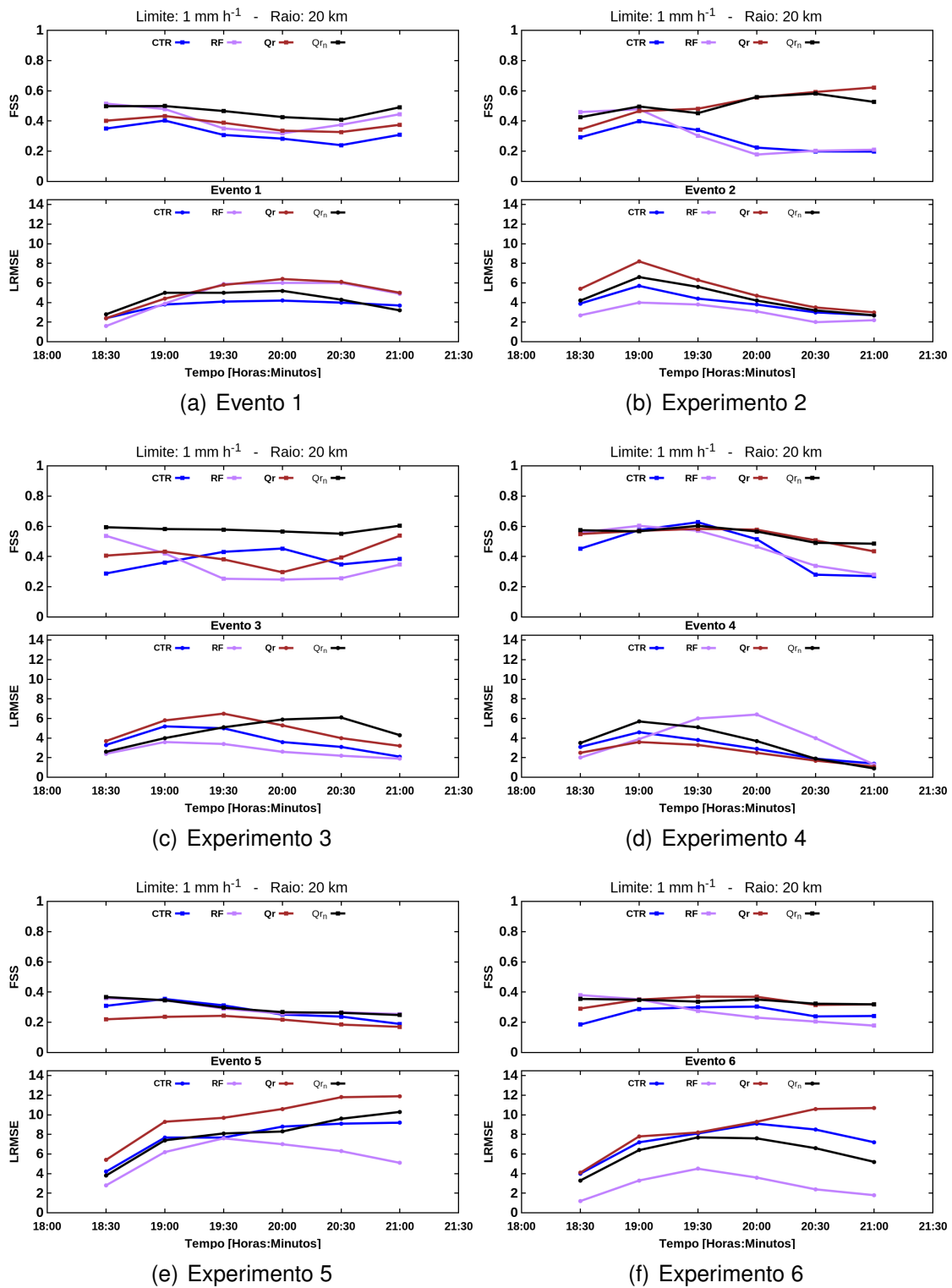


Figura 6.34 - FSS com raio de influência de 20km e limite de 1 mm h^{-1} (painel superior) e LMSE (painel inferior).

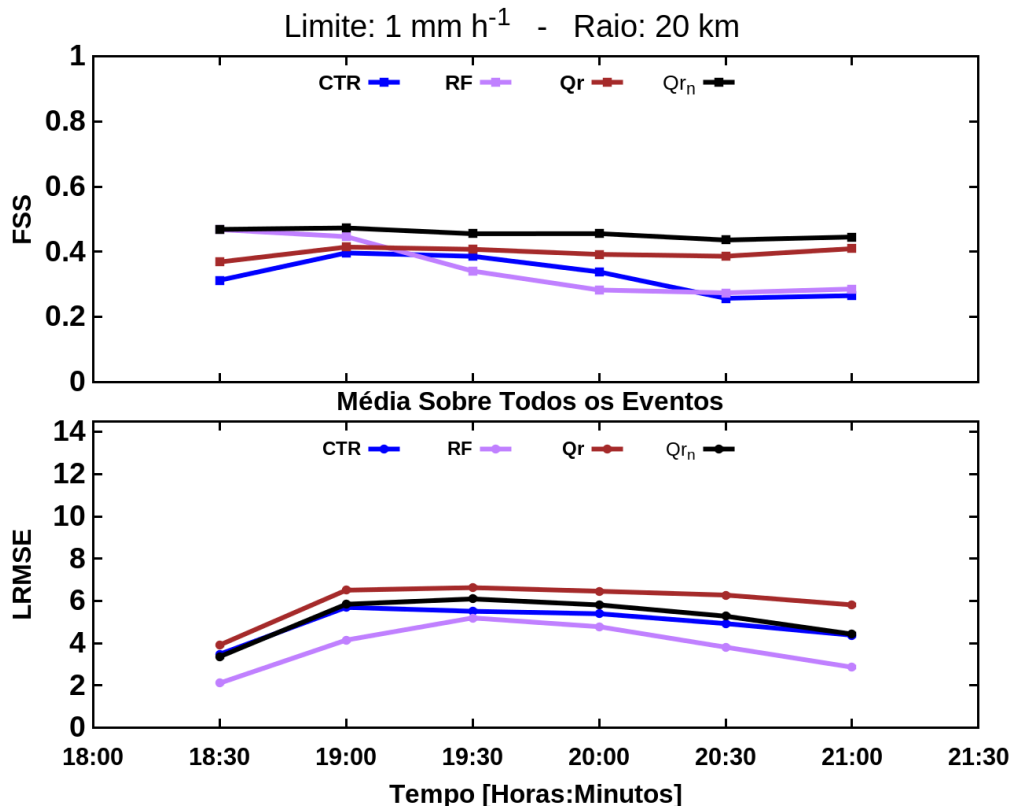


Figura 6.35 - FSS médio de todos os experimentos com raio de influência de 20km e limite de 1 mm h⁻¹ (linha contínua) e LRMSE médio de todos os experimentos (linha tracejada).

disso os resultados dos 6 experimentos sugerem que o impacto positivo é maior em sistemas convectivos localizados, como no experimento 3, e sistemas com forçantes de grande escala, como os experimentos 5 e 6, podem acarretar em grande superestimativa da precipitação, possivelmente pela ingestão de umidade na atmosfera através do dado do radar em um ambiente propício à convecção.

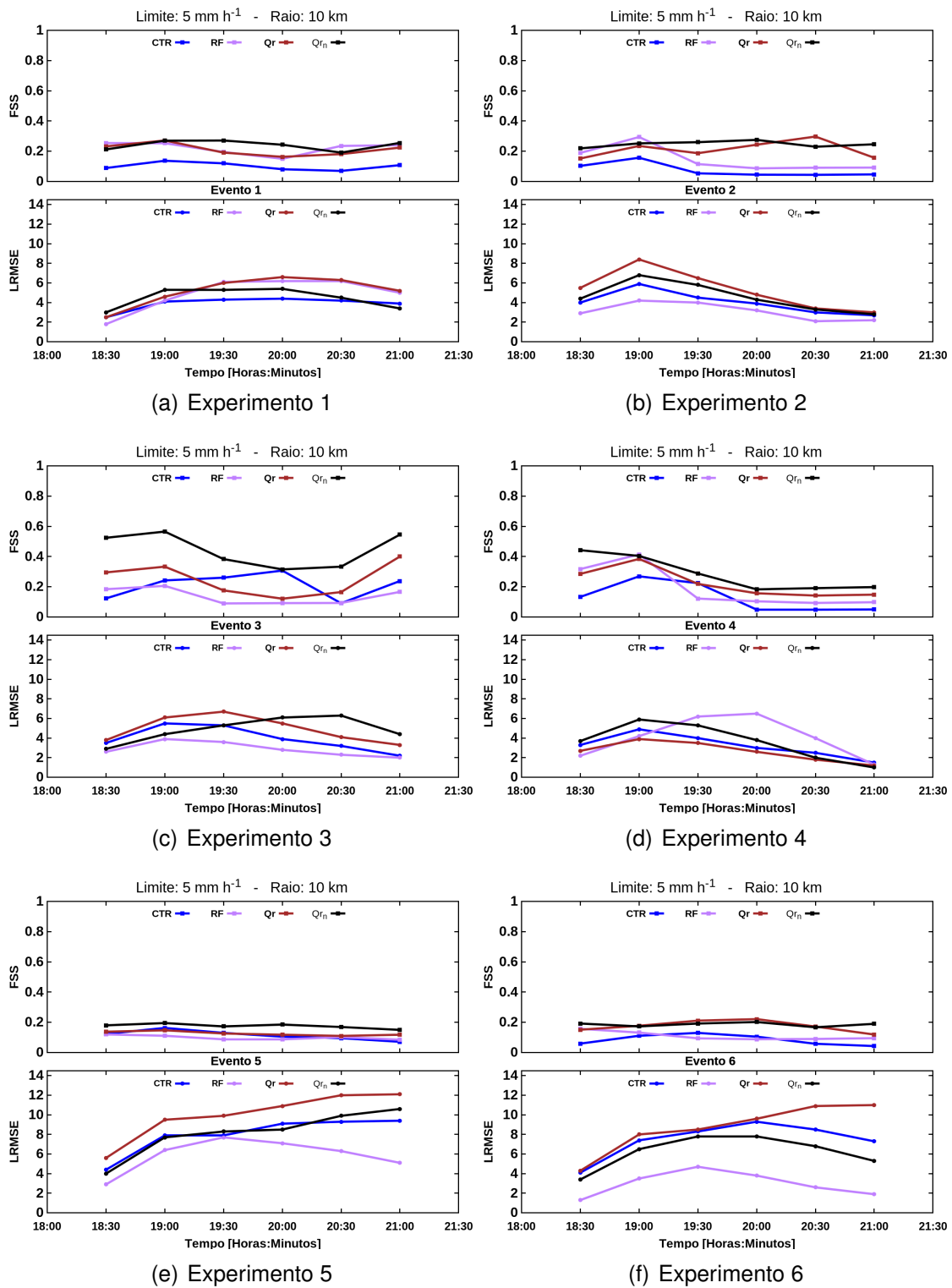


Figura 6.36 - FSS com raio de influência de 10km e limite de 5 mm h⁻¹ (painel superior) e LMSE (painel inferior).

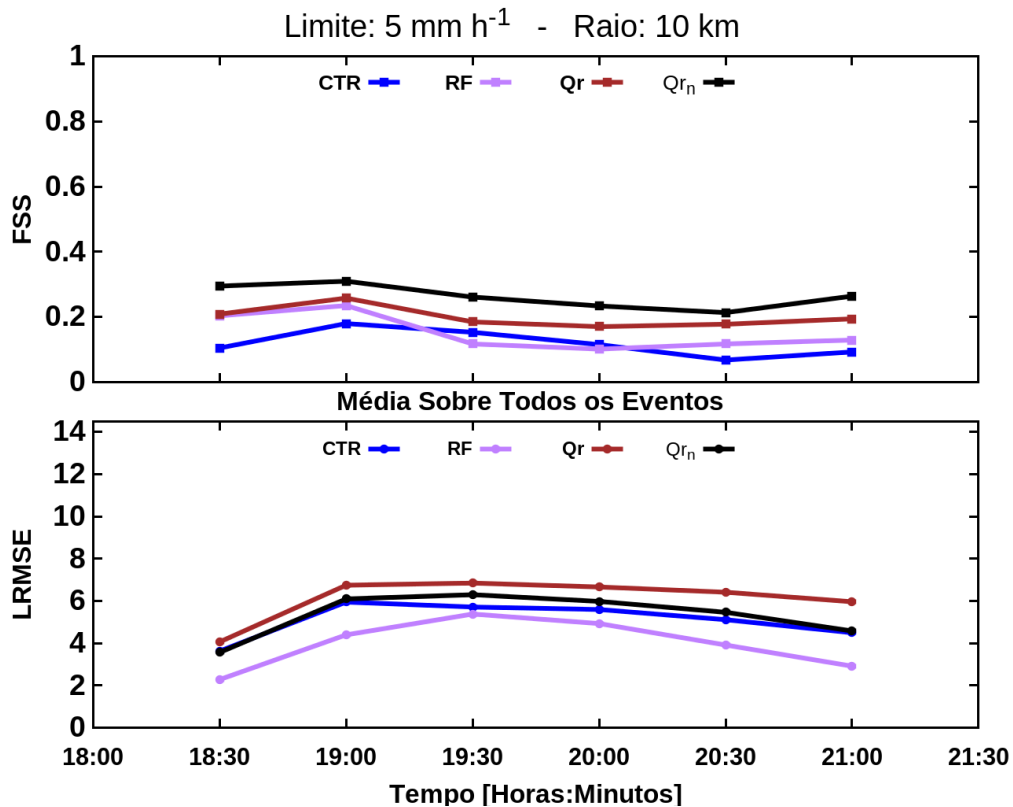


Figura 6.37 - FSS médio de todos os experimentos com raio de influência de 10km e limite de 1 mm h⁻¹ (painel superior) e LRMSE médio de todos os experimentos (painel inferior).

6.3 Impacto Relativo da Assimilação de Velocidade Radial e Refletividade

Alguns trabalhos têm estudado a relação entre a assimilação de refletividade e velocidade radial separadamente, buscando explorar o impacto individual de cada variável na previsão iniciada com a análise gerada no processo de assimilação. Nos trabalhos já citados de [Xiao et al. \(2005\)](#) e [Hu e Xue \(2006\)](#) as conclusões sobre a importância de cada variável são divergentes, uma vez que [Xiao et al. \(2005\)](#) apontaram a velocidade radial como mais importante para o sucesso de seus resultados e [Hu e Xue \(2006\)](#) indica que na ausência de refletividade ocorre a extinção de praticamente todos os núcleos de precipitação. Nesta seção são realizadas novas simulações com o objetivo de estudar este tema e buscar melhor compreensão sobre o impacto de cada variável.

Para o estudo apresentado nesta seção foram realizadas 24 simulações adicionais, sendo 4 diferentes configurações para cada evento de precipitação, ver tabela 6.1. Foi realizado para cada evento um experimento sem qualquer assimilação de dados de radar, um com apenas velocidade radial, um com apenas

São apresentados na figura 6.39 os resultados do FSS e do LRMSE aplicados ao campo de precipitação. Observa-se que em todos os experimentos o ganho obtido com a assimilação de refletividade na primeira hora de previsão é bem maior do que aquele com assimilação de velocidade radial do vento. Contudo, nos demais horários ocorre redução do FSS no experimento com assimilação de refletividade, chegando a ficar pior do que aquele com assimilação de velocidade radial em alguns experimentos e horários. No evento 3 fica mais evidente o que foi discutido anteriormente, note que inicialmente a simulação com refletividade apresenta FSS bem maior que o controle e com assimilação de vento na primeira hora de previsão, posteriormente os resultados com assimilação de refletividade ficam muito próximos àqueles do controle e a assimilação de vento radial mantém um ganho menor desde o início, porém não degrada muito com o tempo. A simulação com assimilação de refletividade e vento radial apresentou os melhores resultados, combinando o ganho obtido com as duas variáveis. Note que em todos os experimentos o LMSRE é bastante similar entre as quatro configurações.

A média sobre todos os eventos é apresentada na figura 6.40. Nota-se que o resultado médio concorda com o que foi discutido acima, ou seja, maior ganho com assimilação de refletividade na primeira hora e queda brusca após este horário e no caso da assimilação de vento o FSS é praticamente constante, sendo menor que aquele do experimento com assimilação de refletividade no início e maior após a primeira hora de previsão. Além disso, nota-se também que a utilização de ambos traz maior benefício e, assim como citado antes, pouca diferença foi observada no LRMSE. A possível razão para estes resultados é que a inclusão do vento observado com radar pode alterar a dinâmica local do modelo gerando convergência/divergência que por sua vez pode induzir a formação/dissipação de núcleos de precipitação. Contudo, neste caso demanda um certo tempo de integração para ocorrerem todos os processos que culminam na geração da precipitação e, além disso, produza maior balanço entre os campos dinâmicos e microfísicos que auxiliam na manutenção destes campos. Por outro lado, quando é incluída somente a refletividade, a precipitação já é forçada de imediato, sem a necessidade de ocorrer todos os processos físicos incluídos no modelo, contudo, não existe nenhum balanço entre a microfísica e a dinâmica do modelo. Por esta razão a banda de precipitação é bem representada nos instantes iniciais propiciando alto FSS, porém caindo rapidamente devido ao ajuste dinâmico que força a dissipação de parte da precipitação inicial e/ou geração, inclusive, de outros núcleos de precipitação espúria.

Para exemplificar os resultados gerais discutidos acima são mostrados os campos de vento, razão de mistura de água de chuva e precipitação para os experimentos 3 e 4, figuras de 6.41 à 6.46. Nas figuras 6.41 e 6.44 são mostrados os campos de velocidade do vento e razão de mistura de água de chuva da análise, ou seja, para 18 UTC. No caso da análise e por não haver mais de 1 ciclo, as diferenças nos campos são diretamente causadas pelos diferentes conjuntos de dados assimilados. Note que ao incluir o vento radial o campo de vento da análise é alterado (figuras 6.41b e 6.44b) com relação ao controle (figuras 6.41a e 6.44a), porém não ocorre nenhuma alteração nos campos de razão de mistura de água de chuva. Este fato é decorrente do método de assimilação, uma vez que o 3D-Var não força o balanço entre as variáveis dinâmicas e microfísicas. De forma análoga, quando apenas a refletividade é assimilada (figuras 6.41c e 6.44c) os campos de vento são iguais àqueles observados no controle e, no caso da assimilação de ambos (figuras 6.41d e 6.44d), nota-se uma combinação entre a assimilação individual de cada variável. É interessante observar nestas figuras o que foi discutido anteriormente, a formação inicial imposta do núcleo de água de chuva, enquanto que no caso da velocidade do vento o modelo ainda precisará de ajustes na hidrodinâmica de maneira que comece a formar a precipitação.

A evolução dos sistemas gerados na análise é mostrada nas figuras 6.42 e 6.43 para o experimento 3 e (6.45 e 6.46) para o experimento 4 através dos campos de vento e precipitação. No experimento 3, após a primeira hora de previsão, observa-se que houve uma redução do núcleo de precipitação na simulação RF e RV+RF e iniciou-se a formação de alguns pequenos núcleos de precipitação na simulação VR. Esta redução nas simulações com assimilação de refletividade é esperada, uma vez que parte da água injetada no modelo não encontra sustentação dinâmica e é esperado que nos próximos instantes ocorra esta redução no tamanho do sistema. Da mesma maneira, o resultado da simulação VR também é bem coerente, ou seja, inicia-se a formação de sistemas de precipitação, mas em uma velocidade condizendo com a dinâmica do modelo. Após 2 horas de previsão este padrão mantém-se e fica bem claro a contribuição de cada simulação (RF e VR) na simulação RF+VR. Outro fato interessante que foi observado em todos os experimentos é que a inclusão do vento (simulação RF+VR) reduz a intensidade do sistema observado na simulação RF. Provavelmente este seja resultado da busca por ajuste no balanço entre as variáveis dinâmicas e microfísicas. No experimento 4, apesar de ser um sistema distinto com maior abrangência, apresenta o mesmo padrão entre as simulações daqueles encontrados

no experimento 3.

Os resultados obtidos na comparação realizada nesta seção mostram que a refletividade tem um papel importante na inclusão imediata de umidade (em forma água de chuva neste caso) na posição correta do sistema convectivo e a velocidade radial tem o papel de gerar condições dinâmicas para produzir a precipitação, sendo que neste caso este desenvolvimento é mais lento. Ficou claro que ambos têm importante contribuição na formação e manutenção dos sistemas precipitantes e que certamente a melhor opção é a utilização de ambos os conjuntos de dados simultaneamente no processo de assimilação.

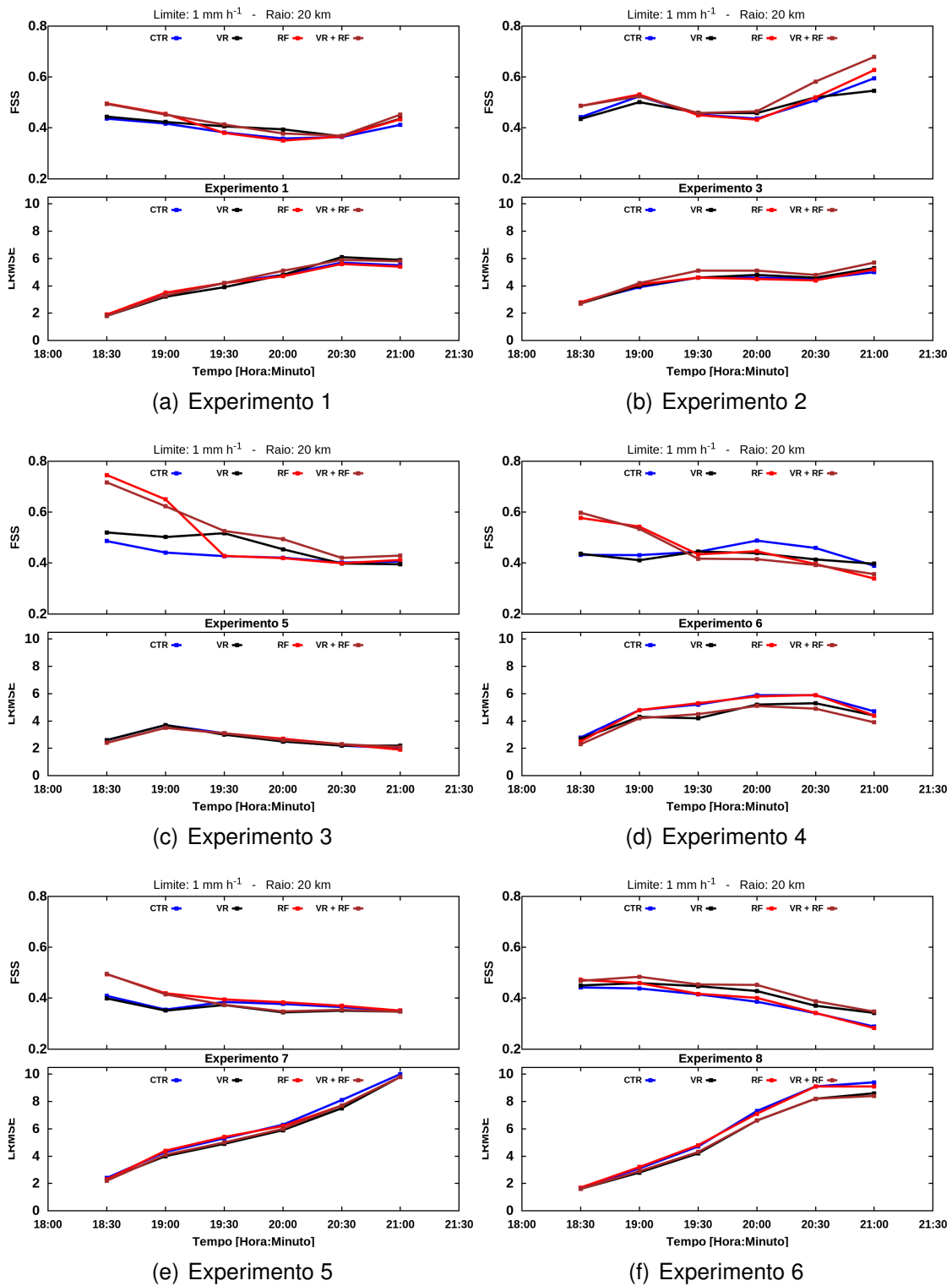


Figura 6.39 - FSS com raio de influência de 20 km e limite de 1 mm h^{-1} (painel superior) e LMSE (painel inferior) para os experimentos sem assimilação de dados de radar (CTR), com apenas assimilação de velocidade radial (VR), com apenas assimilação de refletividade (RF) e com assimilação de ambos, refletividade e velocidade radia (RV+RF). Todos os experimentos tem apenas um ciclo de assimilação.

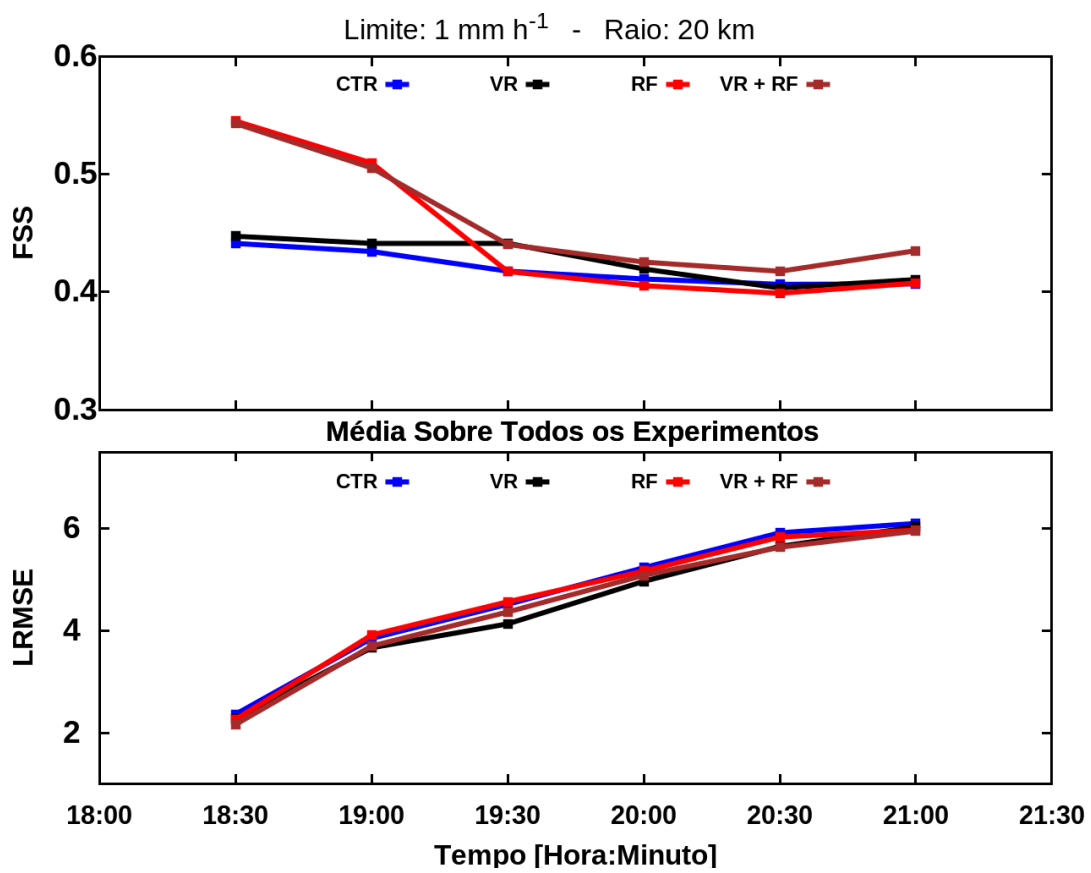


Figura 6.40 - FSS (painel superior) e LMSE (painel inferior) da média sobre todos os experimentos apresentados na figura 6.39.

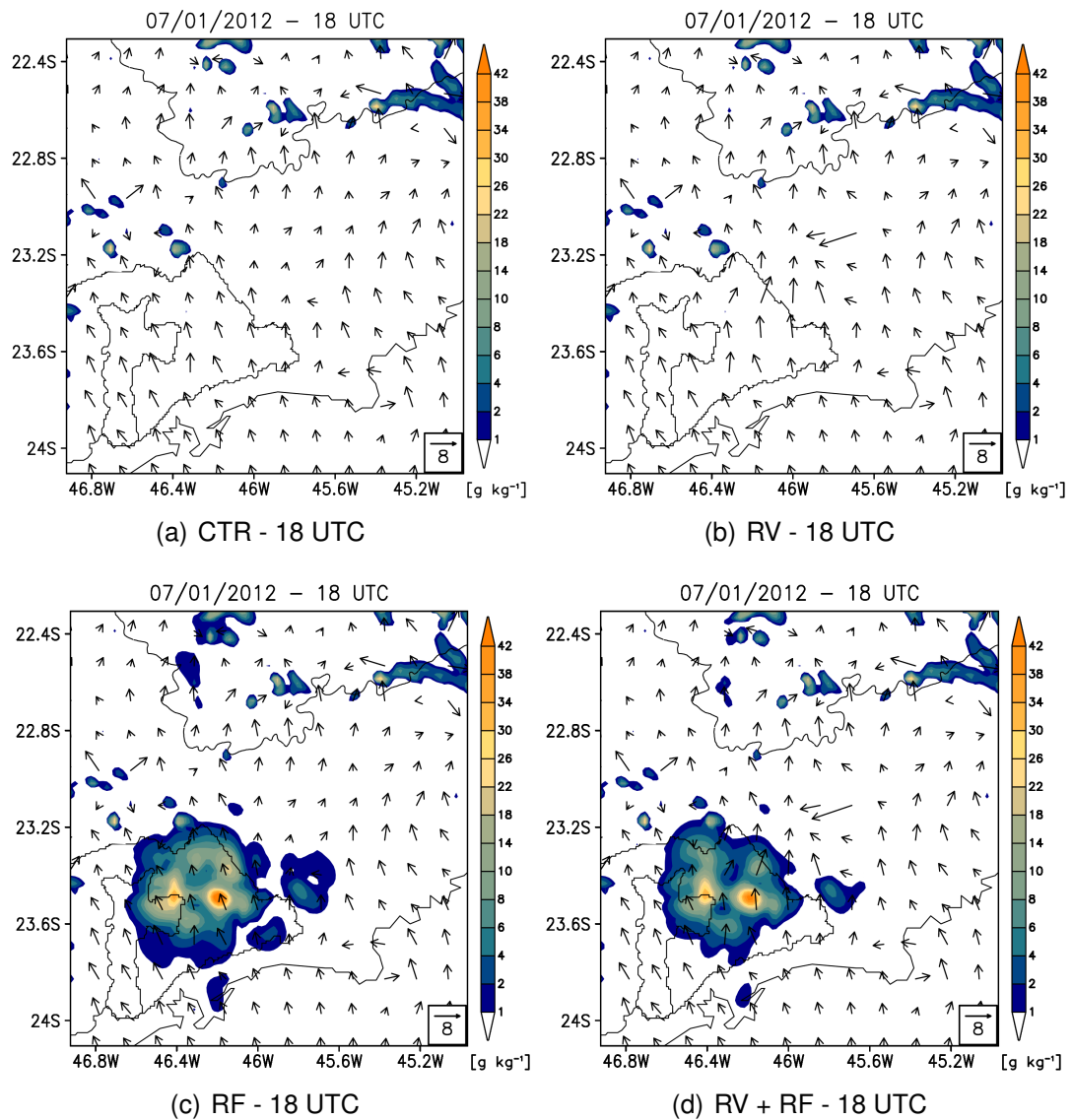


Figura 6.41 - Razão de mistura de água de chuva integrada na vertical e velocidade do vento próximo à superfície para os experimentos sem assimilação de dados de radar, com apenas assimilação de velocidade radial, com apenas assimilação de refletividade e com assimilação de ambos, refletividade e velocidade radial para o dia 07 de janeiro de 2012 às 18 UTC (experimento 3).

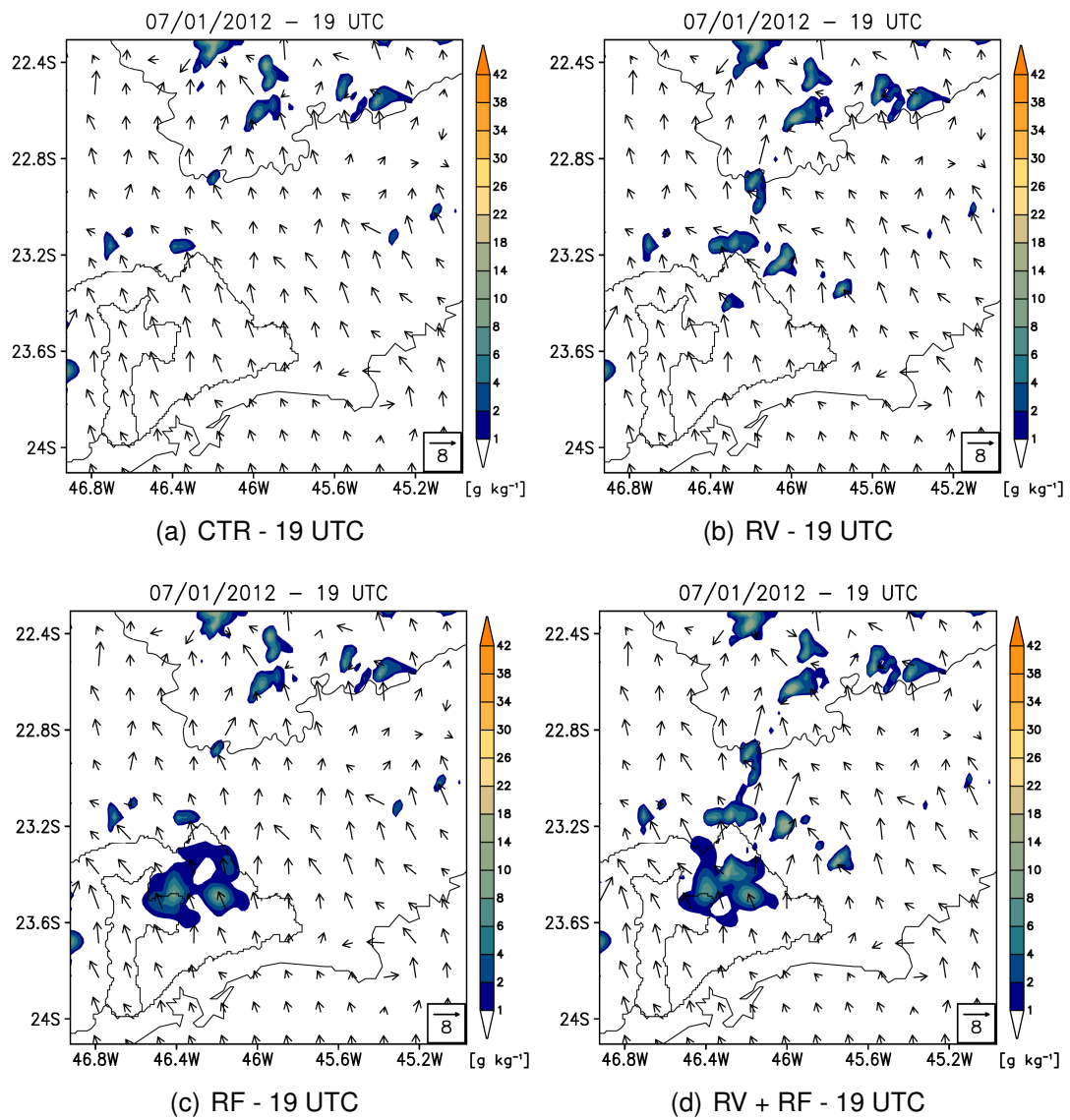


Figura 6.42 - Idem à figura 6.41, porém para o dia 07 de janeiro de 2012 às 19 UTC.

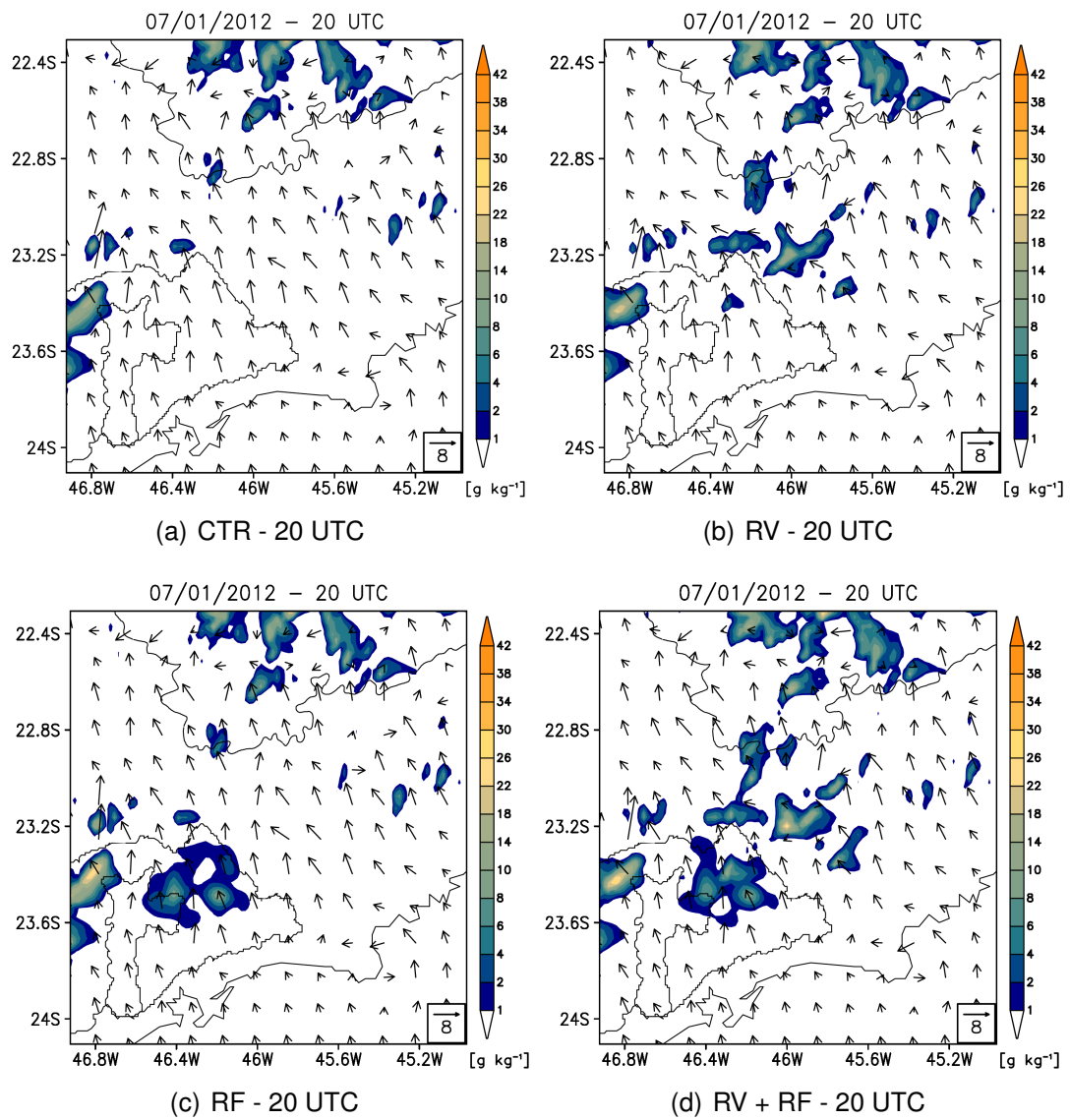


Figura 6.43 - Idem à figura 6.41, porém para o dia 07 de janeiro de 2012 às 20 UTC.

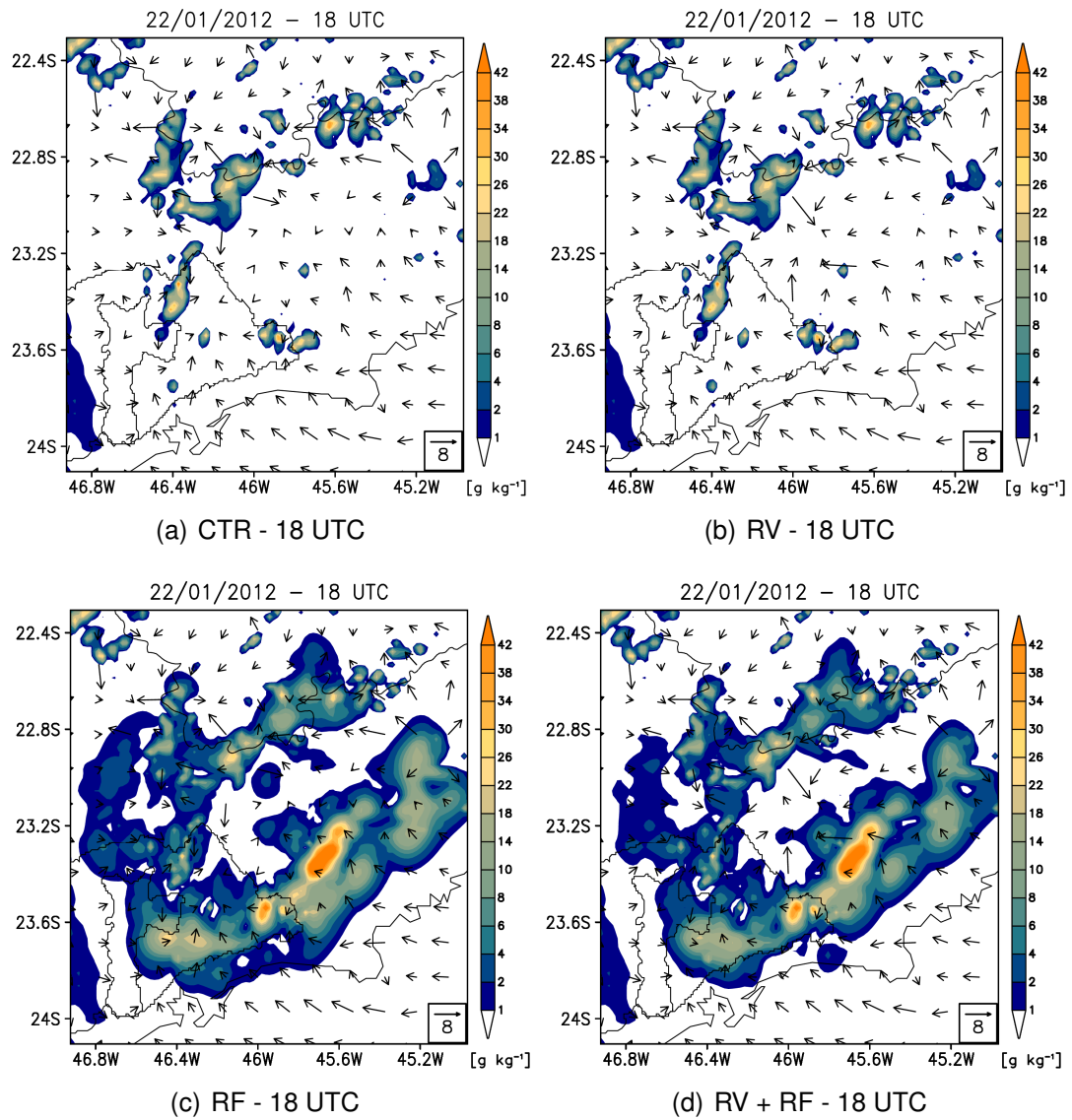


Figura 6.44 - Idem à figura 6.41, porém para o dia 22 de janeiro de 2012 às 18 UTC (experimento 4).

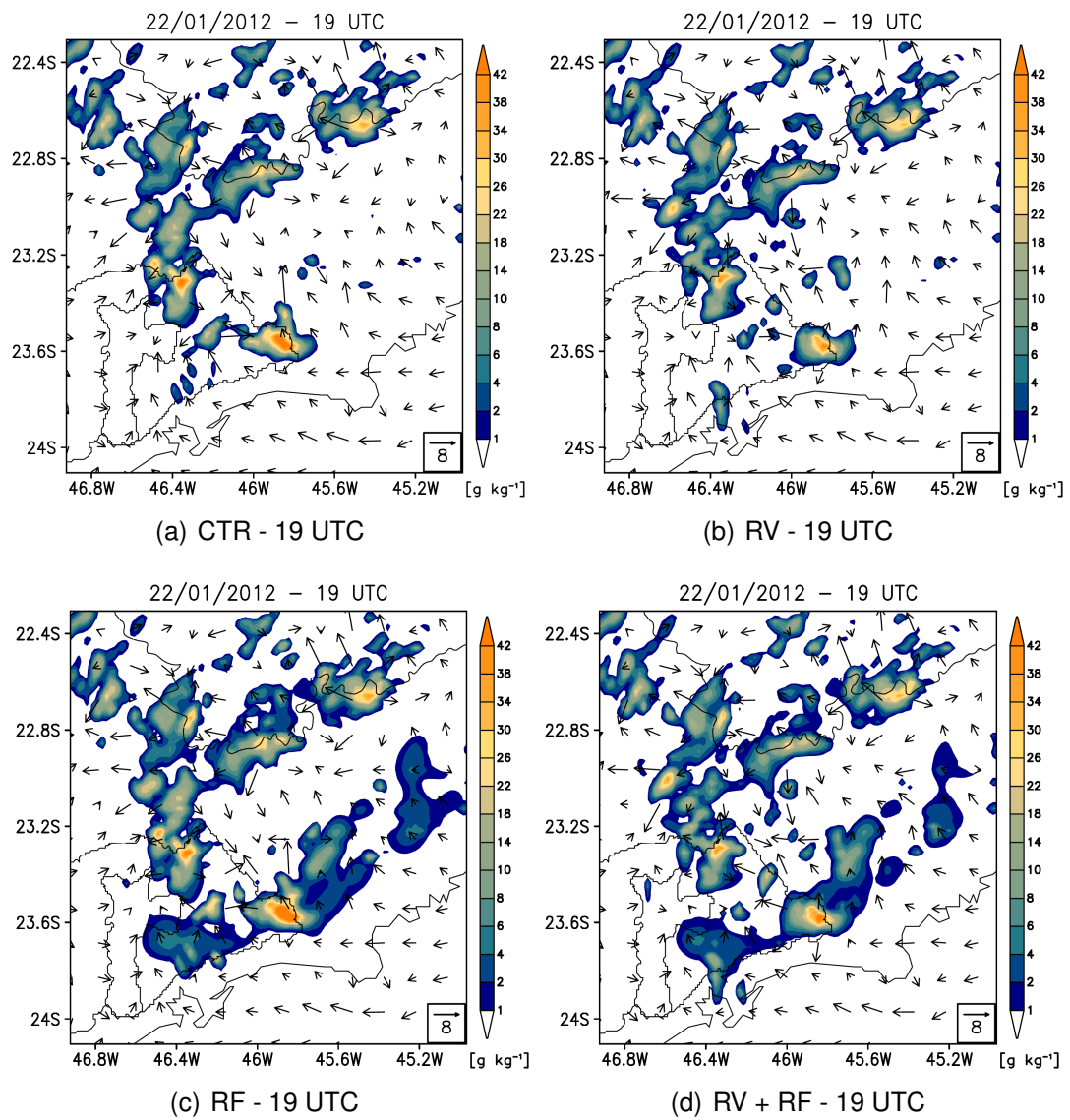


Figura 6.45 - Idem à figura 6.41, porém para o dia 22 de janeiro de 2012 às 19 UTC.

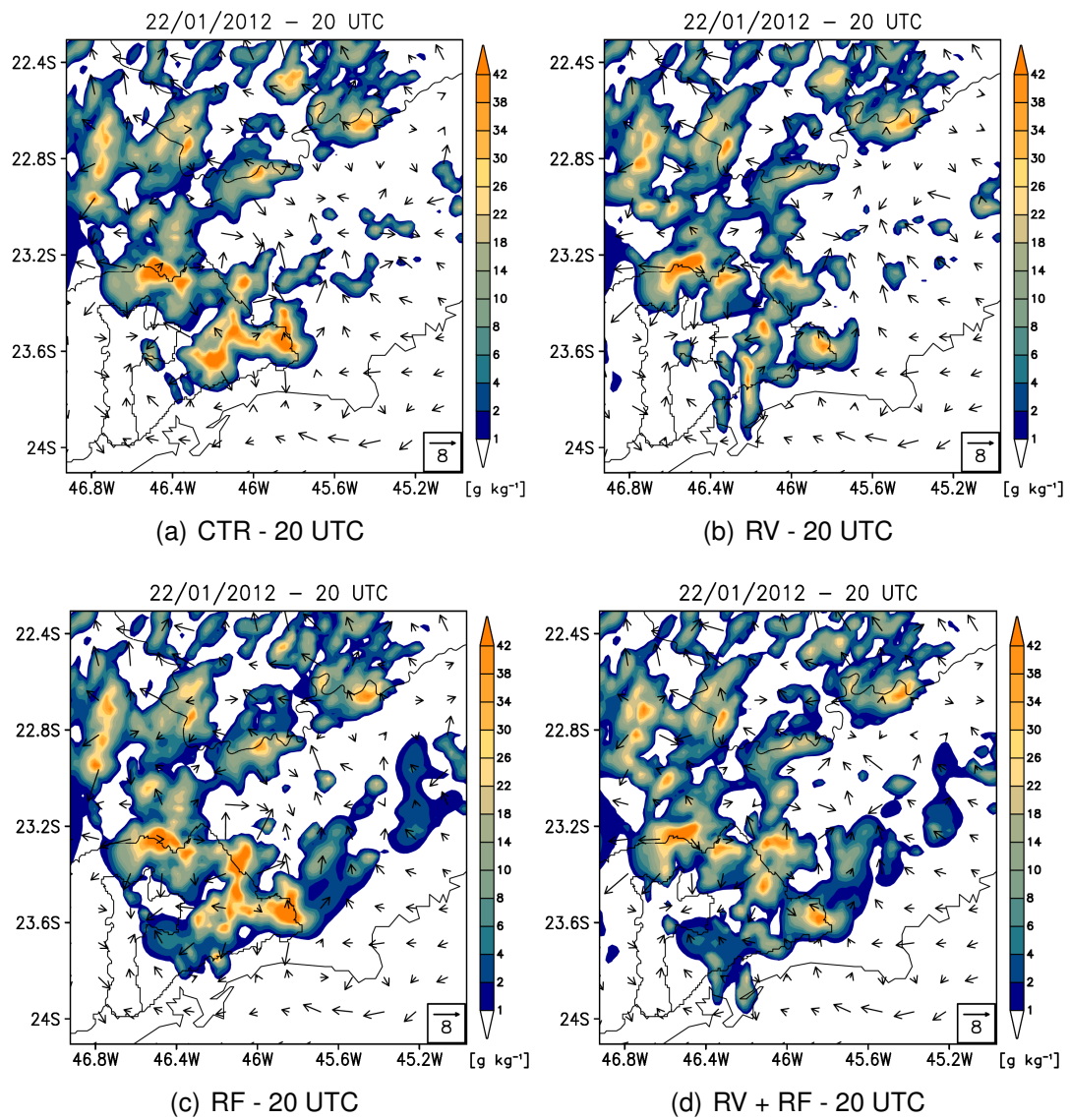


Figura 6.46 - Idem à figura 6.41, porém para o dia 22 de janeiro de 2012 às 20 UTC.

7 ANÁLISE DE GRANDE ESCALA COMO OBSERVAÇÃO SINTÉTICA

Diversos trabalhos citados na seção 1.5 têm demonstrado que a assimilação de dados de radar pode melhorar a previsão de precipitação, contudo o impacto positivo tende a durar apenas por algumas horas. Utilizando um modelo 3D-Var de assimilação de dados de radar Sun et al. (2012) encontraram que o impacto de assimilar radares Doppler durou apenas 3 horas para a previsão iniciada no início da manhã quando os sistemas convectivos são em sua maioria esparsos e a cobertura do radar é pequena. Acredita-se que um dos problemas na assimilação de dados de radar em um sistema 3D-Var seja a falta de balanço apropriado dos campos dinâmicos e microfísicos da análise inicial. De acordo com Reen (2007), o método 3D-Var tende a produzir ruído e um filtro digital pode ajudar na tentativa de diminuí-lo, porém, o filtro digital pode remover características atmosféricas reais e, além disso, pode ser implementado apenas após o processo de assimilação de dados. O *Incremental Analysis Update* (IAU; (BLOOM et al., 1996)) também tenta tratar o problema de ruído excessivo no 3D-Var. Lee et al. (2006) realizaram experimentos utilizando o MM5 3D-Var com IAU e encontraram que este método é capaz de reduzir o ruído inicial e o tempo de ajuste (*spin-up*) da umidade eficientemente devido a incorporação gradual dos incrementos da análise. Contudo, o método IAU é incapaz de livrar-se do ruído na análise, ao invés disso ele reduz seu impacto distribuindo-o gradualmente durante a previsão.

Observações de radar como refletividade e velocidade radial contém informações sobre a forçante convectiva na atmosfera e devido à alta resolução (≈ 100 m - 1 km) estas observações não podem ser resolvidas acuradamente por modelos de mesoescala uma vez que, na maioria das vezes, este modelos trabalham com resoluções inferiores e parametrizações inapropriadas para a escala de metros. Portanto, a inicialização do escoamento em escala convectiva recai amplamente nas observações de radar. Contudo, devido à grande quantidade de dados de radar, estes dados podem dominar o resultado da análise, adicionando incrementos de vento desbalanceados, caso a função de custo não seja devidamente forçada no sentido de manter o balanço, especialmente quando sistemas convectivos estão presentes. Apesar do método de ajustar a variância e a escala de comprimento ((GUO et al., 2007); (MING et al., 2009)) ajudar, este método também pode reduzir o impacto das observações de radar na análise e, por consequência, na previsão.

Um dos desafios da assimilação de dados na escala convectiva utilizando observações de radar é extrair a maior quantidade de informação possível das

observações mantendo o balanço de grande escala que contém no *background*. Em outras palavras, adicionar dados de radar na condição inicial através de um processo de assimilação de dados, não deve prejudicar o padrão em grande escala e causar convecção espúria. Neste capítulo é demonstrado um método para minimizar o problema de desbalanço no sistema 3D-Var ao adicionar um novo termo na função de custo utilizando uma análise de grande escala (LSAC - *Large Scale Analysis Constraint*). O LSAC é definido pela diferença entre a análise de alta resolução do 3D-Var e a análise de baixa resolução, neste caso do GFS/NCEP. É mostrado que o LSAC consegue guiar o processo de assimilação de tal maneira que o resultado final mantém o padrão de grande escala, principalmente em regiões de poucos dados, enquanto adiciona as características convectivas provenientes do radar.

7.1 Metodologia e Implementação da Large-Scale Analysis Constraint (LSAC)

7.1.1 WRFDA 3D-Var

O sistema de assimilação utilizado neste estudo foi o WRFDA 3D-Var (BARKER et al., 2004) versão 3.4. O sistema minimiza iterativamente a função de custo que é definida utilizando a formulação de incrementos (COURTIER et al., 1994).

$$J = J_b + J_o = \frac{1}{2} \mathbf{v}^T \mathbf{v} + \frac{1}{2} (\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{U}\mathbf{v})^T \mathbf{R}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{H}\mathbf{U}\mathbf{v}) \quad (7.1)$$

onde J_b e J_o correspondem aos termos do *background* e da observação, respectivamente. O termo \mathbf{v} é a variável controle (VC) definida por $\mathbf{v} = \mathbf{U}^{-1}(\mathbf{x} - \mathbf{x}_b)$, onde \mathbf{U} é a decomposição da matriz de covariância do erro do *background* \mathbf{B} por $\mathbf{B} = \mathbf{U}\mathbf{U}^T$, \mathbf{x} é a variável da análise total e \mathbf{x}_b é a variável do *background*. O vetor de inovação que mede a diferença da observação \mathbf{y}_o com seu correspondente no *background* \mathbf{x}_b é dado por $\mathbf{d} = \mathbf{y}_o - H(\mathbf{x}_b)$, \mathbf{H} é a linearização do operador observação não-linear H e \mathbf{R} é a matriz de covariância do erro da observação.

7.1.2 Large Scale Analysis Constraint - LSAC

O LSAC foi introduzido no WRFDA 3D-Var através da adição de um novo termo J_c na equação 7.1 que mede a diferença da análise obtida com o 3D-Var e a análise de grande escala com menor resolução para as variáveis de vento

(componentes meridional e zonal), temperatura e umidade.

$$\begin{aligned}
 J &= J_b + J_o + J_c \\
 &= J_b + J_o + \frac{1}{2}(\mathbf{d}_c - \mathbf{H}\mathbf{U}\mathbf{v})^T \mathbf{R}_c^{-1} (\mathbf{d}_c - \mathbf{H}\mathbf{U}\mathbf{v})
 \end{aligned}
 \tag{7.2}$$

onde \mathbf{d}_c , dado por $\mathbf{d}_c = \mathbf{y}_c - H(\mathbf{x}_b)$, é o vetor inovação que mede a diferença do LSAC \mathbf{y}_c com relação ao *background* \mathbf{x}_b . O \mathbf{y}_c representa as componentes meridional e zonal do vento (u e v), a temperatura (T) e a razão de mistura de vapor d'água (q_v) obtidos da análise de grande escala, o qual é assimilado como observação. Neste estudo são utilizados os dados da análise do modelo global GFS/NCEP. \mathbf{R}_c é a matriz de covariância dos erros da análise de grande escala para u , v , T e q_v . A matriz \mathbf{R}_c é construída considerando erros constantes e não correlacionados para cada variável, sendo 2.5 m s^{-1} para as componentes do vento, $2 \text{ }^\circ\text{C}$ para temperatura e 3 g kg^{-1} para a razão de mistura do vapor d'água. Estes valores foram escolhidos baseados no diagnóstico das performances do modelo GFS/NCEP disponível no sítio de internet do EMC (*Environmental Modeling Center* - <http://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS>). A sensibilidade da análise e da previsão com relação à variância do erro foi examinada através de experimentos (não mostrado) aumentando e diminuindo os erros em 10% e não foram encontradas diferenças significativas. A análise de grande escala utilizada no LSAC foi mapeada para coincidir com o ponto mais próximo na grade da análise obtida com o WRFDA 3D-Var através de interpolação trilinear.

7.2 Configuração dos Experimentos

A avaliação do método apresentado neste capítulo foi realizada através de 3 experimentos numéricos, sendo um controle (CTR), onde apenas dados convencionais GTS são assimilados, outro com assimilação de dados convencionais GTS e de radar (LSAC_d) e um terceiro similar ao segundo, porém com a inclusão do novo termo na função de custo (LSAC_l), ver tabela 7.1. Os experimentos CTR e LSAC_d são os mesmos apresentados na seção 6.2.2, apenas estão sendo identificados como CTR e LSAC_d para facilitar a análise. Portanto, todos os experimentos nesta seção seguem o mesmo procedimento adotado para o ciclo exposto na figura 5.2. No caso do experimento LSAC_l, o emprego do LSAC ocorre no momento da assimilação do dado do radar, lembrando que os dados convencionais e do radar são assimilados separadamente, como já explicado

anteriormente na seção 5.2.

Tabela 7.1 - Configuração dos experimentos realizados para avaliar a inclusão do LSAC.

Experimento	Dado Assimilado	Termo LSAC
CTR	dados convencionais GTS	desligado
LSAC _d	dados convencionais GTS e de radar	desligado
LSAC _l	dados convencionais GTS e de radar	ligado

7.3 Resultados - LSAC

A previsão de 6 horas de precipitação é avaliada utilizando a média do FSS e do LRMSE sobre os seis casos e os resultados são mostrados na figura 7.1. O experimento LSAC_d mostra melhora sobre o experimento controle (CTR) para ambos os limiares de 1 e 5 mm h⁻¹, o que é esperado e consistente com trabalhos anteriores. A assimilação de radar usualmente melhora a previsão no início e em seguida pode perder acurácia rapidamente dependendo de diversos fatores como o tipo de forçantes do sistema convectivo. Se mais peso é dado ao radar durante o processo da análise, a previsão de precipitação pode resultar em uma melhor previsão nas primeiras horas. Por outro lado, devido à falta de balanço gerada por forçar o modelo na direção dos dados do radar, o acerto na previsão pode cair e tornar-se pior do que aquele sem nenhuma assimilação de dados de radar. Contudo, no experimento LSAC_d todas as 6 horas de previsão apresentam ganho quando utilizado o dado do radar na média dos 6 casos.

O experimento LSAC_l apresenta melhor resultado com relação ao LSAC_d para as 6 horas de previsão de acordo com o FSS médio. É mostrado posteriormente que o experimento LSAC_l melhora o campo de razão de mistura de vapor d'água e os campos de vento quando comparados contra estações de superfície e dados de reanálise. Na figura 7.1 também é possível observar como o experimento LSAC_l pode reduzir o LRMSE, uma vez que é reduzida a precipitação espúria, como é mostrado em seguida, resultando em uma previsão de precipitação com intensidade em melhor concordância com as observações de radar. O Falso Alarme (FAR) e a Probabilidade de Detecção (POD) médios sobre todos os experimentos são mostrados na figura 7.2 e é observado que a inclusão do dado do radar (LSAC_d) aumenta o POD, porém, o FAR também aumenta comparado ao experimento CTR. Por outro lado, quando o LSAC é ligado, além do

POD apresentar pequeno aumento com relação ao $LSAC_d$, o FAR é consideravelmente reduzido. Portanto, este resultado corrobora com a idéia de que o uso do LSAC ajuda a reduzir convecção espúria.

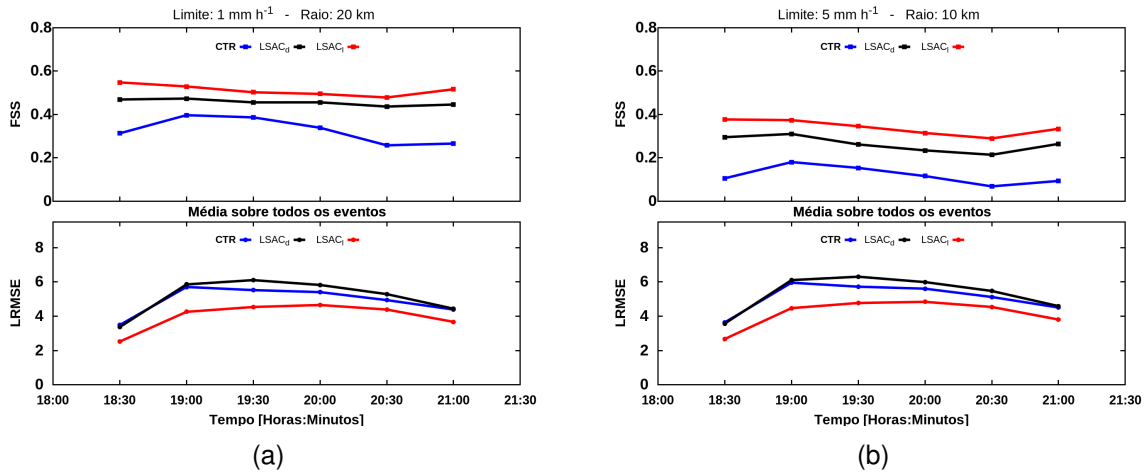


Figura 7.1 - FSS médio sobre todos os casos estudados para os limiares de (a) 1 mm h^{-1} e raio de 20 km e (b) 5 mm h^{-1} e raio de 10 km. Os LRMSEs são mostrados nos painéis inferiores.

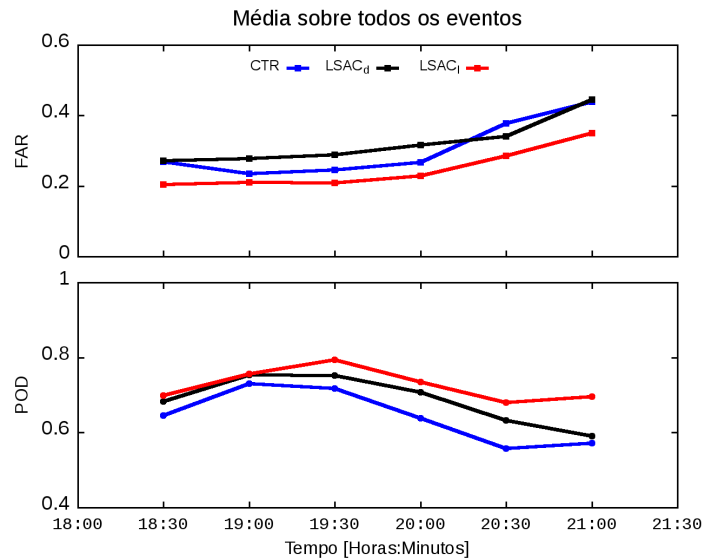


Figura 7.2 - Falso Alarme (FAR) e Probabilidade de Detecção (POD) médio sobre todos os casos.

Os resultados apresentados acima dão uma idéia geral do ganho obtido com o emprego do LSAC, a partir de agora é apresentada uma análise detalhada

do caso do dia 22 de janeiro de 2012 com o objetivo de examinar as razões físicas do ganho na previsão de precipitação. Este evento causou muitos danos em algumas cidades do sudeste do Brasil apresentando grande quantidade de precipitação e granizo em algumas regiões, incluindo a RMSP e algumas cidades do Vale do Paraíba. O sistema desenvolveu-se a partir de pequenas células convectivas e esparsas oriundas do aquecimento diurno em superfície em um ambiente de grande escala favorável à convecção e com o passar do tempo o agrupamento destas células convectivas deu origem a uma banda de convecção bem organizada cobrindo praticamente todo o Vale do Paraíba no estado de São Paulo.

A primeira questão que deve ser respondida é sobre a capacidade do LSAC em melhorar o balanço da análise. A média no domínio da tendência da pressão em superfície N (Eq. 7.3) pode ser utilizada para medir as características do desbalanço inicial na previsão iniciada pela análise do WRF 3D-Var ((STAUFFER; SEAMAN, 1990); (LYNCH; HUANG, 1992); (CHEN; HUANG, 2006); (HSIAO et al., 2012)).

$$N = \frac{1}{I \cdot J} \cdot \sum_{i=1}^I \sum_{j=1}^J \left| \frac{\partial p_s}{\partial t} \right|_{ij} \quad (7.3)$$

onde p_s é a pressão em superfície e o somatório é sobre todo o domínio do modelo.

É mostrado na figura 7.3 o ajuste de N em 30 e 60 minutos contra o tempo de previsão. Os resultados mostram que o experimento LSAC_d necessita de mais tempo que o LSAC_l para o ajuste da pressão em superfície. No experimento LSAC_d (LSAC_l), N tem um valor inicial de 38.4 (27.2) Pa h⁻¹ e atinge um valor assintótico por volta de 15.5 (13.2) Pa h⁻¹ para a tendência de 60 minutos. Este resultado mostra que o LSAC pode ajudar a produzir uma análise contendo menos ruído, o que é muito importante quando os dados de radar são assimilados.

O FSS e o LRMSE da precipitação são apresentados para o caso do dia 22 de janeiro de 2012 na figura 7.4. O comportamento é similar àquele observado na figura 7.1, exceto pela boa performance do controle entre a primeira e segunda hora de previsão para o limiar de 1 mm, quando seu FSS é muito próximo àquele do experimento LSAC_d, mas ainda pior que o experimento LSAC_l. Este comportamento similar é importante para a análise detalhada que será apresentada a seguir, uma vez que sugere que este caso específico possa ser representativo de todos os demais casos.

O acumulado horário de precipitação para $t = 1$ h para o LSAC_d e o LSAC_l

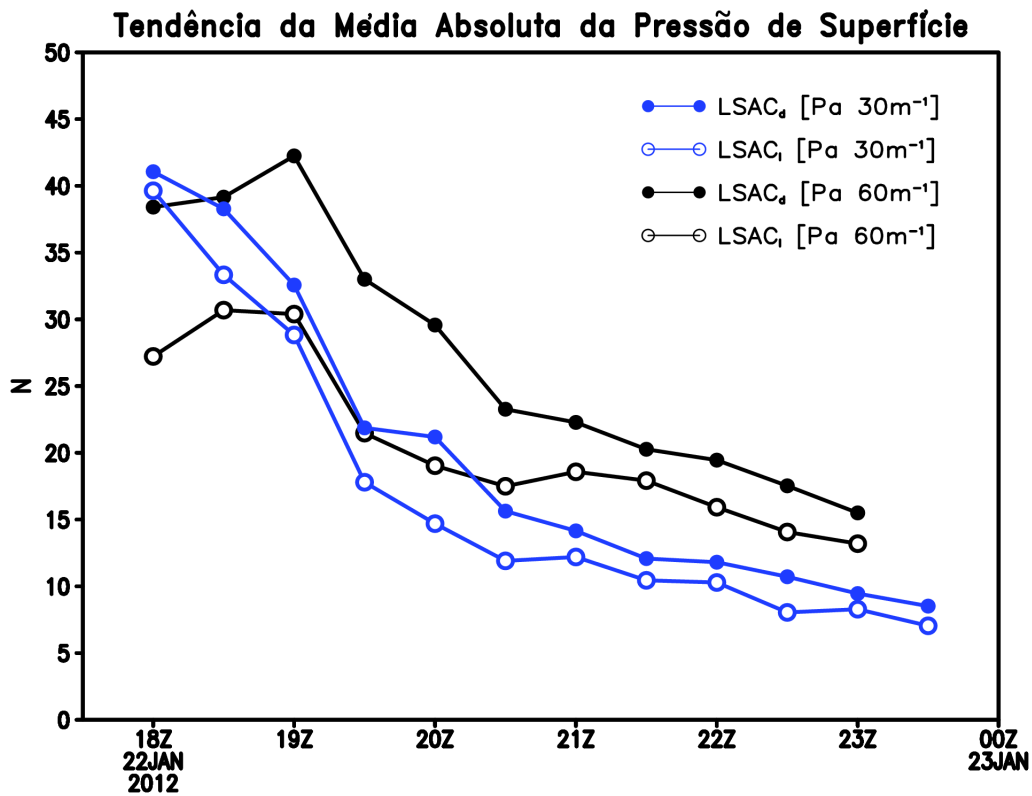


Figura 7.3 - Média no domínio da tendência de pressão absoluta em superfície N . As curvas para $LSAC_d$ (círculo fechado) e $LSAC_l$ (círculo aberto) são mostradas. As cores representam diferentes janelas de tempo utilizadas para calcular a tendência - preta para 1 hora [$Pa\ 60m^{-1}$] e azul para 30 minutos [$Pa\ 30m^{-1}$].

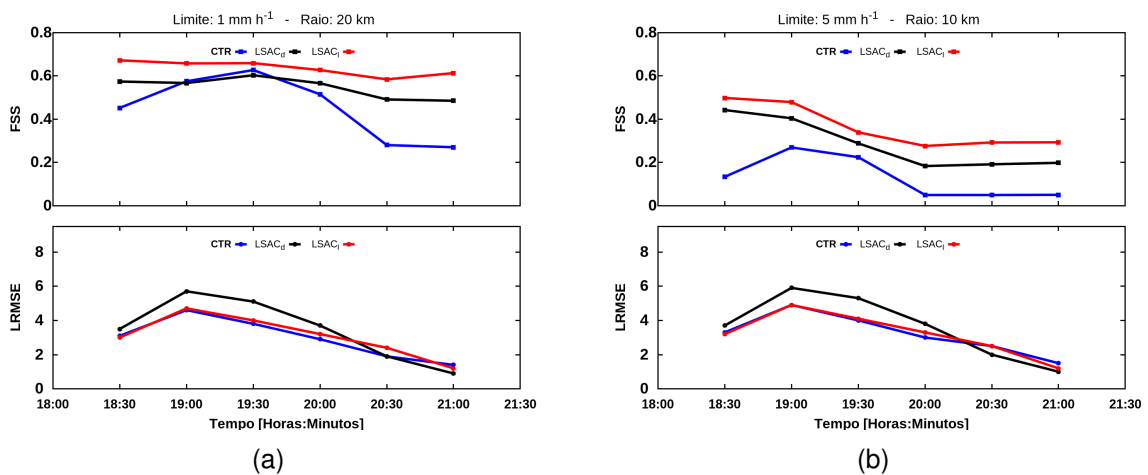


Figura 7.4 - Similar a figura 7.1, mas apenas para o caso do dia 22 de janeiro de 2012.

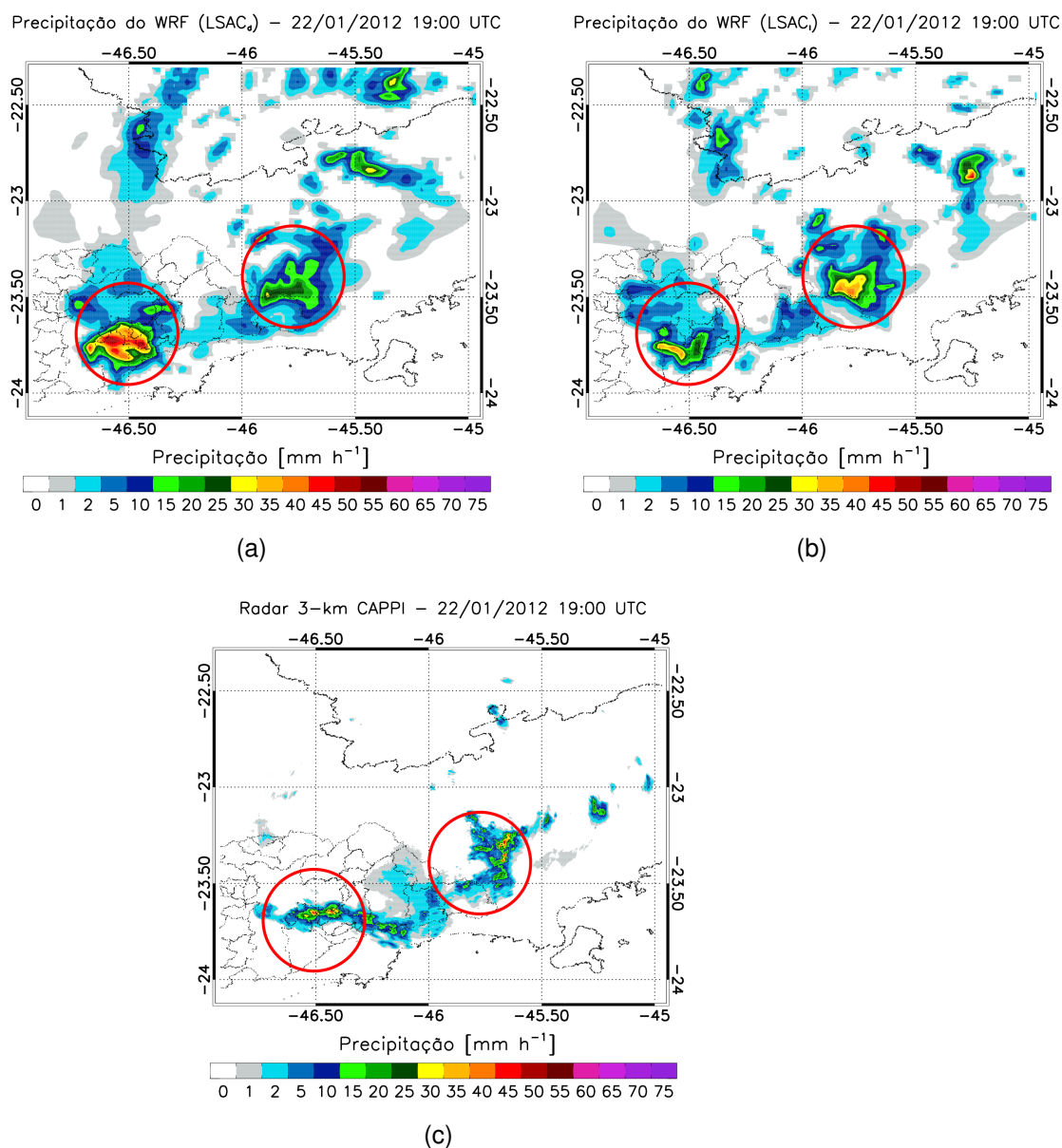


Figura 7.5 - Previsão de precipitação de 1 hora para o caso do dia 22 de janeiro de 2012 para (a) experimento LSAC_d, (b) experimento LSAC_l e estimada pela observação de refletividade do radar.

são mostrados na figura 7.5 e comparados contra a precipitação derivada do radar. É evidente que a precipitação é superestimada no experimento LSAC_d. O círculo vermelho à esquerda na figura 7.5 aponta uma região específica onde muito mais precipitação é prevista quando o LSAC é desligado, enquanto que no círculo vermelho à direita o oposto é observado, ou seja, o LSAC_d subestima a quantidade de precipitação e o LSAC_l produz melhor previsão para esta região. Além disso, a superestimativa não ocorre somente na quantidade de precipita-

ção, mas também na distribuição espacial. Uma avaliação mais detalhada da figura 7.5 revela como a análise de grande escala inibe algumas precipitações espúrias resultando em melhoria nos índices de avaliação da previsão de precipitação. Por exemplo, a precipitação superestimada sobre o estado de Minas Gerais (Figura 7.5, 22.50S e 45.25W) no experimento LSAC_d é inibida no LSAC_l. Este resultado é devido, em parte, ao ajuste do campo de vapor d'água quando empregado o LSAC. A melhora nos campos dinâmicos e microfísicos, como o vento, a temperatura e o vapor d'água são detalhados nas discussões seguintes.

Os incrementos da análise para as componentes do vento, temperatura e razão de mistura do vapor d'água são mostrados na figura 7.6. Comparando os incrementos dos experimentos LSAC_d e LSAC_l nota-se as seguintes importantes diferenças. Primeiro, para as componentes do vento, os incrementos do experimento LSAC_d são concentrados onde os dados do radar são disponíveis (veja a cobertura do radar na figura 5.1), enquanto que no experimento LSAC_l os incrementos são distribuídos sobre todo o domínio com distúrbios de grande escala fora da área do radar. Segundo, os incrementos da temperatura e do vapor d'água no experimento LSAC_d são consideravelmente menores do que aqueles do LSAC_l. Terceiro, as magnitudes dos incrementos do vento e os padrões nas regiões com dados de radar são similares entre os dois experimentos, sugerindo que a análise com o LSAC ainda é capaz de obter um bom ajuste com os dados do radar, o que é confirmada pela comparação das estatísticas de O-A (observação do radar menos análise final) para os dois experimentos, como mostrado na figura 7.7. Contudo, é esperado que o LSAC não apenas permita a manutenção do ajuste às observações de radar, mas também melhore a análise do vento na vizinhança dos dados do radar, o que é examinado a seguir.

A análise do vento horizontal a 10 m (vetores e velocidade) às 18 UTC são comparados na figura 7.8 com a reanálise 2 do Sistema de Previsão Climática (*CFSR 2 - Climate Forecast System Reanalysis 2* (SAHA et al., 2010)) do NCEP. Os campos das análises de ambos os experimentos, LSAC_d e LSAC_l, apresentam velocidade do vento mais intensa do que a reanálise devido a maior resolução e a existência de atividade convectiva. Contudo, altos valores de velocidade do vento e distúrbios nos vetores dos ventos no experimento LSAC_d são identificados no noroeste do domínio, correspondendo a convecção espúria nesta região (veja figura 7.5a). Por outro lado, o resultado do LSAC_l mostra ventos mais intensos principalmente ao longo do Vale onde a convecção ocorre (veja Figura 2.5(d)) e o campo de vento é geralmente mais suave e comparável com a reanálise. Este padrão é muito mais coerente do que aquele mostrado pelo experimento LSAC_d

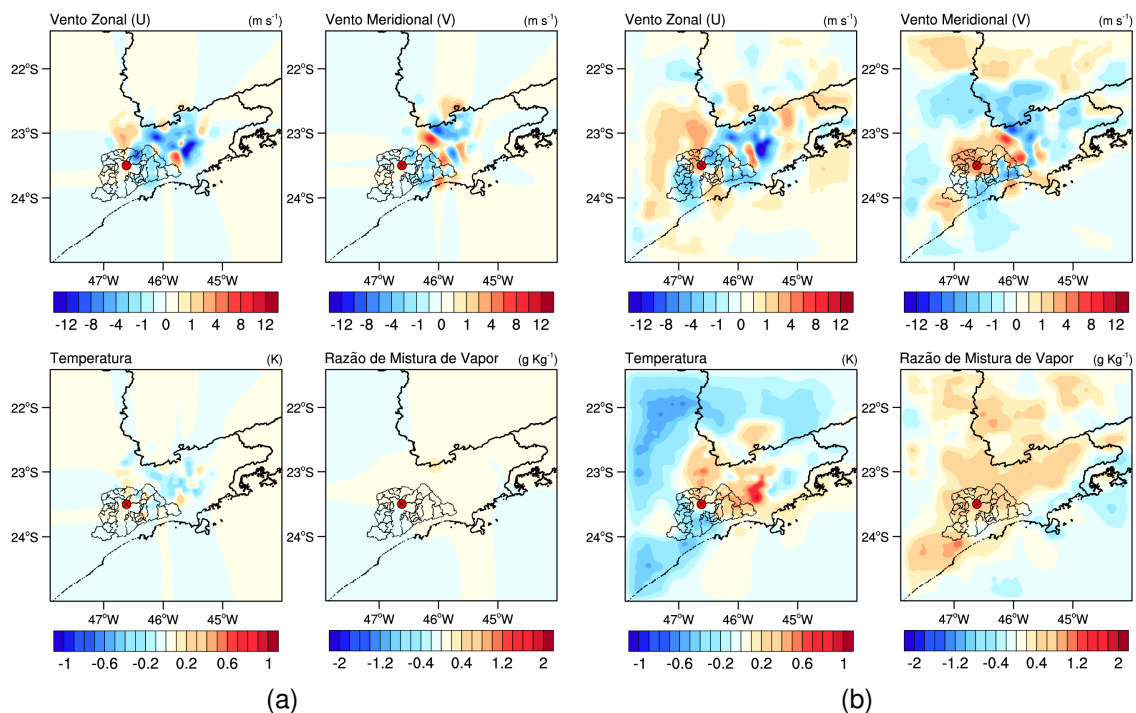


Figura 7.6 - Incrementos da análise no terceiro nível do modelo (aproximadamente 150 m) para os ventos meridional (superior esquerdo) e zonal (superior direito), temperatura (inferior esquerdo) e razão de mistura de vapor (inferior direito) para (a) experimento $LSAC_d$ e (b) $LSAC_l$ no tempo da análise, 18 UTC, no dia 22 de janeiro de 2012. Vento em $[m s^{-1}]$, temperatura em $[K]$ e razão de mistura de vapor em $[g kg^{-1}]$.

. Os ventos no $LSAC_d$ claramente mostram escoamentos do tipo *downburst*, os quais são provavelmente devido ao movimento gerado pela precipitação da água de chuva sem sustentação adicionada pela assimilação de dados.

Para verificar a acurácia da análise com e sem LSAC, foi utilizada a rede de estações meteorológicas do INMET (Instituto Nacional de Meteorologia). A rede cobre todo o país e algumas estações estão localizadas dentro do domínio de estudo, como mostrado na Figura 5.1. Na Figura 7.9, comparações objetivas são realizadas para a velocidade do vento, a razão de mistura do vapor d'água e a temperatura para cada estação entre as 16 estações dentro do domínio. A direção e velocidade do vento são muito mais coerentes no experimento $LSAC_l$ do que no $LSAC_d$ quando comparados com as observações. O mesmo impacto positivo do LSAC é observado na temperatura e na razão de mistura do vapor d'água. Os RMSEs para os 3 campos são computados e os resultados são apresentados na tabela no canto inferior esquerdo da figura 7.9. A diminuição do RMSE devido ao LSAC é de 62%, 42% e 25% para a velocidade do vento, ra-

Velocidade Radial – Evento 4

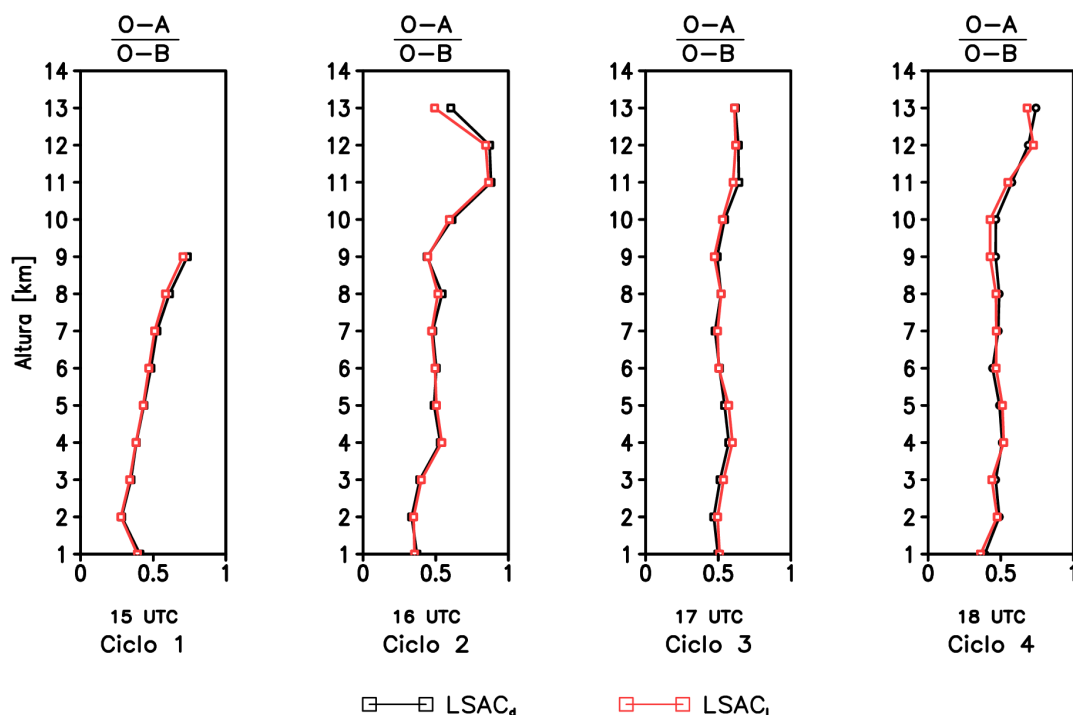


Figura 7.7 - Razão entre a observação menos a análise (O-A) e a observação menos o *background* (O-B) para os experimentos $LSAC_d$ e $LSAC_l$ para o caso do dia 22 de janeiro de 2012.

ção de mistura do vapor d'água e temperatura, respectivamente. Esta verificação mostra claramente que o LSAC produz melhorias na análise destes campos.

É importante notar que o LSAC contribui para a melhoria da análise nas regiões com dados de radar e também em regiões fora da área de cobertura do radar. Por exemplo, o vento na estação de superfície de São Paulo, o qual está dentro da área de cobertura do radar, é significativamente reduzido de 9,7 para $2,3 \text{ m s}^{-1}$ enquanto o vento observado é $3,4 \text{ m s}^{-1}$. (ver figura 7.9). Em outra estação, Varginha, onde os dados de radar não estão disponíveis, a velocidade do vento é reduzida de 3,9 para $1,5 \text{ m s}^{-1}$, o qual está em melhor concordância com a observação de $1,9 \text{ m s}^{-1}$. O uso do LSAC é claramente benéfico em forçar a análise de maneira que previna altos valores de incrementos que não são realísticos, o que é um problema comum na assimilação de dados de radar.

Uma vez que o vapor d'água tem importante participação na iniciação convectiva, em seguida é apresentada uma avaliação mais detalhada na forma que o campo de vapor d'água é melhorado através do LSAC. Na figura 7.10 é mostrada uma comparação entre os experimentos $LSAC_d$ e $LSAC_l$ com a análise do GFS e

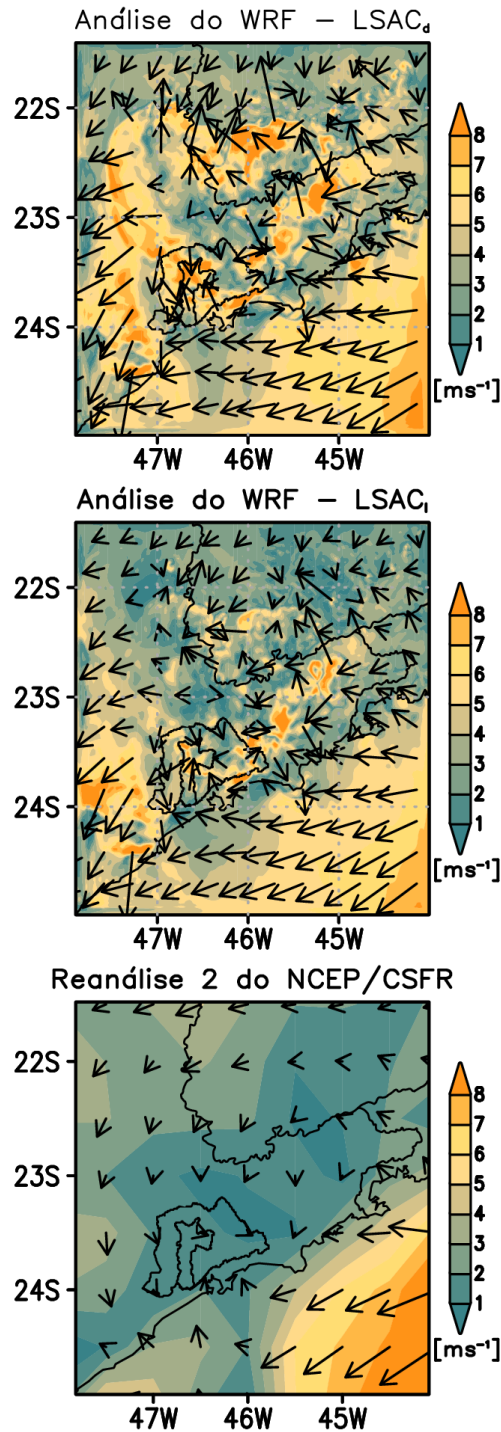


Figura 7.8 - Vetores e velocidade (sombreado) do vento a 10 m em $[\text{m s}^{-1}]$ do experimento LSAC_d (superior), LSAC_l (meio) e a reanálise NCEP/CSFR 2 com 0.5° de resolução (inferior), válido às 18 UTC do dia 22 de janeiro de 2012.

a interpolação dos dados de superfície utilizando 16 estações do INMET. A análise do GFS concorda relativamente bem com os dados de superfície no padrão de grande escala; as regiões mais úmida a oeste e mais seca a norte/nordeste

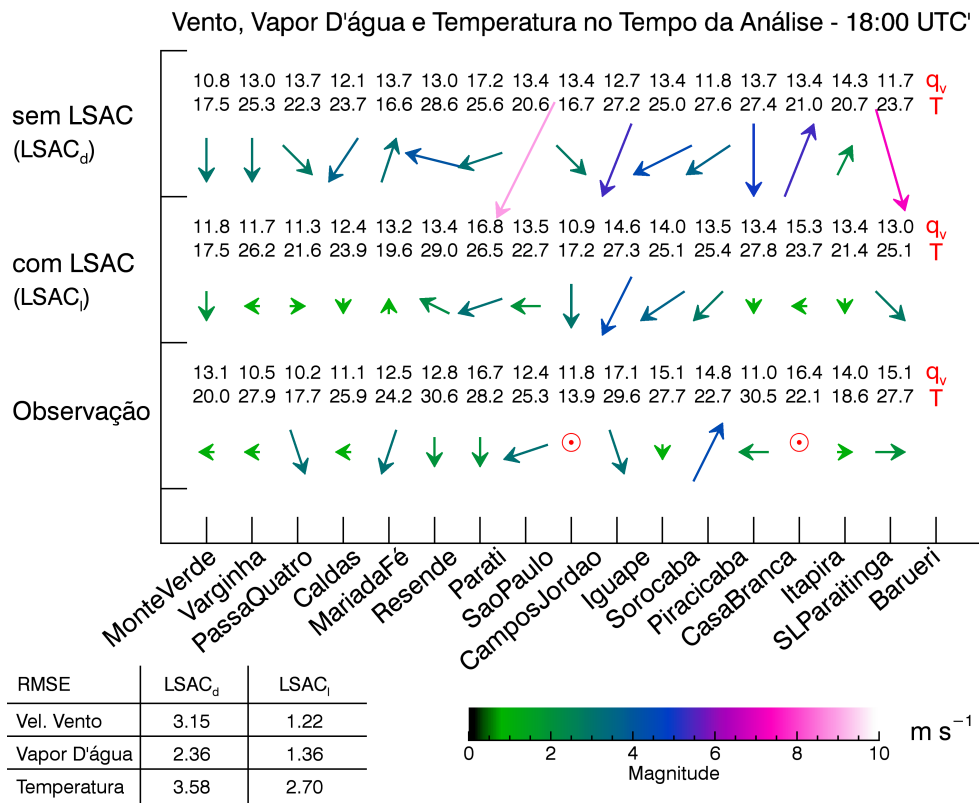


Figura 7.9 - Avaliação das variáveis vento, razão de mistura de vapor d'água e da temperatura dos experimentos LSAC_d e LSAC_l utilizando observações das estações mostradas na figura 5.1 para o caso do dia 22 de janeiro de 2012.

do domínio são bem capturadas pela análise do GFS. A diferença entre os campos de razão de mistura do vapor d'água para os experimentos LSAC_d e LSAC_l mostram que houve melhora considerável através do LSAC. O lado oeste no LSAC_l ainda é relativamente mais seco que a observação, mesmo depois da diferença entre LSAC_d e LSAC_l ser positiva nesta região, ou seja, o LSAC_d é ainda mais seco. Na figura 7.5 foi mostrado que o campo de precipitação sobre Minas Gerais é melhorado pela redução de convecção espúria e a figura 7.10 mostra que o vapor d'água é superestimado (valores negativos no campo de diferença) nesta região pelo LSAC_d, porém corrigido no LSAC_l. Outro exemplo similar é a superestimativa sobre o sul de São Paulo (Figura 7.5, 23,80S e 46,65O) no experimento LSAC_d causado pela grande quantidade de vapor d'água.

A partir da avaliação realizada acima, encontrou-se que a assimilação 3D-Var com o LSAC não apenas permite um melhor ajuste às observações na região convectiva, mas também é capaz de corrigir os erros no ambiente em seu entorno. É conhecido que devido aos erros de pequena escala do modelo e aos

Razão de Mistura do Vapor D'água

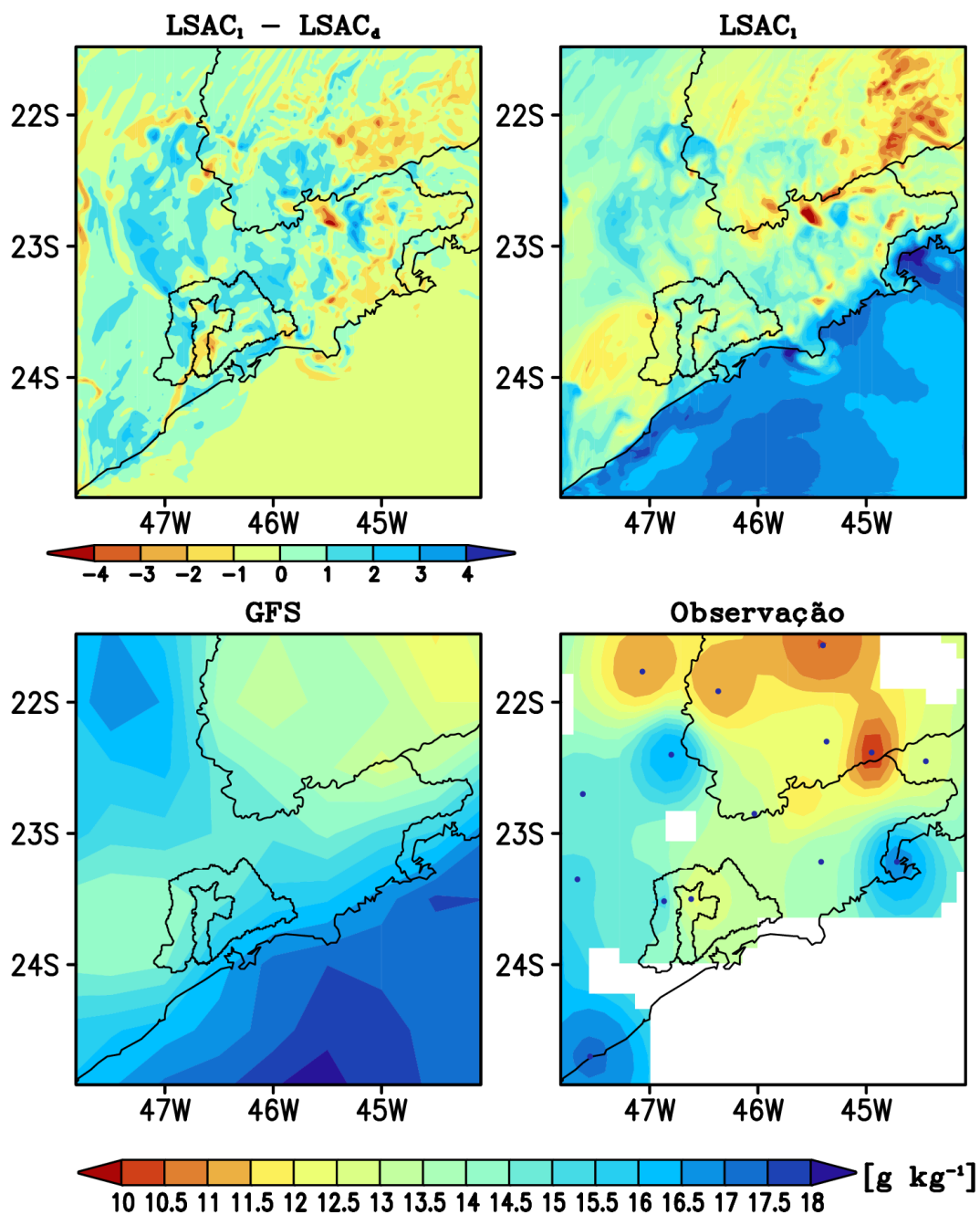


Figura 7.10 - Razão de mistura de vapor d'água próximo a superfície para a diferença entre o $LSAC_i$ e o $LSAC_d$ (superior esquerdo), $LSAC_i$ (superior direito), GFS (inferior esquerdo) e observação (inferior direito) em $[g\ kg^{-1}]$ todos para o caso do dia 22 de janeiro de 2012. A observação é uma interpolação das estações de superfície (pontos azuis).

domínios com áreas limitadas utilizados em modelos regionais, os erros da previsão crescem com o avanço do modelo no tempo (XU; ZHONG, 2009). Portanto, depois de alguns ciclos o *background*, que é na verdade a previsão anterior, pode estar defasado (com *bias*) devido ao crescimento dos erros de pequena escala. O LSAC pode reduzir o *bias* já que a análise de grande escala (isto é, análise do GFS neste estudo) pode representar melhor a média de grande escala, uma vez que eliminar os distúrbios de pequena escala, resultado do processo de ajuste geostrófico, é um dos objetivos da análise de grande escala. O fato de que o LSAC pode melhorar os campos dinâmicos e microfísicos através do uso de informações de alta resolução do radar e ao mesmo tempo da análise de grande escala para obter uma melhor análise tanto na região convectiva como em seu entorno é a chave para obter uma melhor previsão de precipitação.

Uma questão que pode surgir é sobre a possibilidade de obter os incrementos de grande escala na região onde não existe dados de radar através do aumento da escala de comprimento da covariância do erro do *background*. Para responder esta questão um experimento extra foi realizado no qual o erro do *background* sem nenhum ajuste foi utilizado no experimento LSAC_d. Os incrementos para este experimento são mostrados na figura 7.11. Os resultados revelam que quando é utilizado uma escala de comprimento maior, os incrementos apresentam maior abrangência que aqueles das figuras 7.6a e 7.6b, como esperado. Contudo, os incrementos de pequena escala onde a convecção ocorre são suavizados (resultando em pior ajuste às observações) e altos valores de incrementos nas regiões vizinhas são questionáveis. Na figura 7.12 é feita a comparação do ajuste do vento radial e da razão de mistura de água de chuva (convertido a partir da refletividade) entre os dois experimentos com (LSAC_d) e sem ajuste das estatísticas do erro do *background*. É mostrado que o ajuste às observações é melhorado quando a escala de comprimento é ajustada (experimento LSAC_d). No caso sem o ajuste, o agrupamento O-A no menor intervalo [-1,1] m s⁻¹ para velocidade radial e [-0.05, 0.05] g kg⁻¹ para a razão de mistura de água de chuva é menor e o Erro Absoluto Médio (EAM) é maior para ambos, velocidade radial e razão de mistura de água de chuva. Este resultado sugere que limitar a influência do radar através de ajustes na escala de comprimento para onde os dados de radar são disponíveis é a melhor escolha e melhores resultados podem ser obtidos. Para aquelas áreas onde a informação do radar não está disponível, o LSAC pode ajudar a melhorar a análise final.

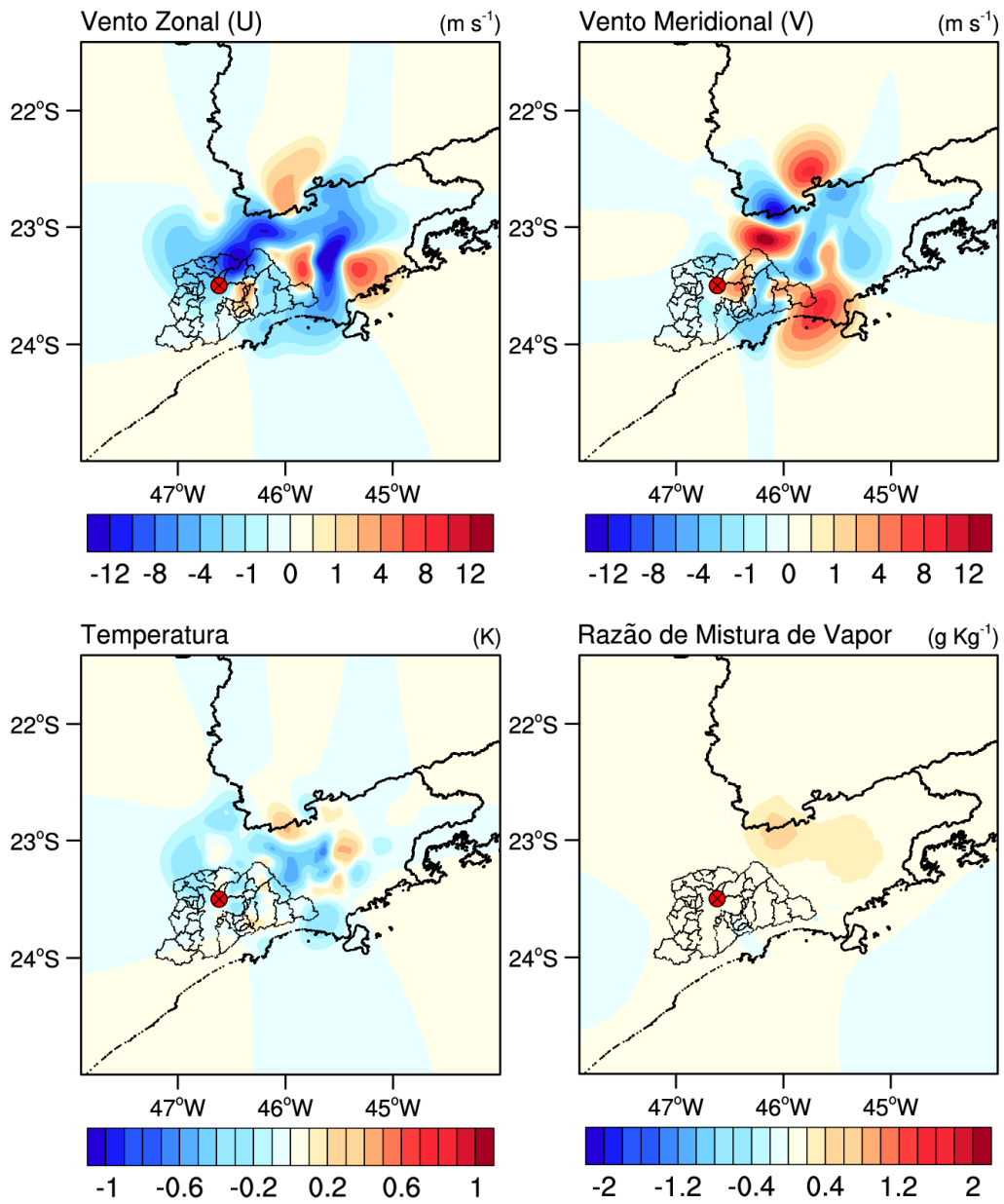


Figura 7.11 - Idem a figura 7.6, mas para o experimento sem ajuste da escala de comprimento.

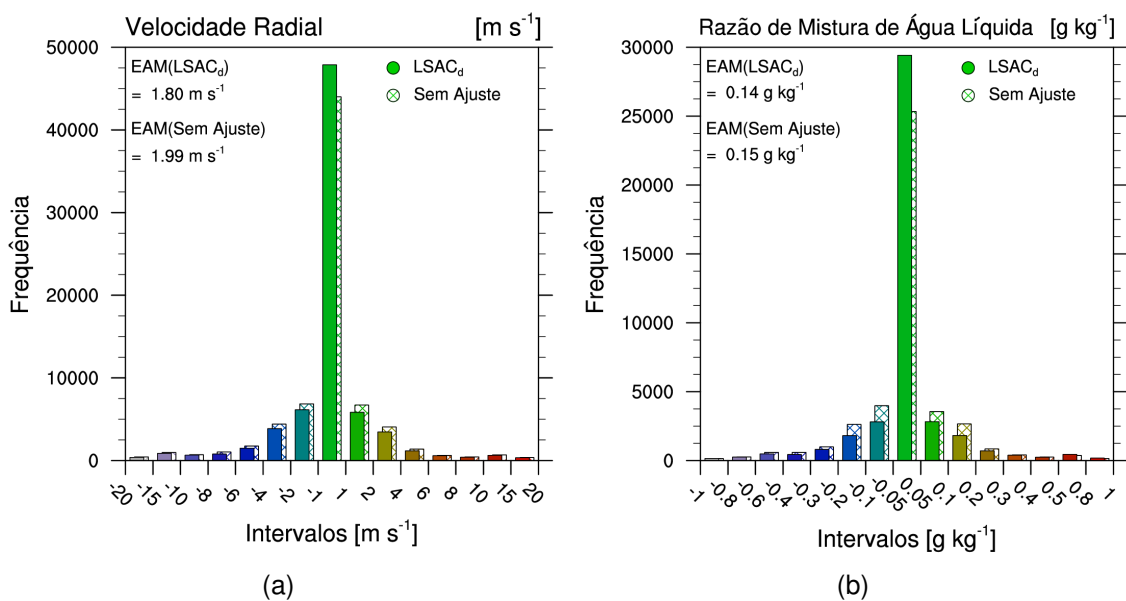


Figura 7.12 - Diferença entre a observação e a análise (O-A) da (a) velocidade radial e (b) razão de mistura de água de chuva para os experimentos LSAC_d (sombreado) e para o experimento sem ajuste da escala de comprimento (cruzes). O Erro Absoluto Médio para cada experimento também é apresentado.

8 CONCLUSÕES

O objetivo principal deste trabalho foi explorar o impacto da assimilação de dados de radar, na previsão de curto prazo, no campo de precipitação. Optou-se por utilizar o método 3D-Var que é um sistema de assimilação de dados com custo computacional relativamente baixo comparado aos sistemas mais modernos e complexos de forma que os resultados do trabalho pudessem ser prontamente utilizados de forma operacional, uma vez que este tipo de implementação ainda não existe no país e a demanda por assimilação de dados de radar é uma realidade atualmente no Brasil.

Devido à disponibilidade de dados de radar com informação de refletividade e velocidade radial durante o projeto CHUVA, optou-se por escolher um sítio experimental e desenvolver o trabalho naquela região. Desta forma, foram utilizados os dados do experimento CHUVA-Vale, ocorrido no Vale do Paraíba, e 6 eventos com diferentes regimes de precipitação foram escolhidos para serem estudados.

Na primeira etapa do trabalho foi desenvolvida a metodologia e programas para o preparo dos dados do radar a serem assimilados. O uso de dados de radar em um sistema de assimilação de dados requer um rigoroso controle de qualidade, uma vez que a inclusão de dados problemáticos pode produzir efeito negativo com rápido crescimento e desencadear a formação ou inibição de células convectivas e, em casos extremos, até resultar na não convergência no processo de minimização da função de custo. Quando observa-se uma imagem de radar, geralmente, é possível visualmente identificar erros grosseiros e situações suspeitas onde o meteorologista pode avaliar com detalhes e verificar a acurácia daquela informação. Por outro lado, em um processo de assimilação de dados, apesar de existir alguns controles que eliminam erros grosseiros, a tomada de decisão sobre a assimilação de um dado ou não é bem mais complicada e o erro que um dado problemático pode causar é muito maior do que um valor errado de um elemento de imagem que será utilizada apenas para visualização. Portanto foi dada atenção especial ao tratamento dos dados de maneira a evitar os problemas citados.

A refletividade do radar está diretamente relacionada com a quantidade de água de chuva na atmosfera, portanto, no processo de assimilação de refletividade é necessário conhecer a relação que existe entre a refletividade e a razão de mistura de água de chuva, de maneira que a observação do radar seja relacionada com as variáveis do modelo. O WRFDA utiliza uma relação (Equação 1.11) desenvolvida por [Sun e Crook \(1997\)](#) utilizando dados coletados nos Esta-

dos Unidos. Portanto, uma das etapas do trabalho foi desenvolver uma relação específica para a região de estudo, uma vez que existia a disponibilidade de observações de disdrômetros utilizados durante o experimento CHUVA-Vale. A nova relação mostrou que na região de estudo para baixos valores de refletividade, os valores de razão de mistura de água de chuva são menores comparados aos obtidos pela equação 1.11. Por outro lado, para valores altos de refletividade o oposto é observado, sendo bem próximos para valores em torno de 40 dBZ. Desta forma, mostrou-se que a relação $Z-q_r$ apresenta diferenças significativas com relação à relação original, indicando que sempre que houver disponibilidade de dados de disdrômetro para um determinado local é aconselhável que uma nova relação mais apropriada para o local estudado seja calculada.

No capítulo 5 foi explorado o impacto da assimilação de dados de radar utilizando a assimilação direta de refletividade. Nesta abordagem a refletividade é assimilada diretamente sem nenhuma conversão prévia para outra variável do modelo. A análise dos resultados foi dividida em duas etapas: 1) avaliou-se a eficácia do processo de assimilação, ou seja, quão bom foi o ajuste do *background* às observações e 2) como a nova análise foi capaz de melhorar a previsão de precipitação. De forma geral, a inclusão dos dados do radar melhorou a análise, ajustando o campo de vento e alguns sistemas precipitantes, contudo, menor ganho foi observado na assimilação de refletividade. Em alguns casos notou-se que apesar da inovação (O-B) apontar diferenças entre os campos de refletividade, o processo de assimilação não foi capaz de reduzir esta diferença. Os perfis verticais da inovação e do incremento deixaram bem claro como a assimilação dos dados de vento apresentou melhor ajuste do que os dados de refletividade. A formulação de incrementos do sistema de assimilação do WRFDA 3D-Var pode ter um peso importante nestes resultados, uma vez que nesta formulação o operador observação tem que ser linear, uma vez que a minimização ocorrer sobre o incremento e não sobre campo completo. Como a relação entre a refletividade e a razão de mistura de água de chuva é não linear, o erro cometido pode ter contribuído para o pior ajuste no caso da refletividade. De fato, no capítulo 6 mostrou-se que é possível obter melhor ajuste dos dados de refletividade quando esta é assimilada indiretamente, ou seja, após a conversão para razão de mistura de água de chuva através da relação não linear. No caso da avaliação do campo de precipitação, notou-se que existe um impacto positivo da assimilação de dados de radar, contudo, a melhora ocorre principalmente na primeira hora de previsão. Os índices de avaliação da qualidade da previsão mostraram que após a primeira hora na maioria dos experimentos houve queda significativa do

ganho obtido no início da previsão, chegando a ter a mesma eficácia do controle ou até mesmo pior. Este comportamento limita bastante o uso desta metodologia quando o objetivo é previsão de curto prazo, uma vez que o ganho perde-se muito rapidamente.

No capítulo 6 foi apresentada e implementada outra metodologia para a assimilação de refletividade, considerada assimilação indireta. Nesta metodologia a refletividade é convertida para razão de mistura de água de chuva e todo o processo de assimilação é realizado tendo esta variável como uma das variáveis de controle, ou seja, a assimilação é realizada através de uma variável prognóstica do modelo. Neste caso o operador observação é apenas um interpolador que leva o *background* até o local da observação, eliminando então erro na conversão de variável referente à linearização. É importante ressaltar que os erros eliminados são referentes apenas à linearização do operador observação e não da conversão refletividade-água de chuva, uma vez que esta conversão ainda é realizada e depende de uma relação empírica. Os resultados aplicando a assimilação indireta mostraram que o ajuste dos dados de refletividade foram bem melhores do que aqueles observados quando a assimilação de refletividade foi realizada diretamente. Notou-se que os incrementos tiveram valores mais próximos da inovação, indicando que o ajuste foi melhor. No caso da velocidade radial, como esperado, praticamente não houve alteração. Os campos de precipitação resultantes da assimilação indireta apresentaram 2 características predominantes: 1) o impacto positivo da assimilação de dados de radar apresentou maior duração na assimilação indireta, ou seja, o ganho observado no campo de precipitação não restringiu-se apenas às primeiras horas de previsão, como ocorreu na assimilação direta, por outro lado; 2) observou-se superestimativa de precipitação em alguns experimentos. A avaliação utilizando os índices estatísticos confirmam estes resultados, apresentando FSS melhor na maioria dos experimentos e horários de previsão, porém, o LRMSE, que leva em conta o erro referente a quantidade de precipitação, apresentou no geral valores maiores no caso da assimilação indireta.

Com o objetivo de investigar o impacto da definição da relação $Z-q_r$ no resultado final da previsão de precipitação e o efeito na superestimativa apresentada nos experimentos com assimilação indireta, foi desenvolvida uma nova relação $Z-q_r$ específica para a região de estudo. Os resultados da assimilação dos dados de radar empregando esta nova relação mostrou que houve ganho significativo no processo de assimilação. Mostrou-se também que a inovação no último ciclo foi menor, resultado de melhor ajuste da observação nos ciclos

anteriores. Desta forma, a mudança nos campos dinâmicos e microfísicos são mais suaves, reduzindo problema de balanço destas variáveis decorrentes de mudanças muito bruscas provocadas por altos valores de incrementos. Como resultados deste fato, a análise final também ficou mais próxima da observação, ou seja, O-A foi menor no caso da nova relação Z-q_r. Com relação à previsão de precipitação, no geral houve melhora no posicionamento e redução da superestimativa, contudo ocorreram casos que em determinados horários os resultados com a nova equação apresentou piora nos campos de precipitação.

Foi estudado também o impacto da assimilação de refletividade e velocidade radial do vento separadamente de maneira que fosse possível separar as contribuições de cada variável no resultado da previsão de precipitação. Observou-se que a inclusão da refletividade tem resultado imediato na formação da precipitação e este fato faz com que o acerto da previsão de precipitação seja elevado na primeira hora, contudo, a precipitação gerada pela inclusão da refletividade não tem sustentação dinâmica neste início e o índice de acerto cai rapidamente chegando a valores inferiores ao controle em alguns casos. Por outro lado, a inclusão da velocidade radial proporciona melhora gradual no campo de precipitação, uma vez que, neste caso, é necessária uma dinâmica favorável a precipitação que irá gerá-la e mantê-la. Desta forma, cada variável tem seu impacto e importância, uma vez que a simulação com melhor resultado foi aquela com a assimilação de ambas simultaneamente.

No capítulo 7 foi apresentada uma nova metodologia para limitar a função de custo enquanto os dados de radar são assimilados. Inicialmente a implementação foi avaliada através de índices estatísticos aplicados aos campos de previsão de precipitação utilizando 4 diferentes índices e em seguida uma análise detalhada foi realizada em um dos casos, com o objetivo de fornecer um maior entendimento das razões pelas quais a nova implementação ter melhorado a previsão da quantidade de precipitação. Os resultados demonstraram que o LSAC introduzido no WRFDA 3D-Var melhorou a previsão da quantidade de precipitação através do aperfeiçoamento da análise do vento, da umidade e da temperatura, verificados através de comparações com observações de superfície. As análises com LSAC não apenas produziram melhores resultados para os campos citados na região de convecção, onde os dados de radar estavam disponíveis, mas também nas regiões vizinhas, reduzindo o erro causado por convecção espúria. O 3D-Var com o LSAC eliminou incrementos irrealistas do vento, produzindo um campo de vento muito mais confiável e coerente com as áreas observadas com convecção, sem perder as informações benéficas do radar. A comparação da ra-

ção de mistura do vapor d'água da análise de ambos os experimentos (com e sem LSAC) mostrou que o LSAC foi capaz de produzir uma análise muito mais próxima à observação e esta melhoria foi crucial para dar manutenção à convecção no local correto e eliminar algumas atividades convectivas espúrias. Além disso, também foi mostrado através da média no domínio da tendência da pressão de superfície que o ruído na análise inicial pode ser reduzido utilizando o LSAC. A razão para a redução é que a análise de grande escala é melhor balanceada e filtra distúrbios de pequena escala.

Foi também mostrado no capítulo 7 que não traz nenhum benefício espalhar demais a informação do radar, através do uso de uma escala de comprimento maior, para regiões onde dados de radar não estão disponíveis porque a convecção é um fenômeno de pequena escala no espaço e no tempo e este procedimento de espalhamento dos incrementos pode contribuir para convecção espúria. A comparação feita neste estudo entre as análises com e sem ajuste da escala de comprimento mostrou que um ajuste melhor às observações foi conseguido quando a escala de comprimento foi reduzida para melhor representar as observações com radar. Contudo, o uso de uma escala de comprimento menor resultou em poucos incrementos na região fora da área de cobertura do radar. Ao usar o LSAC no 3D-Var, a análise nesta região foi substancialmente melhorada através da adição da informação da análise de grande escala, resultando em melhor performance da previsão da quantidade de precipitação.

8.1 Sugestões para Trabalhos Futuros

O desenvolvimento deste trabalho foi um enorme desafio uma vez que pesquisas nesta área estão apenas iniciando no país e este é, provavelmente, o primeiro trabalho de tese de doutorado que aborda este tema no Brasil. Desta forma, o aprendizado e a aquisição de conhecimento em assimilação de dados de radar, que deverá ser convertido em benefício do país, tem grande relevância no que diz respeito à necessidade de previsões de curto prazo cada vez mais precisas. Contudo, no decorrer do trabalho muitas idéias e necessidades foram surgindo e não puderam ser totalmente abordados neste trabalho. Portanto, são descritas nesta seção algumas sugestões para trabalhos futuros que são de extrema importância para melhorar cada vez mais a assimilação de dados de radar no Brasil.

Este trabalho foi executado utilizando apenas um radar localizado no Vale do Paraíba, contudo, seria interessante avaliar o impacto da assimilação de uma rede de radares. A construção de um mosaico de radares não é trivial, porém,

é importante que se faça um esforço em criar um mosaico com alguns radares próximos e avaliar o impacto da assimilação destes dados em uma grade ocupando uma região maior. No estado de São Paulo, por exemplo, existem outros radares localizados na cidade de São Paulo e São José dos Campos, além de 2 radares no interior, localizados em Bauru e Presidente Prudente. Seria interessante construir um mosaico destes radares para algum evento que tenha grande extensão e avaliar o impacto da assimilação destes dados e estudar o comportamento e melhoria que cada radar pode agregar ao mosaico.

Durante o desenvolvimento do trabalho foram executados alguns ajustes da matriz de covariância dos erros do *background* (BE) através de alterações nas escalas de comprimento e da variância, porém estes ajustes não foram sistematizados ou baseados em avaliações dos erros das observações, mas sim um ajuste onde decidia-se por uma ou outra opção de acordo com o melhor resultado da previsão de precipitação. Esta metodologia além de ser muito simplista, pode ser válida apenas para os casos específicos onde ela é aplicada, sendo muito limitada. Uma sugestão é analisar os dados do radar e aplicar ajustes de acordo com a diferença entre o radar e o *background*. Ha e Lee (2012) aplicaram metodologia semelhante para ajuste da matriz BE, porém com observações de estações meteorológicas em superfície.

Observou-se também que a assimilação de vapor d'água estimada dentro da nuvem pode ser fonte de muitos erros. Atualmente no código do modelo não existe uma variável que defina o quanto de vapor deve ser adicionado na região da nuvem, considera-se 100% de saturação, ou seja, umidade relativa UR igual a 100%, ver equação 8.1. Neste trabalho observou-se que considerar 100% de saturação é um valor muito elevado e, após vários testes de sensibilidade, optou-se por utilizar o valor de 80%. Portanto, uma sugestão seria desenvolver uma metodologia para estimar a saturação de acordo com a diferença entre o q_s e o q_v do *background* ou buscar alguma metodologia mais complexa que defina com maior exatidão a quantidade de vapor na região da nuvem.

$$q_v = UR \cdot q_s = 100 \cdot q_s \quad (8.1)$$

Onde q_v e q_s são as razões de mistura do vapor d'água e de saturação do vapor d'água, respectivamente. UR é a umidade relativa, considerada 100% em caso de saturação.

Atualmente está crescendo a disponibilidade de radares de dupla polariza-

ção, onde são fornecidas variáveis que definem melhor os tipos de hidrometeoros através da polarização das ondas que interagem com a partícula na vertical e na horizontal independentemente. Portanto, os radares polarimétricos disponibilizam maior número de variáveis que podem ser aproveitadas em um sistema de assimilação, porém, estudos mais detalhados são necessários para o uso destas variáveis e, além disso, para incluí-las em um sistema de assimilação é necessário desenvolver um operador observação específico para cada nova variável. Acredita-se que seja importante investigar os benefícios de incluir estas variáveis e para futuros trabalhos esta pode ser uma linha de pesquisa.

Os resultados obtidos neste trabalho com o uso do LSAC foram bastante satisfatórios, porém outros testes devem ser realizados, como por exemplo, o uso de outra fonte de informação para a análise de grande escala ou até mesmo o emprego de uma grade aninhada com menor resolução que forneça estas informações. A vantagem em utilizar uma segunda grade para esta finalidade é o fácil acesso a esta informação em um sistema operacional.

Finalmente, outra linha de estudo interessante seria a comparação com o 4D-Var dos resultados obtidos com o 3D-Var. E, dentro deste contexto, poderia avaliar os resultados alcançados com o uso do LSAC que, em teoria, não faria sentido empregá-lo no caso de assimilação com 4D-Var. Estas são questões que ainda precisam ser estudadas para obtenção de respostas mais robustas e, principalmente, com ênfase para o Brasil.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AKSOY, A.; DOWELL, D. C.; SNYDER, C. A multi-case comparative assessment of the ensemble kalman filter for assimilation of radar observations. part i: Storm-scale analyses. **Mon. Wea. Rev.**, v. 137, p. 1805–1824, 2009. [14](#)
- ALBERS, S. C.; MCGINLEY, J. A.; BIRKENHEUER, D. L.; SMART, J. R. The local analysis and prediction system (laps): Analyses of clouds, precipitation, and temperature. **Weather Forecasting**, v. 11, p. 273–287, 1996. [91](#)
- MOORE, R. J.; COLE, S. J.; ILLINGWORTH, A. J. (Ed.). **Use of radar data in NWP-based nowcasting in the Met Office, Weather Radar and Hydrology**. Exeter, UK.: IAHS Publ. 351, 2012. pp. 336 p. ISBN 978-1-907161-26-1. [19](#)
- BARKER, D. M.; HUANG, W.; GUO, Y.-R.; BOURGEOIS, A. **A three-dimensional variational (3DVAR) data assimilation system for use with MM5**. Boulder, CO: NCAR, MMM Division, 2003. [41](#)
- BARKER, D. M.; HUANG, W.; GUO, Y. R.; XIAO, Q. A three-dimensional variational (3dvar) data assimilation system for use with mm5: Implementation and initial results. **Mon. Wea. Rev.**, v. 132, p. 897–914, 2004. [14](#), [16](#), [24](#), [146](#)
- BARNES, S. L. A technique for maximizing details in numerical weather map analysis. **J Appl Meteor**, v. 3, p. 395–409, 1964. [3](#), [4](#)
- BENGTSSON, L. Four-dimensional assimilation of meteorological observations. **GARP Publication Series**, v. 15, p. 76p, 1975. [13](#)
- BERGTHORSSON, P.; DOOS, B. Numerical weather map analysis. **Tellus**, v. 7, p. 329–340, 1955. [4](#), [12](#)
- BLOOM, S. C.; TAKACS, L. L.; SILVA, A. M. da; LEDVINA, D. Data assimilation using incremental analysis updates. **Mon. Wea. Rev.**, v. 124, p. 1256–1271, 1996. [16](#), [145](#)
- BOUTTIER, F. Fine scale versus large scale data assimilation - a discussion. In: CAWCR WORKSHOP ON ENSEMBLE PREDICTION AND DATA ASSIMILATION, 2009, Melbourne, Australia. **Proceedings...** Melbourne: Australian Bureau of Meteorology, 2009. [14](#)
- CAYA, A.; SUN, J.; SNYDER, C. A comparison between the 4d-var and the ensemble kalman filter techniques for radar data assimilation. **Mon. Wea. Rev.**, v. 133, p. 3081–3094, 2005. [18](#)

CHARNEY, J. G.; FJORTOFT, R.; NEUMANN, J. V. Numerical integration of the barotropic vorticity equation. **Tellus**, v. 2, p. 237–254, 1950. [3](#)

CHEN, M.; HUANG, X.-Y. Digital filter initialization for mm5. **Mon. Wea. Rev.**, v. 134, p. 1222–1236, 2006. [150](#)

COURTIER, P.; THEPAUT, J. N.; HOLLINGSWORTH, A. A strategy for operational implementation of 4d-var, using an incremental approach. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 120, p. 1367–1387, 1994. [24](#), [25](#), [146](#)

CRESSMAN, G. P. An operational objective analysis system. **Mon. Wea. Rev.**, v. 87, p. 367–374, 1959. [3](#), [4](#)

DALEY, R. **Atmospheric Data Analysis**. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. 457 p. [42](#)

DOVIÁK, R. J.; ZRNIĆ, D. S. **Doppler radar and weather observations**. San Diego, California: Academic Press, 1993. [33](#)

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of Atmospheric Science**, v. 46, p. 3077–3107, 1989. [53](#)

ELIASSEN, A. **Provisional report on calculation of spatial covariance and autocorrelation of the pressure field**. Oslo: Institute of Weather and Climate Research, Academy of Sciences., 1954. Report No. 5. [12](#)

EVENSEN, G. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using monte carlo methods to forecast error statistics. **J. Geophys. Res.**, v. 99 (C5), p. 10143–10162, 1994. [7](#), [13](#), [17](#)

_____. The ensemble kalman filter: Theoretical formulation and practical implementation. **Ocean Dynamics**, v. 53, p. 343–367, 2003. [17](#)

FISHER, M. Generalized frames on the sphere, with applications to background error covariance modelling. In: RECENT DEVELOPMENTS IN NUMERICAL METHODS FOR ATMOSPHERIC AND OCEAN MODELLING, 2004, Shinfield Park, Reading, UK. **Proceedings...** Reading: ECMWF, 2004. p. 87–101. [39](#), [40](#)

GANDIN, L. **Objective analysis of meteorological fields**. Leningrad: Hydromet Press, 1963. [12](#)

GAO, J.; XUE, M.; BREWSTER, K.; DROEGEMEIER, K. K. A three-dimensional variational data analysis method with recursive filter for doppler radars. **J. Atmos. Oceanic Technol.**, v. 21, p. 457–469, 2007. [14](#)

GILCHRIST, B.; CRESSMAN, G. P. An experiment in objective analysis. **Tellus**, v. 6, p. 309–318, 1954. [3](#), [4](#)

GUO, Y.-R.; FAN, S.-Y.; WANG, W.; CHEN, M.; HUANG, X.-Y.; WANG, Y.-C.; KUO, Y.-H. Application of wrfvar (3dvar) to a high resolution (3-km) model over beijing area. In: WRF USERS' WORKSHOP, 8., 2007, Boulder, Colorado. **Proceedings...** Boulder: NCAR, 2007. [15](#), [42](#), [145](#)

HA, J.-H.; LEE, D.-K. Effect of length scale tuning of background error in wrf-3dvar system on assimilation of high-resolution surface data for heavy rainfall simulation. **Advances in Atmospheric Science**, v. 29, 6, p. 1142–1158, 2012. [42](#), [55](#), [168](#)

HEIDEMAN, K. F.; FRITSCH, J. M. Forcing mechanism and other characteristics of significant summertime precipitation. **Weather Forecasting**, v. 3, p. 115–130, 1988. [11](#)

HOKE, J.; ANTHES, R. The initialization of numerical models by a dynamic relaxation technique. **Mon. Wea. Rev.**, v. 74, p. 1551–1556, 1976. [4](#)

HOKE, J. E.; ANTHES, R. A. Dynamic initialization of a three-dimensional primitive equation model of hurricane "alma" of 1962. **Mon. Wea. Rev.**, v. 105, p. 266–280, 1977. [12](#)

HONG, S. Y.; LIM, J. O. J. The wrf single-moment 6-class microphysics scheme (wsm6). **J. Korean Meteor. Soc.**, v. 42, p. 129–151, 2006. [53](#)

HSIAO, L.-F.; CHEN, S.-S.; KUO, Y.-H.; GUO, Y.-R.; YEH, T.-C.; HONG, J.-S.; FONG, C.-T.; LEE, C.-S. Application of wrf 3dvar to operational typhoon prediction in taiwan: Impact of outer loop and partial cycling approaches. **Wea. Forecasting**, v. 27, p. 1249–1263, 2012. [150](#)

HU, M.; XUE, M. 3dvar and cloud analysis with wsr-88d level-ii data for the prediction of the fort worth, texas, tornadic thunderstorms. part ii: Impact of radial velocity analysis via 3dvar. **Mon. Wea. Rev.**, v. 134, p. 699–721, 2006. [14](#), [131](#)

HUANG, X.; XIAO, Q.; BARKER, D. M.; ZHANG, X.; MICHALAKES, J.; HUANG, W.; HENDERSON, T.; BRAY, J.; CHEN, Y.; MA, Z.; DUDHIA, J.; GUO, Y.;

- ZHANG, X.; WON, D. J.; LIN, H. C.; KUO, Y. H. Four-dimensional variational data assimilation for wrf: formulation and preliminary results. **Mon. Wea. Rev.**, v. 137, p. 299–314, 2009. 16
- IDE, K.; COURTIER, P.; GHIL, M.; LORENC, A. C. Unified notation for data assimilation: Operational, sequential and variational. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 75, p. 181–189, 1997. 24
- INGLEBY, N. B. The statistical structure of forecast errors and its representation in the met. office global 3-d variational data assimilation scheme. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 127, p. 209–232, 2001. 24
- ISAAKS, E. H.; SRIVASTAVA, R. M. **An introduction to applied geostatistics**. Oxford: Oxford University Press, 1989. 35
- JOSS, J.; WALDVOGEL, A. Ein spectrograph fur niederschlagstropfen mit automatischer auswertung (a spectrograph for the automatic analysis of (raindrops). **Pure and Applied Geophysics**, v. 68, p. 240–246, 1967. xxiii, 45, 46
- KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. Cambridge: Cambridge University Press, 2003. 3, 4, 6
- KAPITZA, H. Numerical experiments with the adjoint of a nonhydrostatic mesoscale model. **Mon. Wea. Rev.**, v. 119, p. 2993–3001, 1991. 16
- KAWABATA, T.; KURODA, T.; SEKO, H.; SAITO, K. A cloud-resolving 4dvar assimilation experiment for a local heavy rainfall event in the tokyo metropolitan area. **Mon. Wea. Rev.**, v. 139, p. 1911–1931, 2011. 16
- KAWABATA, T.; SEKO, H.; SAITO, K.; KURODA, T.; TAMIYA, K.; TSUYUKI, T.; HONDA, Y.; WAKATSUKI, Y. An assimilation and forecasting experiment of the nerima heavy rainfall with a cloud-resolving nonhydrostatic 4-dimensional variational data assimilation system. **J. Meteor. Soc. Japan**, v. 85, p. 255–276, 2007. 17
- LEE, M. S.; BARKER, D. M.; KUO, Y.-H. Background error statistics using wrf ensemble generated by randomized control variables. **Journal of the Korean Meteorological Society**, v. 42(3), p. 153–167, 2006. 16, 42, 145
- LEVINE, J. Spherical vortex theory of bubble-like motion in cumulus clouds. **J. Meteor.**, v. 16, p. 653–662, 1959. 11

LILLY, D. K. Numerical prediction of thunderstorms-has its time come? **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 116, p. 779–797, 1990. [11](#)

LIN, C.; SLAVKO, V.; ALAMELU, K.; TURNER, B.; ZAWADZKI, I. Precipitation forecast skill of numerical weather prediction models and radar nowcasts. **Geophys. Res. Lett.**, v. 32, p. L14801, 2005. [xv](#), [12](#), [13](#)

LORENC, A. C. Analysis methods for numerical weather prediction. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 112, p. 1177–1194, 1986. [13](#)

LYNCH, P.; HUANG, X.-Y. Initialization of the hirlam model using a digital filter. **Mon. Wea. Rev.**, v. 120, p. 1019–1034, 1992. [150](#)

MACHADO, L.; LAURENT, H.; DESSAY, N.; MIRANDA, I. Seasonal and diurnal variability of the convection over the amazonia: a comparison of different vegetation type and large scale forcing. **Theor. Appl. Climatol.**, v. 78(1-3), p. 61–78, 2004. [34](#)

MACHADO, L. A. T.; DIAS, M. A. F. S.; MORALES, C.; FISCH, G.; VILA, D.; ALBRECHT, R.; GOODMAN, S. J.; CALHEIROS, A. J. P.; BISCARO, T.; KUMMEROW, C.; COHEN, J.; FITZJARRALD, D.; NASCIMENTO, E. L.; SAKAMOTO, M. S.; CUNNINGHAM, C.; CHABOUREAU, J.-P.; PETERSEN, W. A.; ADAMS, D. K.; BALDINI, L.; ANGELIS, C. F.; SAPUCCI, L. F.; SALIO, P.; BARBOSA, H. M. J.; LANDULFO, E.; SOUZA, R. A. F.; BLAKESLEE, R. J.; BAILEY, J.; FREITAS, S.; LIMA, W. F. A.; TOKAY, A. The chuva project: How does convection vary across 536 brazil? **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 95, p. 1365–1380, 2014. [9](#)

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. M. The distribution of raindrops with size. **J. Meteorol.**, v. 5, p. 165–166, 1948. [9](#)

MASON, B. J.; EMIG, R. Calculation of the ascent of a saturated buoyant parcel with mixing. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 87, p. 212–222, 1961. [11](#)

MING, C.; FAN, S.-Y.; ZHONG, J.; HUANG, X.-Y.; GUO, Y.-R.; WANG, W.; WANG, Y.; KUO, B. A wrf-based rapid updating cycling forecast system of bmb and its performance during the summer and olympic games 2008. In: WORLD METEOROLOGICAL ORGANIZATION SYMPOSIUM ON NOWCASTING AND VERY SHORT TERM FORECASTING, 2009, Whistler, British Columbia. **Proceedings...** Whistler: World Meteorological Organization, 2009. [15](#), [42](#), [145](#)

MITCHELL, H. L.; HOUTEKAMER, P. L.; PELERIN, G. Ensemble size, balance, and model- error representation in an ensemble kalman filter. **Mon. Wea. Rev.**, v. 130, p. 2791–2808, 2002. [17](#)

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: Rrtm, a validated correlated-k model for the long-wave. **J. Geophys. Res.**, v. 102(D14), p. 16663–16682, 1997. [53](#)

NEW, M.; TODD, M.; HULME, M.; JONES, P. Precipitation measurements and trends in the twentieth century. **Int. J. Climatol**, v. 21, p. 1899–1922, 2001. [11](#)

OGURA, Y. The evolution of a moist convective element in a shallow conditional unstable atmosphere: A numerical calculation. **J. Atmos. Sci.**, v. 20, p. 407–424, 1963. [11](#)

ORVILLE, H. D. A numerical study of the initiation of cumulus clouds over mountainous terrain. **J. Atmos. Sci.**, v. 22, p. 431–451, 1965. [11](#)

OSBORN, H.; HICKOK, R. Variability of rainfall affecting runoff from a semi-arid rangeland watershed. **Water Resour. Res.**, v. 4, p. 199–203, 1968. [11](#)

PANOFSKY, H. A. Objective weather-map analysis. **J. Appl. Meteor.**, v. 6, p. 386–392, 1949. [3](#)

PARRISH, D. F.; DERBER, J. C. The national meteorological centre's spectral statistical interpolation analysis system. **Mon. Wea. Rev.**, v. 120, p. 1747–1763, 1992. [39](#), [40](#), [41](#)

REEN, B. P. **Data assimilation strategies and land-surface heterogeneity effects in the 547 Planet Boundary Layer**. 246p. Tese (Doutorado) — The Pennsylvania State University, 2007. [15](#), [145](#)

RICHARDSON, L. F. **Weather prediction by numerical processes**. Cambridge: Cambridge University Press, 1922. [3](#)

ROBERTS, N.; LEAN, H. Scale-selective verification of rainfall accumulations from high-resolution forecasts of convective events. **Mon. Wea. Rev.**, v. 136, p. 78–97, 2008. [11](#), [56](#)

SAHA, S.; MOORTHY, S.; PAN, H.-L.; WU, X.; WANG, J.; NADIGA, S.; TRIPP, P.; KISTLER, R.; WOOLLEN, J.; BEHRINGER, D.; LIU, H.; STOKES, D.;

GRUMBINE, R.; GAYNO, G.; WANG, J.; HOU, Y.-T.; CHUANG, H. ya; JUANG, H.-M. H.; SEL, J.; IREDELL, M.; TREADON, R.; KLEIST, D.; DELST, P. V.; KEYSER, D.; DERBER, J.; EK, M.; MENG, J.; WEI, H.; YANG, R.; LORD, S.; DOOL, H. van den; KUMAR, A.; WANG, W.; LONG, C.; CHELLIAH, M.; XUE, Y.; HUANG, B.; SCHEMM, J.-K.; EBISUZAKI, W.; LIN, R.; XIE, P.; CHEN, M.; ZHOU, S.; HIGGINS, W.; ZOU, C.-Z.; LIU, Q.; CHEN, Y.; HAN, Y.; CUCURULL, L.; REYNOLDS, R. W.; RUTLEDGE, G.; GOLDBERG, M. The ncep climate forecast system reanalysis. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 91, p. 1015–1057, 2010. [153](#)

SCHNEEBELI, M.; SAKURAGI, J.; BISCARO, T.; ANGELIS, C. F.; COSTA, I. Carvalho da; MORALES, C.; BALDINI, L.; MACHADO, L. A. T. Polarimetric x-band weather radar measurements in the tropics: radome and rain attenuation correction. **Atmos. Meas. Tech.**, v. 5, p. 2183–2199, 2012. [34](#)

SCORER, R. S. Experiments on convection of isolated masses of buoyant fluid. **J. Fluid Mech.**, v. 2, p. 583–594, 1957. [11](#)

SHIMIZU, S.; MAKI, M.; MAESAKA, T.; IWANAMI, K.; SHIMADA, S. Short-range forecast using mpradar network and 3dvar assimilation for the heavy rain- fall in north tokyo on july 5th 2010. In: JAPAN GEOSCIENCE UNION MEETING, 2011, Makuari Chiba, Japan. **Proceedings...** Makuari Chiba: Japan Geoscience Union, 2011. [15](#)

SHIN, D. B.; NORTH, G. R.; BOWMAN, K. P. A summary of reflectivity profiles from the first year of trmm radar data. **Journal of Climate**, v. 13, p. 4072–4086, 1999. [34](#)

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHIA, J.; GILL, D. O.; BARKER, D. M.; DUDA, M. G.; HUANG, X.; WANG, W.; POWERS, J. G. **A description of the advanced research WRF version 3**. Boulder, Colorado: National Center for Atmospheric Research, 2008. 125 p. (NCAR/TN-475+STR). NCAR TECHNICAL NOTE. [8](#), [21](#), [23](#)

SNYDER, C.; ZHANG, F. Assimilation of simulated doppler radar observations with an ensemble kalman filter. **Mon. Wea. Rev.**, v. 131, p. 1663–1677, 2003. [17](#)

STAUFFER, D. R.; SEAMAN, N. L. Use of four-dimensional data assimilation in a 556 limited-area mesoscale model. part i: Experiments with synoptic-scale data. **Mon. Wea. Rev.**, v. 118, p. 1250–1277, 1990. [150](#)

STEINER, J. A three-dimensional model of cumulus cloud development. **J. Atmos. Sci.**, v. 30, p. 414–435, 1973. [11](#)

SUN, J. Assimilation of radar data for prediction of convective systems. In: US-KOREA JOINT WORKSHOP ON STORM SCALE AND MESOSCALE WEATHER ANALYSIS AND PREDICTION, 3., 2002, Boulder, CO. **Proceedings...** Boulder: National Center for Atmospheric Research, 2002. [2](#)

_____. Convective-scale assimilation of radar data: Progress and challenges. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 131, p. 3439–3463, 2005. [11](#), [13](#), [16](#), [19](#), [35](#)

SUN, J.; CROOK, N. A. Dynamical and microphysical retrieval from doppler radar observations using a cloud model and its adjoint: I. model development and simulated data experiments. **J. Atmos. Sci.**, v. 54, p. 1642–1661, 1997. [8](#), [9](#), [16](#), [163](#)

_____. Dynamical and microphysical retrieval from doppler radar observations using a cloud model and its adjoint: II. retrieval experiments of an observed florida convective storm. **J. Atmos. Sci.**, v. 55, p. 835–852, 1998. [16](#)

_____. Real-time low-level wind and temperature analysis using single wsr-88d data. **Wea. Forecasting**, v. 16, p. 117–132, 2001. [16](#), [35](#)

SUN, J.; FLICKER, D. W.; LILLY, D. K. Recovery of three-dimensional wind and temperature fields from single-doppler radar data. **J. Atmos. Sci.**, v. 48, p. 876–890, 1991. [16](#)

SUN, J.; GUO, Y.; LIM, E.; HUANG, X.; Q., X.; SUGIMOTO, S. Assimilation and forecasting experiments using radar observations and wrf 4dvar. In: EUROPEAN CONFERENCE ON RADAR IN METEOROLOGY AND HIDROLOGY (ERAD 2008), 5., 2008, Helsinki, Finland. **Proceedings...** Helsinki, 2008. [16](#)

SUN, J.; TONG, W.; WANG, H.; ZHANG, Y.; LIN, C.-Y.; XU, D. Comparison of the impacts of momentum control variables on limited-area high-resolution variational data assimilation and convective forecasting. *Mon. Wea. Rev.*, 2014. Submitted. [25](#)

SUN, J.; TRIER, S. B.; XIAO, Q.; WEISMAN, M. L.; WANG, H.; YING, Z.; XU, M.; ZHANG, Y. Sensitivity of 0-12-h warm-season precipitation forecasts over the central united states to model initialization. **Wea. Forecasting**, v. 27, p. 832–855, 2012. [145](#)

SUN, J.; WANG, H. Radar data assimilation with wrf 4d-var: Part ii. comparison with 3d-var for a squall line case. **Mon. Wea. Rev.**, v. 141, p. 2245–2264, 2013. [15](#)

_____. Wrf-arw variational storm-scale data assimilation: Current capabilities and future developments. **Advances in Meteorology**, ID815910, p. 1–13, 2013. [15](#)

TALAGRAND, O. Assimilation of observations, an introduction. **J. Meteorol. Soc. Japan**, v. 75(1B), p. 191–209, 1997. [3](#)

TONG, M.; XU, M. Ensemble kalman filter assimilation of doppler radar data with a compressible nonhydrostatic model: Oss experiments. **Mon. Wea. Rev.**, v. 133, p. 1789–1807, 2005. [17](#)

_____. Simultaneous estimation of microphysical parameters and atmospheric state with simulated radar data and ensemble square root kalman filter. part ii: Parameter estimation experiments. **Mon. Wea. Rev.**, v. 136, p. 1649–1668, 2008. [18](#)

TONG, W.; SUN, J.; LI, G.; WANG, H. A study on the assimilation cycling configuration for convective precipitation forecast using wrf 3dvar. In: WRF USERS' WORKSHOP, 15., 2014, Boulder, CO. **Proceedings...** Boulder: National Center for Atmospheric Research, 2014. [42](#), [55](#)

VENDRASCO, E. P.; SUN, J.; WANG, H.; HERDIES, D. L.; ANGELIS, C. F.; ALBRECHT, R. I. Assimilation of the chuva project's dual polarization radar data with wrf 3d-var and its impact on the short-range precipitation forecast. In: **36th Conference on Radar Meteorology**. Breckenridge, CO: American Meteorological Society., 2013. [15](#)

WANG, H.; SUN, J.; FAN, S.; HUANG, X.-Y. Indirect assimilation of radar reflectivity with wrf 3d-var and its impact on prediction of four summertime convective events. **J. Appl. Meteor. Climat.**, v. 52, p. 889–902, 2013. [xvii](#), [8](#), [15](#), [89](#), [90](#), [91](#), [92](#)

WOLFSBERG, D. **Retrieval of three-dimensional wind and temperature fields from single-Doppler radar data**. Oklahoma, USA: Cooperative Institute for Mesoscale Meteorological Studies, 1987. (CIMMS Report No. 84). [16](#)

WU, W. S.; PURSER, R. J.; PARRISH, D. F. Three-dimensional variational analysis with spatially inhomogeneous covariances. **Mon. Wea. Rev.**, v. 130, p. 2905–2916, 2002. [24](#), [41](#)

XIAO, Q.; KUO, Y.; SUN, J.; LEE, W.; BARKER, D. M.; EUNHA, L. An approach of radar reflectivity data assimilation and its assessment with the inland qpf of typhoon rusa(2002)at landfall. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, p. 14–22, 2007. [14](#), [15](#)

XIAO, Q.; KUO, Y.-H.; SUN, J.; LEE, W.-C.; BARKER, D. M.; LIM, E. Assimilation of doppler radar observations and its impacts on forecasting of the landfalling typhoon Rusa. In: THE EUROPEAN CONFERENCE ON RADAR IN METEOROLOGY AND HYDROLOGY, 2004, Visby, Sweden. **Preprint of...** Visby: Copernicus GmbH, 2004. p. 178–182. [33](#)

XIAO, Q.; KUO, Y. H.; SUN, J.; LEE, W. C.; LIM, E.; GUO, Y.; BARKER, D. M. Assimilation of doppler radar observations with a regional 3dvar system: Impact of doppler velocities on forecasts of a heavy rainfall case. **J. Appl. Meteor.**, v. 44, p. 768–788, 2005. [12](#), [14](#), [131](#)

XU, J.-Y.; ZHONG, Q. The effect of error growth and propagation on the predictability of quantitative precipitation in a cloud-resolving model. **Atmos. Oceanic Sci.**, v. 2, p. 79–84, 2009. [159](#)

XUE, M.; DROEGEMEIER, k. k.; WONG, V. The advanced regional prediction system (arps) - a multiscale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction tool. part i: Model dynamics and verification. **Meteor. Atmos. Phys.**, v. 75, p. 161–193, 2000. [14](#)

ZHANG, J.; CARR, F.; BREWSTER, K. Adas cloud analysis. In: CONF. ON NUMERICAL WEATHER PREDICTION, 12., 1998, Phoenix, AZ. **Preprint of...** Phoenix: Amer. Meteor. Soc., 1998. p. 185–188. [91](#)

ZUPANSKI, M. Maximum likelihood ensemble filter: Theoretical aspects. **Mon. Wea. Rev.**, v. 133, p. 1710–1726, 2005. [13](#), [18](#)

ZUPANSKI, M.; NAVON, I. M.; ZUPANSKI, D. The maximum likelihood ensemble filter as a non-differentiable minimization algorithm. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v. 134, p. 1039–1050, 2008. [13](#), [18](#)