



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.28.14.11-TDI

ANÁLISE DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF A DIFERENTES PERFIS DE RESOLUÇÃO VERTICAL

Romman Arantes Lourenço

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Dirceu Luis Herdies, aprovada em
28 de agosto de 2017.

URL do documento original:

<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PBSKP5>

INPE
São José dos Campos
2017

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

E-mail: pubtc@inpe.br

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

Presidente:

Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação (CPG)

Membros:

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

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

Dra. Carina de Barros Melo - Coordenação de Laboratórios Associados (CTE)

Dr. Evandro Marconi Rocco - Coordenação de Engenharia e Tecnologia Espacial (ETE)

Dr. Hermann Johann Heinrich Kux - Coordenação de Observação da Terra (OBT)

Dr. Marley Cavalcante de Lima Moscati - Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos (CPT)

Silvia Castro Marcelino - Serviço de Informação e Documentação (SID)

BIBLIOTECA DIGITAL:

Dr. Gerald Jean Francis Banon

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

Simone Angélica Del Duca 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, TECNOLOGIA, INOVAÇÕES E COMUNICAÇÕES
INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.28.14.11-TDI

ANÁLISE DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF A DIFERENTES PERFIS DE RESOLUÇÃO VERTICAL

Romman Arantes Lourenço

Dissertação de Mestrado do
Curso de Pós-Graduação em
Meteorologia, orientada pelo Dr.
Dirceu Luis Herdies, aprovada em
28 de agosto de 2017.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3PBSKP5>>

INPE
São José dos Campos
2017

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Lourenço, Romman Arantes.

L934a Análise da sensibilidade do modelo WRF a diferentes perfis de resolução vertical / Romman Arantes Lourenço. – São José dos Campos : INPE, 2017.

xxiv + 131 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2017/07.28.14.11-TDI)

Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2017.

Orientador : Dr. Dirceu Luis Herdies.

1. Perfil vertical. 2. CLP. 3. Sistemas atmosféricos. 4. WRF.
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/).

Aluno (a): **Romman Arantes Lourenço**

Título: "ANÁLISE DA SENSIBILIDADE DO MODELO WRF A DIFERENTES PERFIS DE RESOLUÇÃO VERTICAL".

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

Dr. José Antonio Aravéquia



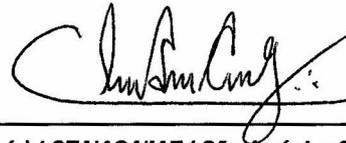
Presidente / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Dirceu Luis Herdies



Orientador(a) / INPE / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Cleber Souza Corrêa



Convidado(a) / CTAIACAJIAE / São José dos Campos - SP

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

São José dos Campos, 28 de agosto de 2017

AGRADECIMENTOS

A minha família, em especial minha mãe Ester que compreendeu todos os momentos em que estive ausente e distante, aguentando a saudade e a preocupação, me incentivando sempre na busca de meus sonhos. Aos irmãos Hercília, Rimman, Antonio e Lidia por todo carinho e apoio no percurso desta jornada.

À amiga e namorada Marilise que sempre me apoiou e acreditou no meu potencial de crescimento pessoal e profissional, estando presente mesmo quando a atenção estava voltada para a conclusão desta fase.

Ao meu orientador Prof. Doutor Dirceu Herdies, que através da sua vasta experiência foi capaz de me direcionar nessa empreitada, despendendo sempre parte do seu tempo e atenção para que eu pudesse desenvolver este trabalho da melhor forma.

Ao CPTEC/INPE e seus funcionários que ofereceram toda estrutura necessária para coleta de dados. Aos professores por todo ensinamento ao longo desta etapa.

Aos amigos que fiz durante o curso que por vezes compartilharam comigo momentos de dificuldade e ofereceram ajuda.

À Força Aérea Brasileira que me proporcionou a oportunidade de um contato acadêmico altamente especializado, a fim de que eu pudesse continuar oferecendo meus serviços de uma forma aperfeiçoada à navegação aérea.

RESUMO

A região Sul do Brasil é impactada por eventos meteorológicos severos devido à influência de diferentes sistemas atmosféricos. A Previsão Numérica do Tempo (PNT) busca otimizar a previsão desses sistemas. Nesse sentido, o presente trabalho teve como objetivo analisar diferentes distribuições dos níveis verticais da atmosfera no modelo WRF (*Weather Research and Forecasting*) no intuito de se determinar qual melhor representa a região em estudo. Foi utilizado o sistema de assimilação de dados (WRFDA-3DVAR), com assimilação de dados convencionais e dados de radar. Foram feitas simulações com maior resolução vertical na Camada Limite Planetária (CLP) e elevando a fronteira superior do modelo. Os casos escolhidos foram os dias 30 de outubro, 07 de novembro e 13 de dezembro de 2014, em virtude dos sistemas atmosféricos presentes nessas datas e da disponibilidade de dados observacionais em superfície e altitude e dos dados de radar. As saídas do WRF foram comparadas com dados meteorológicos reais obtidos das radiosondagens existentes na região em estudo. Também foram analisados os campos de precipitação simulados pelo modelo, utilizando os produtos estatísticos *Fractional Skill Score (FSS)* e *Local Root Mean Square Error (LRMSE)*. As rodadas do WRF realizadas com maior definição em baixos níveis apresentaram resultados satisfatórios tanto na simulação do perfil atmosférico, quanto na previsão no posicionamento dos campos de precipitação. A assimilação de dados de radar mostrou uma melhoria na previsão da localização dos núcleos de precipitação intensa.

Palavras – chave: Perfil Vertical. CLP. Sistemas Atmosféricos. WRF.

ANALYSIS OF THE SENSITIVITY OF THE WRF MODEL TO DIFFERENT VERTICAL RESOLUTION PROFILES

ABSTRACT

The southern region of Brazil is impacted by severe weather events due to the influence of different atmospheric systems. Numerical Weather Prediction (NWP) seeks to optimize the prediction of these systems. In this sense, the present study had as objective of analyzing different distributions of the vertical levels of the atmosphere in the WRF model (Weather Research and Forecasting) in order to determine what better represents the region under study. The data assimilation system (WRFDA-3DVAR) was used, with assimilation of conventional data and radar data. Simulations with higher vertical resolution were made in the Planetary Boundary Layer (PBL) and increasing the upper boundary of the model. The selected cases were October 30, November 7 and December 13, 2014, because the atmospheric systems present on those dates and the availability of observational surface and altitude data and radar data. The outputs of the WRF were compared with real meteorological data obtained from atmospheric sounding in the study region. Were also analyzed the precipitation fields simulated by the model, using the statistical products Fractional Skill Score (FSS) and Local Root Mean Square Error (LRMSE). The outputs of the WRF performed with higher definition at low levels presented satisfactory results both in the simulation of the atmospheric profile and in the prediction in the positioning of precipitation fields. The assimilation of radar data showed an improvement in the prediction of the location of the nuclei of intense precipitation.

Keywords: Vertical Profile. PBL. Atmospheric systems. WRF.

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1. Área de estudo delimitada pela caixa preta.....	5
Figura 3.1. Sistema frontal desenvolvido. Linhas inteiras: Isóbaras.....	7
Figura 3.2. Representação esquemática da nuvem vírgula (Hemisfério Sul).....	13
Figura 3.3. Frequência de CCMs.....	15
Figura 3.4. Seção transversal de uma Linha de Instabilidade.....	17
Figura 3.5 - Dias por ano com parâmetros favoráveis à formação de tornados, baseados em dados da Reanálise I do NCEP/NCAR para o período de 1997 a 1999.....	19
Figura 3.6. a) Posição e variabilidade do JST; b) Posição e variabilidade do JP.....	20
Figura 3.7 - Média climatológica da intensidade do vento (setas) e convergência de umidade (sombreado) para o verão (a) e inverno (b).....	21
Figura 3.8. Diagrama esquemático do ciclo de assimilação de dados: a)intermitente; b)contínuo.....	27
Figura 3.9 - Esquematização de um ciclo diário do comportamento da camada limite e perfis verticais de temperatura potencial virtual em pontos específicos no tempo.....	29
Figura 4.1. Grade do WRF definida para o estudo.....	33
Figura 4.2 - Imagens do satélite GOES-13 entre os dias 30 a 31 de outubro de 2014: a) 12:00 UTC; b) 18:00 UTC; c) 00:00 UTC; d) 06:00 UTC.....	34
Figura 4.3 - Cartas sinóticas elaboradas pelo GPT do CPTEC/INPE para as 1200 UTC do dia 30 de outubro de 2014: a) Superfície; b) Nível baixo (850 hPa); Nível médio (500 hPa); c) Nível alto (250 hPa).....	35
Figura 4.4 - Imagens do satélite GOES-13 entre os dias 07 a 08 de novembro de 2014: a) 12:00 UTC; b) 18:00 UTC; c) 00:00 UTC; d) 06:00 UTC.....	37
Figura 4.5 - Cartas sinóticas elaboradas pelo GPT do CPTEC/INPE para as 12:00 UTC do dia 07 de novembro de 2014: a) Superfície; b) Nível baixo (850 hPa); c) Nível médio (500 hPa); d) Nível alto (250 hPa).....	38

Figura 4.6 - Imagens do satélite GOES-13 entre os dias 12 a 13 de dezembro de 2014: a) 12:00 UTC; b) 17:30 UTC; c) 00:00 UTC; d) 06:00 UTC.....	39
Figura 4.7 - Cartas sinóticas elaboradas pelo GPT do CPTEC/INPE para as 12:00 UTC do dia 12 de dezembro de 2014: a) Superfície; b) Nível baixo (850 hPa); Nível médio (500 hPa); c) Nível alto (250 hPa).....	41
Figura 4.8 - Posição dos Radares de Assunção (ASU) e Cascavel (CAS), com suas respectivas áreas de cobertura e relevo da região em metros	46
Figura 4.9 - Estações meteorológicas de altitude utilizadas no estudo destacadas em vermelho.	47
Figura 4.10. Representação esquemática de coordenadas sigma.	51
Figura 4.11: Processos de assimilação de dados utilizados no trabalho.....	54
Figura 4.12 - Representação das distribuições dos níveis em coordenadas sigma utilizados no estudo. Controle e experimento 1(a); Experimentos 2 e 3(b); Experimentos 4 e 5(c).	60
Figura 5.1 - Comparação do perfil vertical de 700hPa a 50hPa de Florianópolis das 12UTC de 30/10/2014 com as análises da Temperatura do ar (a), Umidade relativa (b), Velocidade do vento (c).....	64
Figura 5.2 - Comparação do perfil vertical de 700hPa a 50hPa de Florianópolis das 00UTC de 31/10/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	65
Figura 5.3 - Comparação do perfil vertical de 700hPa a 50hPa de Florianópolis das 12UTC de 31/10/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	66
Figura 5.4 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 30/10/2014 com as análises da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).....	67
Figura 5.5 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 00UTC de 31/10/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	68

Figura 5.6 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 31/10/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar (a), Umidade relativa (b), Velocidade do vento (c).	69
Figura 5.7 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Foz do Iguaçu das 12UTC de 30/10/2014 com as análises da Temperatura do ar (a), Umidade relativa (b), Velocidade do vento (c).	70
Figura 5.8 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Foz do Iguaçu das 00UTC de 31/10/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	71
Figura 5.9 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Foz do Iguaçu das 12UTC de 31/10/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar (a), Umidade relativa (b), Velocidade do vento (c).	72
Figura 5.10 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 07/11/2014 com as análises da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	74
Figura 5.11 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 00UTC de 08/11/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	75
Figura 5.12 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 08/11/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	76
Figura 5.13 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 12UTC de 07/11/2014 com as análises da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	77
Figura 5.14 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 00UTC de 08/11/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	78
Figura 5.15 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 12UTC de 08/11/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	79

Figura 5.16 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 12/12/2014 com as análises da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).....	81
Figura 5.17 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 00UTC de 13/12/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	82
Figura 5.18 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 13/12/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	83
Figura 5.19 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 12UTC de 12/12/2014 com as análises da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).....	84
Figura 5.20 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 00UTC de 13/12/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	85
Figura 5.21 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 12UTC de 13/12/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).	86
Figura 5.22 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 12 e 15UTC do dia 30/10/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa(c), exp1-2k-50hPa(d), exp1-2k-25hPa (e), exp2-3k-50hPa(f) e exp2-3k-25hPa(g).	89
Figura 5.23 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 00 e 03UTC do dia 31/10/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-25hPa(e), exp2-3k-50hPa(f) e exp2-3k-25hPa(g).	91
Figura 5.24 - Avaliação dos índices para previsão de precipitação entre 12UTC de 30/10/2014 e 12UTC de 31/10/2014. FSS (1mm/10km)(a), FSS (5mm/10km)(b), FSS (10mm/10km)(c) e LRMSE(d).....	92

Figura 5.25 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 15 e 18UTC do dia 07/11/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa (c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-25hPa (e), exp2-3k-50hPa (f) e exp2-3k-25hPa (g).	94
Figura 5.26 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 00 e 03UTC do dia 08/11/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-25hPa (e), exp2-3k-50hPa(f) e exp2-3k-25hPa(g).	95
Figura 5.27 - Avaliação dos índices para previsão de precipitação entre 12UTC de 07/11/2014 e 12UTC de 08/11/2014. FSS (1mm/10km)(a), FSS (5mm/10km)(b), FSS (10mm/10km)(c), LRMSE (d) e LRMSE para o período de 12z de 07/11/2014 e 03z de 08/11/2014.....	97
Figura 5.28 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 15 e 18UTC do dia 12/12/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-25hPa (e), exp2-3k-50hPa(f) e exp2-3k-25hPa(g).	99
Figura 5.29 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 00 e 03UTC do dia 13/12/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-25hPa (e), exp2-3k-50hPa(f) e exp2-3k-25hPa(g).	101
Figura 5.30 - Avaliação dos índices para previsão de precipitação entre 12UTC de 12/12/2014 e 12UTC de 13/12/2014. FSS (1mm/10km)(a), FSS (5mm/10km)(b), FSS (10mm/10km)(c), LRMSE (d) e LRMSE para o período de 12z de 07/11/2014 e 03z de 08/11/2014.....	103
Figura 5.31 - Incremento gerado pela assimilação de dados Radar no quarto ciclo para a previsão de 12UTC de 07/11/2014 às 12UTC de 08/11/2014 com as previsões de Temperatura do ar(a), Vapor de água(b), Vento zonal(c), vento meridional(d).	105
Figura 5.32 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Londrina das 12UTC de 07/11/2014 com as análises da Temperatura do ar (a), Umidade relativa (b), Velocidade do vento (c).....	106

Figura 5.33 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Londrina das 00UTC de 08/11/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).....	107
Figura 5.34 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Londrina das 12UTC de 08/11/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).....	108
Figura 5.35 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 12 e 15UTC do dia 07/11/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o Controle (b), Default-Radar(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-50hPa-Radar (e).	111
Figura 5.36 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 15 e 18UTC do dia 07/11/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o Controle (b), Default-Radar(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-50hPa-Radar (e).	113
Figura 5.37 - Avaliação dos índices para previsão de precipitação entre 12UTC de 07/11/2014 e 12UTC de 08/11/2014. FSS (1mm/10km)(a), FSS (5mm/10km)(b), FSS (10mm/10km)(c) e LRMSE(d).....	115

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Probabilidade de formação tempestades de acordo com o Índice K.....	23
Tabela 4.1 - Dados assimilados do GTS para o caso 1, referente ao período de 12 UTC de 28/10/2014 a 12 UTC de 30/10/2014.	43
Tabela 4.2 - Dados assimilados do GTS para o caso 2, referente ao período de 12 UTC de 05/11/2014 a 12 UTC de 07/11/2014.	44
Tabela 4.3 - Dados assimilados do GTS para o caso 3, referente ao período de 12 UTC de 10/12/2014 a 12 UTC de 12/12/2014.	45
Tabela 4.4 - Dados assimilados de Radar assimilados para o estudo de caso, referente ao período de 09 UTC as 12 UTC de 12/12/2014.....	46
Tabela 4.5 - Radiossondagens utilizadas na pesquisa.	48
Tabela 4.6 - Parametrizações de controle.	52
Tabela 4.7 - Resumo das simulações realizadas.....	61
Tabela 4.8 - Resumo das simulações realizadas no estudo de caso.	61
Tabela 5.1 – Erro de Viés (MBE) e Erro médio quadrático (RMSE) para os valores de Índice K simulados pelo modelo WRF para o período de 12 UTC de 30/10/2014 a 12 UTC de 31/10/2014.	73
Tabela 5.2 – Erro de Viés (MBE) e Erro médio quadrático (RMSE) para os valores de Índice K simulados pelo modelo WRF para o período de 12 UTC de 07/11/2014 a 12 UTC de 08/11/2014.	80
Tabela 5.3 – Erro de Viés (MBE) e Erro médio quadrático (RMSE) para os valores de Índice K simulados pelo modelo WRF para o período de 12 UTC de 12/12/2014 a 12 UTC de 13/12/2014.	87
Tabela 5.4 – Erro de Viés (MBE) e Erro médio quadrático (RMSE) para os valores de Índice K simulados pelo modelo WRF para os períodos de 12 UTC de 30/10/2014 a 12 UTC de 31/10/2014, 12 UTC de 07/11/2014 a 12 UTC de 08/11/2014 e 12 UTC de 12/12/2014 a 12 UTC de 13/12/2014.	88

Tabela 5.5 – Erro de Viés (MBE) e Erro médio quadrático (RMSE) para os valores de Índice K simulados pelo modelo WRF para o período de 12 UTC de 07/11/2014 a 12 UTC de 08/11/2014.	109
--	-----

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

AMS	American Meteorological Society
ANA	Agência Nacional das Águas
ARW	Advanced Research WRF
CAPE	Convective Available Potential Energy
Cb	Cumulonimbus
CCM	Complexos Convectivos de Mesoescala
CLE	Camada Limite Estável
CLI	Camada Limite Interna
CLP	Camada Limite Planetária
CM	Camada de Mistura
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CMORPH	The Climate Prediction Center morphing method
CR	Camada Residual Noturna
EMA	Estação Meteorológica de Altitude
FAWA	Air Force Weather Agency
FSL	Forecast Systems Laboratory
FSS	Fractional Skill Score
GFS	Global Forecast System
GPT	Grupo de Previsão de Tempo do CPTEC/INPE
GTS	Global Telecommunication System
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JBN	Jato de Baixos Níveis
JNS	Jato de Níveis Superiores

JP	Jato polar
JST	Jato Subtropical
LI	Linha de Instabilidade
LRMSE	Local Root Mean Square Error
NCAR	National Center for Atmospheric Research
NESDIS	National Environmental Satellite Data and Information Service
NMC	National Meteorological Center
NMM	Nonhydrostatic Mesoscale Model
NOAA	National Oceanic and Atmospheric Administration
PNT	Previsão Numérica do Tempo
PSAS	Physical-Space Statistical Analysis System
SCM	Sistemas Convectivos de Mesoescala
ZCAS	Zona de Convergência do Atlântico Sul
TRMM	Tropical Rainfall Measuring Mission
UFRJ	Universidade Federal do Rio de Janeiro
USP	Universidade de São Paulo
WRF	Weather Research and Forecasting model
WRFDA	WRF Data Assimilation System
3D-VAR	Assimilação de dados variacional em três dimensões
4D-VAR	Assimilação de dados variacional em quatro dimensões

LISTA DE SÍMBOLOS

	<u>Pág.</u>
∇T Vetor gradiente horizontal de temperatura	8
D Deformação total	8
δ Divergência	8
α Ângulo entre ∇T e o eixo x	8
β Ângulo entre o eixo de dilatação e ∇T	8

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1. Objetivos.....	3
2. CONTEXTUALIZAÇÃO	5
3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	7
3.1. Sistemas atmosféricos atuantes na região sul do Brasil	7
3.1.1. Sistemas Frontais.....	7
3.1.2. Zona de convergência do atlântico sul - ZCAS.....	11
3.1.3. Nuvem vírgula	12
3.1.4. Sistemas convectivo de mesoescala - SCM.....	13
3.1.5. Tornados	17
3.1.6. Jatos de altos e baixos níveis.	19
3.2. Índices de Instabilidade Atmosférica	22
3.3. WRF	25
3.4. Assimilação de dados	26
3.5. Assimilação de dados de radar meteorológico	27
3.6. Impacto da resolução vertical em baixos níveis e na camada limite planetária	28
4. DADOS E METODOLOGIA	33
4.1. Área de estudo	33
4.2. Condições sinóticas dos casos selecionados.....	33
4.3. Conjunto de dados	42
4.3.1 Dados de entrada do modelo	42
4.3.2 Dados representativos da atmosfera real	47
4.4. WRF	49

4.5. WRFDA.....	53
4.6. Avaliação das simulações realizadas.....	55
4.7. Simulações Numéricas realizadas.	59
5. RESULTADOS	63
5.1. Avaliação do perfil da atmosfera.....	63
5.2 Avaliação do campo de precipitação	88
5.3 Estudo de caso – assimilação RADAR	103
6. CONCLUSÕES	117
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	121

1. INTRODUÇÃO

A Bacia do Paraná é uma região sedimentar da América do Sul, abrangendo parte do Brasil meridional, Paraguai oriental, nordeste da Argentina e norte do Uruguai, totalizando uma área de aproximadamente 1,5 milhão de quilômetros quadrados. Segundo a Agência Nacional das Águas (ANA) no ano de 2010, a porção brasileira da bacia do Paraná abrigava 32,1% da população nacional, correspondendo a 61,3 milhões de pessoas, apresentando o maior desenvolvimento econômico do País. Segundo Satyamurty et al. (1998), por estar localizada na região compreendida entre os trópicos e as regiões polares, a área em estudo é impactada por um grande número de eventos, associados à ocorrência de vários sistemas atmosféricos de escala sinótica e de mesoescala, destacando-se frentes frias, zona de convergência do Atlântico sul (ZCAS), nuvens vírgula, sistemas convectivos de mesoescala (SCMs) e circulação de brisa. Tais sistemas são responsáveis pela ocorrência de precipitação intensa, granizo, ventos fortes e por vezes até tornados. Assim prever de forma satisfatória a ocorrência desses sistemas atmosféricos representaria um ganho social e econômico importante para a referida região.

Os modelos de Previsão Numérica do Tempo (PNT) tem apresentado um alto grau de desenvolvimento durante as últimas décadas. Esta evolução se deu basicamente por intermédio da elaboração de teorias da dinâmica do movimento aplicadas ao fluido atmosférico, pela maior compreensão do comportamento físico das estruturas dos fenômenos meteorológicos, e do uso cada vez mais intensivo do processamento de dados de alto desempenho aplicado em ciências atmosféricas. Esse contínuo desenvolvimento computacional tem levado a um aumento gradual da resolução horizontal e vertical do modelo na PNT.

Um dos objetivos de melhorar a resolução horizontal da grade é chegar a um espaçamento de grade suficiente para se resolver explicitamente os processos convectivos (MASS et al., 2002). Muito menos atenção tem sido dada à avaliação dos refinamentos relacionados à variação da resolução vertical do modelo.

Segundo Lyons et al. (1995), Mass et al. (2002) e Nolan et al. (2009) um modelo com maior resolução vertical representa melhor a estrutura vertical da atmosfera. Por outro lado, outros trabalhos confirmaram também a melhoria na previsão usando grade

horizontal mais refinada, (MASS et al., 2002; DONE et al., 2004; WEISMAN et al., 2008). Esses estudos mostraram que uma maior resolução horizontal exige uma maior resolução vertical.

Nesse sentido inúmeros modelos numéricos têm sido desenvolvidos com o propósito de simular a Camada Limite Planetária (CLP). Esses modelos variam desde simples parametrizações a problemas sofisticados de fechamento das equações de segunda ordem ou maiores. Algumas razões importantes fazem com que a CLP tenha que ser considerada nos modelos, dentre elas:

- o balanço de momento, calor e umidade de grande escala são afetados consideravelmente pelos fluxos de superfície;
- Variáveis na CLP (temperatura, umidade do ar e vento) são produtos importantes dos modelos, sendo requisitadas em diversas atividades;
- Os fluxos da CLP interagem com outros processos (alguns também parametrizados) como formação de nuvens, convecção, radiação, entre outros;
- A maior parte da energia solar recebida pela atmosfera passa pelos fluxos da CLP.

Contudo, apesar desta relação, existe um limite a partir do qual o incremento no número de níveis verticais não mais resulta em melhoria na qualidade da simulação. Por exemplo, no trabalho de Pellegrini et al. (2008), que testaram 33, 45, 50, 55 e 60 níveis verticais, as melhorias cessaram a partir de 50 níveis. Colle e Mass (2000) testaram 29, 38 e 57 níveis verticais e concluíram que os resultados para 57 níveis eram semelhantes aos obtidos com 29. Nogueira (2010) também testou diferentes números de níveis verticais (23, 38, 57 e 76) e observou que o aumento no seu número para uma mesma resolução horizontal não resulta em diferenças significativas nas previsões de precipitação, ou seja, o modelo foi pouco sensível às mudanças, quando utilizado apenas para a avaliação da precipitação.

Assim encontrar uma melhor discretização do o perfil da atmosfera em um modelo tem um papel importante nas simulações. Enfoque principal deve ser empregado a três áreas:

- Melhorar a resolução vertical da porção da atmosfera próxima à superfície terrestre definida como Camada Limite Planetária (CLP), pois nela ocorre significativa troca de momento, energia na forma de calor e massa;

- Expandir a fronteira superior do modelo, de forma a se estudar a sensibilidade dos modelos atmosféricos a mecanismos que ocorrem na estratosfera;

- Assimilar dados de Radar, para se estudar sua possível contribuição nas previsões geradas com as resoluções verticais implementadas.

1.1. Objetivos

Baseado no exposto acima, o objetivo geral da presente dissertação é:

Analisar diferentes distribuições dos níveis verticais do modelo de mesoescala WRF, no intuito de se determinar qual melhor representa a atmosfera sobre a região em estudo.

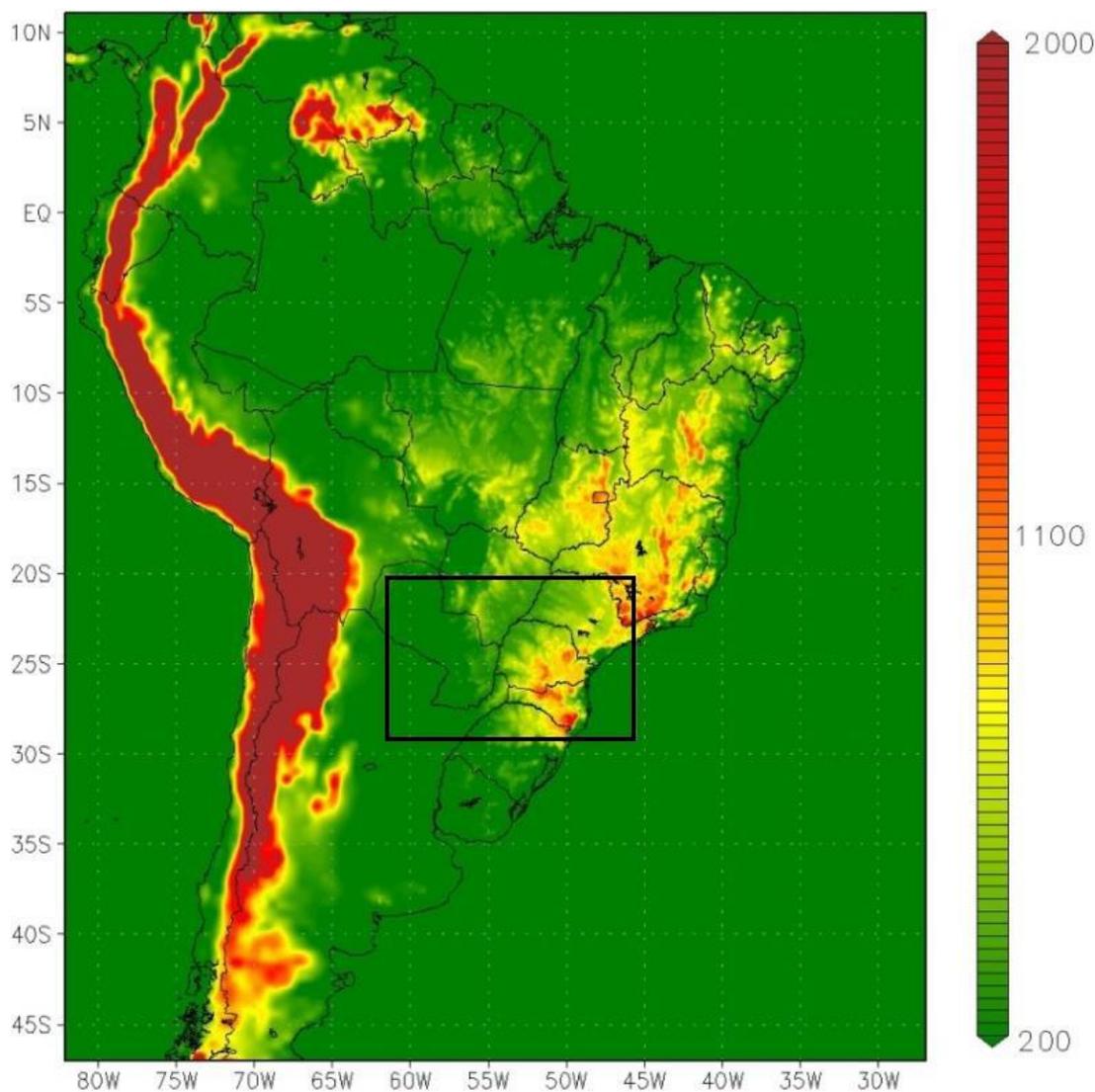
Os objetivos específicos são:

- 1) Aumentando-se a resolução vertical do modelo na Camada Limite da Planetária (CLP), investigar o impacto na PNT ao se representar mais detalhadamente processos que ocorrem na baixa troposfera (movimentos turbulentos, camada limite convectiva, nível de inversão, cisalhamento do vento, jatos de baixos níveis, etc.);
- 2) Investigar o impacto que a expansão da fronteira superior do modelo provoca na representação dos processos atmosféricos em baixos, médios e altos níveis. No intuito de se determinar se essa expansão produz efeitos positivos nas simulações realizadas;
- 3) Analisar o impacto da assimilação de dados Radar sobre as diferentes discretizações verticais utilizadas no presente estudo.

2. CONTEXTUALIZAÇÃO

A área de estudo compreende a região abrangida pela bacia do rio Paraná. Na figura abaixo está delimitada a referida área com indicação da topografia.

Figura 2.1. Área de estudo delimitada pela caixa preta.



Fonte: Ferreira (2016).

A região escolhida situa-se em uma zona climática de transição, apresentando características dos sistemas Extratropicais e Intertropicais. A posição subtropical expõe a região à interação entre sistemas atmosféricos de origem polar e de origem tropical, provocando sobre a região a passagem de sucessivos sistemas frontais. Dessa forma, os fatores dinâmicos determinam o clima da região, sofrendo influência de fatores regionais (altitude, relevo, continentalidade e vegetação) e influenciando variáveis atmosféricas como temperatura do ar, pressão atmosférica, vento, umidade, etc. A

região está situada em uma zona climática em que a dinâmica das massas de ar sofre variações constantes entre os sistemas de baixa e de alta pressão. No verão ocorre uma maior influência dos sistemas tropicais continentais, em virtude do maior aquecimento continental em relação ao mar. Assim a depressão térmica continental (baixa do Chaco) se intensifica, enquanto o anticiclone de origem polar se enfraquece (NIMER, 1989). Já no inverno ocorre situação inversa.

Em escala sinótica a região está sujeita à atuação da massa polar antártica (mPa), massa tropical atlântica (mTa), massa tropical continental (mTc), massa equatorial continental (mEc). Ainda em escala sinótica atuam os seguintes sistemas atmosféricos: sistemas frontais, Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS), bloqueios atmosféricos, Jato Polar (JP), Jato Subtropical (JST) e Jato de Baixos Níveis (JBN). Quanto aos sistemas de mesoescala, atuam sobre a região brisas marítimas e terrestres, nuvem vírgula e sistemas convectivos de mesoescala (Complexo Convectivo de Mesoescala e Linha de Instabilidade).

A região também foi selecionada por apresentar dados meteorológicos relativamente bem distribuídos. Assim serão utilizados nesse trabalho dados de sete estações meteorológicas de altitude (EMA), localizadas em São Paulo, Curitiba, Florianópolis, Londrina, Foz do Iguaçu, Assunção no Paraguai e Resistencia na Argentina. Essas estações forneceram dados de temperatura do ar, umidade do ar, pressão atmosférica, direção e velocidade do vento ao longo do perfil vertical da atmosfera. Também serão utilizados dados de radares meteorológicos localizados em Assunção no Paraguai, e Cascavel, PR no Brasil.

3. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

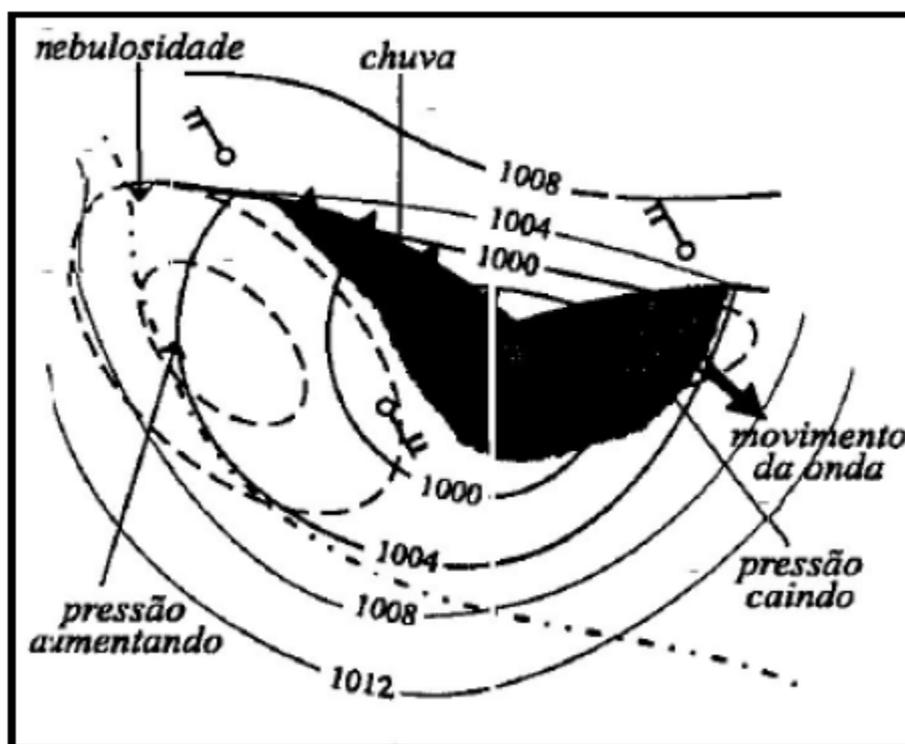
Nesta seção, serão apresentados pontos teóricos relevantes para a elaboração deste trabalho.

3.1. Sistemas atmosféricos atuantes na região sul do Brasil

3.1.1. Sistemas Frontais

Um sistema frontal é classicamente composto por uma frente fria e uma frente quente, sendo associado a um centro de baixa pressão em superfície, denominado ciclone, como mostrado na figura abaixo.

Figura 3.1. Sistema frontal desenvolvido. Linhas inteiras: Isóbaras.



Fonte: Oliveira et al. (2001).

Frente fria pode ser explicada como uma linha de confluência que define o limite entre uma massa de ar fria e outra quente. Sendo caracterizada a frente fria quando o ar frio desloca o ar quente em superfície, que por sua vez sofre ascensão, podendo originar nuvens com grande desenvolvimento vertical. A frente quente ocorre por sua vez quando o ar quente avança e substitui o ar mais quente frio. As frentes frias são associadas a distúrbios de grande-escala e deslocam-se acompanhados de ciclones e

anticiclones, modificando os campos de pressão atmosférica, vento, temperatura, umidade e precipitação, ao longo da sua trajetória (WALLACE; HOBBS, 1977). Segundo Mass (1991), frentes quentes são geralmente fracas e limitadas em extensão horizontal, associadas geralmente a sistemas ciclônicos maduros e em fase de dissipação (Mass, 1991).

Os sistemas frontais podem se deslocar com diferentes velocidades, as que se deslocam mais rapidamente são mais inclinadas, isto é, maior o ângulo entre a superfície frontal e a superfície terrestre. (VIANELLO, 1991). A inclinação (relação entre a ascensão vertical e o deslocamento horizontal) de um sistema frontal de deslocamento rápido é 1:40 a 1:80 e para as de deslocamento mais lento a inclinação é na ordem de 1:100. Por se deslocarem mais rapidamente, geralmente as frentes frias possuem uma inclinação maior que as frentes quentes.

Antes da chegada de uma frente fria verifica-se redução na pressão, aumento da temperatura e intensificação dos ventos. Após sua passagem, a pressão sobe rapidamente, a temperatura cai e o vento muda de sentido (normalmente de norte ou nordeste para de sul ou sudoeste no Hemisfério Sul) (VIANELLO, 1991; OLIVEIRA et al., 2001).

A teoria formulada por Bergeron (1928) explica cinematicamente a formação e dissipação de frentes por meio da investigação das massas de ar em grande escala. Concluiu que as frentes se originam do movimento confluyente em regiões entre massas de ar diferentes, e definiu como frontogênese o processo de formação ou intensificação de uma frente e frontólise como o processo de dissipação da mesma. Pettersen (1956) conseguiu medir a tendência frontogenética de um fluxo com a introdução da uma função denomina função frontogenética, dada por:

$$F = \frac{1}{2} |\nabla T| (D \cos 2\gamma + \delta) \qquad \gamma = \alpha - \beta$$

Onde ∇T é o vetor gradiente horizontal de temperatura, D a deformação total, δ a divergência, α o ângulo entre ∇T e o eixo x , e β o ângulo entre o eixo de dilatação e ∇T .

Assim, quando F é positivo as isotermas tendem a convergir e o temos o processo de frontogênese, enquanto o processo de frontólise ocorre quando F for negativo.

Mattos (1987) realizou um estudo climatológico dos campos de frontogênese em 850 hPa, entre as latitudes de 45°N e 45°S e conclui que no Hemisfério Sul a função frontogenética assume valores máximos positivos no sudoeste da África do Sul, sudoeste Australiano, na região da Zona de Convergência do Pacífico Sul, na parte sul da América do Sul e no Oceano Atlântico Subtropical. Observou também que a leste das Montanhas Rochosas nos EUA, do Himalaia e da Cordilheira dos Andes apresentam regiões fortemente frontogenéticas.

Enfatizando a América do Sul, Satyamurty e Mattos (1989) mapearam a região centro-sul do continente, localizada entre os anticiclones subtropicais do Pacífico e do Atlântico, como altamente frontogenética. As frentes frias que percorrem a América do Sul tem um deslocamento tipicamente no sentido noroeste-sudeste e apresentam uma trajetória de sudoeste para nordeste, atingindo latitudes em torno de 20°S , onde tem início a frontólise (OLIVEIRA, 1986; SATYAMURTY; MATTOS, 1989). No Brasil, as frentes frias afetam significativamente as Regiões Sul e Sudeste, sendo responsáveis por precipitação e frio, principalmente no sul do país (QUADRO et al., 1996). Lemos e Calbete (1996) e o monitoramento climático realizado pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), publicado mensalmente na Revista Climanálise (<http://www6.cptec.inpe.br/revclima/revista/>), concluíram que no sul do Brasil ocorrem pelo menos quatro sistemas frontais mensalmente no inverno.

De acordo com Cavalcanti et al. (2002) os sistemas frontais são responsáveis pela distribuição das precipitações sobre a região Sul do Brasil. Andrade e Cavalcanti (2004) observaram que na América do Sul ocorre uma diminuição dos sistemas frontais em direção a latitudes mais baixas com menor frequência no verão. Também constataram alguns padrões das variáveis atmosféricas no deslocamento dos sistemas frontais, intensidade e posição do cavado associado ao sistema, pressão ao nível médio do mar e advecção de vortacidade. Já estudos realizados por Oliveira (1986), Lemos e Calbete (1996) identificaram uma maior ocorrência de frentes frias nos meses de maio a dezembro, ocorrendo uma diminuição na frequência entre janeiro e abril. As frentes quentes aparecem com baixa frequência no Brasil, sendo observadas nas regiões sul e sudeste do Brasil, ocorrendo nos meses de outono, inverno e primavera (Lima, 1985).

Sistemas frontais quentes também afetam o tempo no Sudeste da América do Sul. Catto et al. (2012) verificaram que são responsáveis por até 45% da precipitação em partes da região, enquanto que as frentes frias causam no máximo cerca de 20%. Esse resultado é conflitante com a ideia dominante na comunidade meteorológica, a qual consente que as frentes frias e os Sistemas Convectivos de Mesoescala são os principais causadores de precipitação nas latitudes subtropicais da América do Sul. Além disso, Carvalho e Fedorova (2011) associaram as frentes quentes por elas estudadas a tempestades e nevoeiros no sul do Brasil, fenômenos que têm imensa importância para as atividades civis. As frentes quentes também estão associadas a eventos severos como precipitação intensa, queda de granizo e ventos fortes, conforme demonstrado por Metz et al. (2004) na América do Norte, o que realça seu grau de importância. As circulações de mesoescala que ocorrem nas frentes quentes são responsáveis por produzir precipitação, que geralmente tem caráter estratiforme em função da pequena inclinação da rampa frontal, atingindo uma área grande de forma intermitente (WALLACE; HOBBS, 2006). Porém, outros estudos mostraram que as frentes quentes podem gerar células convectivas em níveis elevados da troposfera, o que é chamado convecção elevada (NEIMAN et al., 1993; HERTZMAN et al., 1998). Essas circulações só podem ser previstas através de modelos de mesoescala, com resolução espacial alta, os quais vão definir se a frente gerará precipitação intensa ou não. Em vista disso, a aplicação da modelagem numérica em casos de frentes quentes torna-se essencial para prever corretamente os fenômenos atmosféricos que estarão associados à região frontal. As frentes quentes geralmente estão associadas a condições de tempo mais amenas que as frentes frias, fato que tem causado menor interesse da comunidade científica por esse fenômeno. O presente estudo é motivado pela carência de pesquisas sobre frentes quentes na América do Sul, em particular no Brasil. Apesar de ser um sistema meteorológico que ocorre na região e pode ter sérias influências nas condições de tempo, no Sudeste da América do Sul nunca foi estudado de maneira mais abrangente, utilizando uma série longa de dados de reanálises. As circulações de mesoescala associadas às frentes quentes e sua representação em modelos regionais também são importantes, pois a modelagem numérica é uma ferramenta indispensável para a previsão do tempo nos dias atuais. O entendimento desse fenômeno permitirá maior acurácia nas previsões e emissões de alertas, e ajudará a preencher essa lacuna existente na meteorologia sul-americana.

3.1.2. Zona de convergência do atlântico sul - ZCAS

A ZCAS é caracterizada por uma persistente banda de nebulosidade orientada no sentido noroeste-sudeste (NW-SE), se estendo desde o centro-sul da Amazônia, Centro-Oeste e Sudeste, centro-sul da Bahia, chegando à região Sul e adentrando a porção sudoeste do Oceano Atlântico. De acordo com Oliveira (1986) os sistemas frontais que apresentam um caráter estacionário entre as regiões Sul e Sudeste do Brasil por um período superior a três dias, podem interagir com a convecção tropical favorecendo a ocorrência das ZCAS.

Uma das principais consequências deste sistema atmosférico é a ocorrência de altos índices pluviométricos, principalmente no final da primavera e nos meses de verão, nas regiões afetadas (GRIMM, 2011). Já na década de 1980, vários trabalhos relacionavam a ZCAS a fatores como: interação de vórtices ciclônicos de altos níveis com sistemas frontais (NOBRE, 1988) e explosões convectivas sobre o Brasil Central e sul da Amazônia, sendo responsáveis pela geração da Zona de Convergência em baixos níveis (FIGUEROA; NOBRE, 1990). Na última década foram realizados trabalhos que utilizaram a PNT para simulação da ZCAS (MENDONÇA 2005; CHAVES; SATYAMURTY, 2006). Sanches e Silva Dias (1996) delimitaram os quatro critérios para caracterizar a ocorrência das ZCAS: convergência de umidade em 850hPa, ventos de sul a oeste da zona de convergência, cavado em 500 hPa a oeste da região de convergência e nebulosidade persistente em imagens de satélite.

Quadro (1994) em seu estudo definiu os parâmetros meteorológicos para se caracterizar a presença da ZCAS sobre o Brasil. Ele analisou os episódios de ZCAS durante os anos de 1980 a 1989 e evidenciou algumas características marcantes nos campos atmosféricos: Sendo as mais importantes: i) convergência de umidade em baixos e médios níveis na região de estabelecimento da ZCAS; ii) circulação em 500 hPa mostrando um cavado sobre a costa leste da América do Sul e uma faixa de movimento vertical ascendente, ambos orientados na direção da ZCAS; iii) intenso gradiente de temperatura na média troposfera ao sul da banda de nebulosidade; iv) ocorrência de vorticidade relativa anticiclônica em níveis superiores na região de ocorrência da ZCAS. De acordo com o evidenciado acima, Quadro concluiu que a ZCAS manifesta-se desde a baixa até a alta troposfera. Em baixos níveis, o escoamento dos ventos alísios, devido ação da Cordilheira do Andes, favorecem o transporte de umidade para latitudes médias,

contribuindo para a instauração e manutenção das ZCAS. Nos níveis superiores, o autor observou que a ZCAS fica posicionada na região de crista sobre a América do Sul.

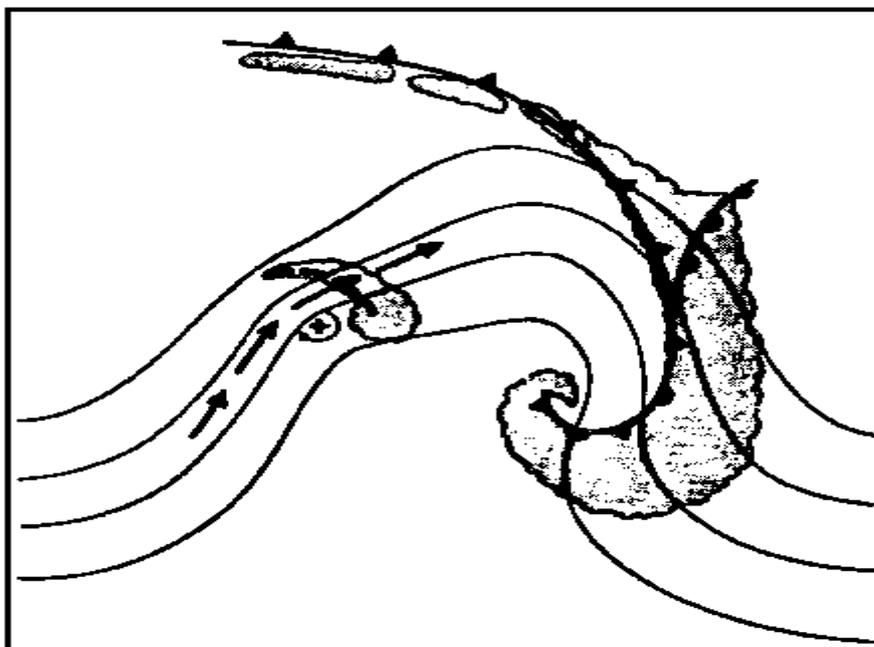
De acordo com o estudo realizado por Grimm et al. (2007) um fator importante para a localização da ZCAS é a topografia no centro-leste do Brasil. De acordo com esse estudo esta topografia intensifica a precipitação, pois favorece a manutenção da convecção na região através da geração de circulação ciclônica e convergência em baixos níveis. A manutenção da ZCAS depende da umidade gerada localmente, pela evapotranspiração, ou transportada de outras áreas para a região de ocorrência das ZCAS. Herdies et al. (2002), analisaram o transporte de umidade entre os trópicos e subtropicais e chegaram a conclusão de que este transporte ocorre por dois principais caminhos, um associado à presença da ZCAS e outro ao Jato de Baixos Níveis (JBN). Estudos realizados com uso de reanálise do NCEP ressaltaram que o oceano Atlântico é a principal fonte do fluxo de umidade para a ZCAS, pois a evaporação local não é suficiente para fornecer a umidade necessária para o total de precipitação gerada na região da ZCAS (QUADRO et al. 2011). Drumond et. al. (2008) comprovou que na vizinhança da ocorrência de ZCAS, ocorre uma intensa captação de umidade sobre a costa leste do Brasil, sugerindo que a região sul do Atlântico é uma fonte de umidade para a ZCAS. Jones e Carvalho (2002) demonstraram que a variação anual nos ventos de baixos níveis sobre Amazônia tem influência direta na ocorrência das ZCAS, de tal forma que os casos mais intensos estão relacionados a regimes de ventos de oeste, associados à fase ativa do Sistema de Monção da América do Sul (SMAS). Dessa forma, o SMAS tem relação direta com a ZCAS, contribuindo para divisão do ciclo sazonal da precipitação na região compreendida entre o equador e 25°S em duas estações distintas, uma seca e outra chuvosa (SILVA, 2009).

3.1.3. Nuvem vírgula

Os vórtices de ar frio (chamados nuvens vírgula invertida no Hemisfério Sul) são sistemas convectivos de mesoescala, de acordo com a classificação proposta por Orlanski (1975) para sistemas atmosféricos com dimensões horizontais entre 200 e 2000 km e escala temporal em torno de 24 horas. São distúrbios que se formam em baixos ou médios níveis, no interior da massa de ar frio, na retaguarda de um sistema frontal ou de uma zona baroclínica, sendo sistemas típicos de inverno.

Segundo Harrold e Browning (1969), nuvens vírgula são responsáveis por eventos de precipitação com intensidade de forte a moderada. De acordo com Silva Dias (1988), são encontradas entre as latitudes de 20 e 35° S na América do Sul. Os vórtices de ar frio são mais frequentes no inverno e sobre os oceanos (REED, 1979). Dereczynski (1995) realizou um estudo associando um evento severo de precipitação e fortes rajadas a ocorrência de uma nuvem vírgula na costa norte de São Paulo e na Bacia de Campos-RJ em junho de 1989. Segundo Browning (1986), os setores sul e leste do vórtice (no Hemisfério Sul) ficam encobertos por nebulosidade devido à convergência de umidade na baixa troposfera, o que define a forma de nuvem vírgula invertida. O ciclo de vida de uma nuvem vírgula, desde seu surgimento até a dissipação é de aproximadamente dois dias.

Figura 3.2. Representação esquemática da nuvem vírgula (Hemisfério Sul).



Fonte: Businger e Reed (1989).

3.1.4. Sistemas convectivo de mesoescala - SCM

Sistemas Convectivos de Mesoescala (SCM) são definidos como aglomerados de nuvens Cumulonimbus (Cb), responsáveis por intensa precipitação, ocupando uma área horizontal de 100 km ou mais, com tempo de vida entre 06 a 12 horas (COTTON; ANTHES, 1989). O estudo dos SCM se torna relevante por serem responsáveis por

precipitações intensas nos trópicos e nas latitudes médias, principalmente nos meses de verão. Entender a estrutura dos SCM também reside no fato deste fenômeno geralmente está relacionado a desastres naturais como: descargas elétricas atmosféricas, enchentes, vendavais, granizos, tornados, etc. (MACHADO et al., 1998).

O processo de formação de um SCM depende da origem de seus movimentos de ar verticais. A divergência de massa produzida pelo aquecimento de um SCM pode favorecer a formação de novas células durante a propagação do mesmo. Essas células podem ser anexadas pela região convectiva ou formar uma nova região convectiva. Nos dois casos a célula mais antiga vai se enfraquecendo e gradativamente se tornando estratiforme. Por esse motivo os SCM são caracterizados por apresentar regiões de precipitação convectiva e estratiforme, desenvolvendo circulações de mesoescala no estágio maduro (HOUZE, 1989).

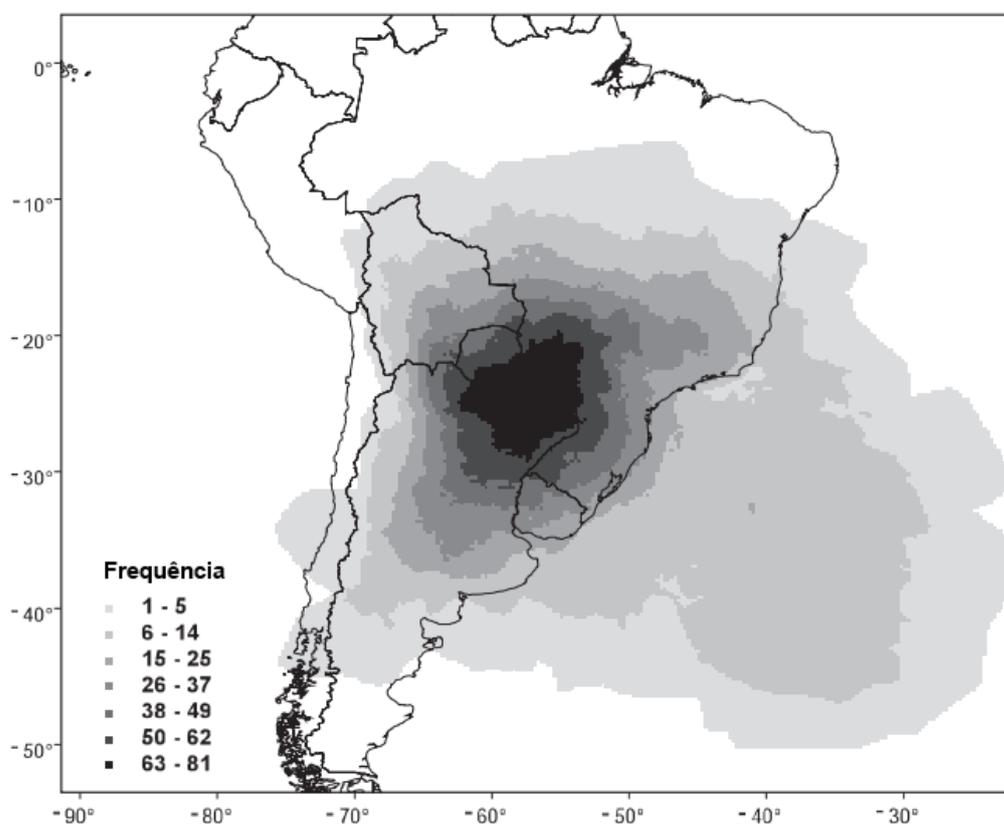
Não existe um único modelo conceitual para descrever o desenvolvimento dos SCM, pois os mesmos podem apresentar formatos, ciclos de vida, tamanhos e intensidades diferentes. Esta variabilidade torna difícil estabelecer categorias de SCM. Assim o critério mais utilizado para distinguir os SCM tem sido o seu formato. Nesse sentido duas principais denominações foram apresentadas por dois pesquisadores. Maddox (1980) estabeleceu critérios morfológicos, para denominar os sistemas predominantes circulares como Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM). Por sua vez Houze (1989) identificou outro formato particular, de fácil caracterização, o linear, denominando o SCM predominantemente linear por Linha de Instabilidade (LI)

a. Complexos Convectivos de Mesoescala – CCM

De acordo com Maddox (1980) os CCM são sistemas que apresentam precipitações organizadas, onde as circulações de mesoescala são predominantes. A característica mais significativa do CCM é a associação com a região de convergência na média troposfera e na região central ocorrer ascendência de mesoescala. Ao analisar imagens satélites no canal infravermelho, Maddox (1980) conclui que os CCM possuem excentricidade maior ou igual 0.7, área igual ou maior a 100.000 km², temperatura de brilho (T_b) inferior a -32°C. Apresentando na região interna área igual ou superior a 50.000km² com T_b inferior a -52°C. Caracterizam-se como um conglomerado organizado de nuvens cumulonimbus, com crescimento vertical explosivo, com um ciclo de vida entre 6 a 12 horas. Ainda segundo Maddox (1980) são frequentemente

associados a eventos de precipitação intensa, acompanhados de fortes rajadas de vento. De acordo com Velasco e Fritsch (1987), o horário de máxima extensão dos CCMs ocorre de madrugada, na grande maioria dos casos observados. Sendo o hábito noturno é uma das características mais marcantes do CCM nos dois hemisférios. Ainda segundo Velasco e Fritsch (1987), o elemento principal para a formação dos CCMs nos extratropicais da América do Sul é a presença de um jato em baixos níveis (JBN) oriundo da região Amazônica, que ocorre em torno de 850 hPa, proporcionando forte advecção de ar quente e úmido.

Figura 3.3. Frequência de CCMs.



Fonte: Durkee et al. (2009).

O caminho percorrido pelos CCMs na América do Sul tem geralmente início a leste dos Andes numa latitude média de 25° S sobre os vales dos rios Paraná e Paraguai. Figueiredo e Escola (1996) concluíram que 70% dos CCMs estudados por eles deslocaram-se para leste e sudeste (atingindo o Rio Grande do Sul, Santa Catarina e Paraná) e 30 % deslocaram-se para nordeste e norte, atingindo a região Sudeste do Brasil. Dukee et al. (2009) determinou em seu estudo que a região favorável a

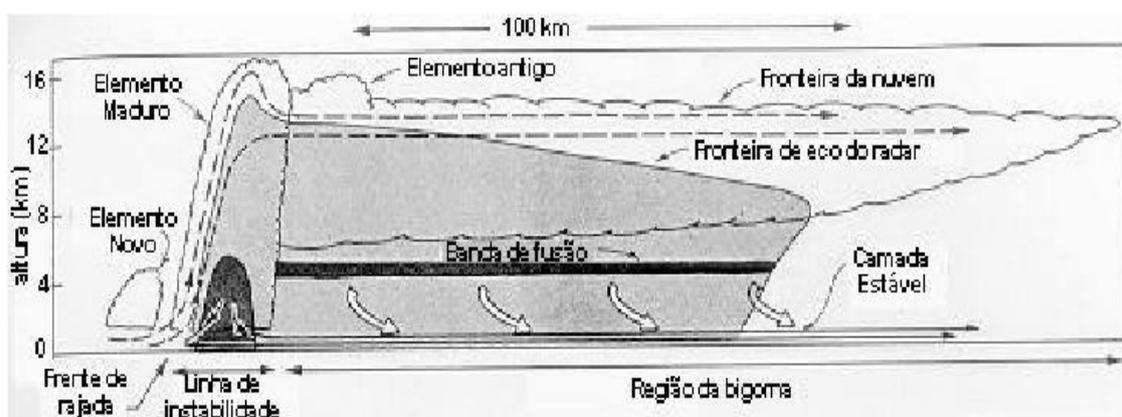
ocorrência de CCMs é o nordeste da Argentina, Paraguai e os estados brasileiros do Rio Grande do Sul, Paraná, Santa Catarina e Mato Grosso do Sul.

Velasco e Fritsch (1987) determinaram como fator principal para a ocorrência de CCMs a presença de um jato em baixos níveis (850 hPa) de norte, proporcionando forte advecção de ar quente e úmido proveniente da região Amazônica. A borda sul desse jato costuma coincidir com a posição do CCM denotando forte convergência de umidade. Em altitude, logo acima do CCM aparece divergência com vortacidade anticiclônica. A ocorrência dos CCM a sotavento de cadeias de montanhas como os Andes e seu hábito noturno pode ser explicado por uma associação de uma condição sinótica favorável com as circulações locais termicamente induzidas.

b. Linha de Instabilidade – LI

Houze (1989) estabeleceu um modelo conceitual para LI em latitudes médias, com região de precipitação cumuliforme e estratiforme. Definiu uma LI como uma região da dianteira de um distúrbio que se propaga em mesoescala, sendo formada basicamente de nuvens do tipo cumulonimbus, apresentando em sua retaguarda por uma nuvem na forma de “bigorna” que, possui precipitação do tipo estratiforme. Os elementos convectivos que compõem a LI contem fluxos ascendentes que retiram ar úmido da camada limite para a alta troposfera. Porém, segundo Houze (1977), existem dois tipos de fluxos descendentes: o de escala convectiva, que ocorre em uma área entre 10 e 20 km, caracterizada por intensa precipitação, provocando a frente de rajada; a outra é menos intensa, porém em uma escala bem maior, em uma faixa de 100 a 500 km na região abaixo da bigorna. Sendo esses movimentos descendentes suficientes para levarem o ar mais seco dos níveis médios da atmosfera para a camada limite. A Figura abaixo mostra a estrutura das LI, esquematizada por Houze (1977).

Figura 3.4. Seção transversal de uma Linha de Instabilidade.



Fonte: Houze (1977).

De acordo com Ferreira (2016), quando comparados com os CCM, as LI dependem de uma escala maior, como médios níveis, cavados de ondas curtas, ou convergência na camada limite na frente do sistema frontal. Segundo Vianello e Alves (1991) as ondulações frontais podem favorecer a formação de pequenas depressões barométricas, ao longo das quais LI podem se desenvolver e deslocar-se de oeste para leste na dianteira do sistema frontal. Dessa forma, LI pré-frontais podem se desenvolver devido ao desprendimento de células convectivas associadas ao mecanismo de propagação do sistema frontal. Segundo Reboita et al.(2010) os sistemas frontais frios podem causar precipitação na área compreendida entre a região Sul do Brasil, Paraguai e Uruguai de duas formas: atuando diretamente sobre a região, ou quando, em processo de afastamento, fornecem condições necessárias para o desenvolvimento de LI pré-frontais. De acordo com Browning (1986), as LI mais intensas estão associadas a linhas de células convectivas profundas, originadas no setor quente do sistema frontal, a cerca de 200-300 km afrente das frentes frias. Ainda segundo Browning o ar quente e úmido localizado no setor quente do sistema frontal se desloca no sentido dos polos, produzindo nuvens convectivas ao longo do comprimento das frentes.

3.1.5. Tornados

O tornado é definido como uma violenta coluna de ar giratória, originário de uma nuvem cumulonimbus, sendo visível como uma nuvem em forma de funil (Marcelino, 2004). Esta coluna de ar giratória apresenta uma área concentrada de baixa pressão, onde acontece um resfriamento rápido do ar. Com esse resfriamento, o ar atinge

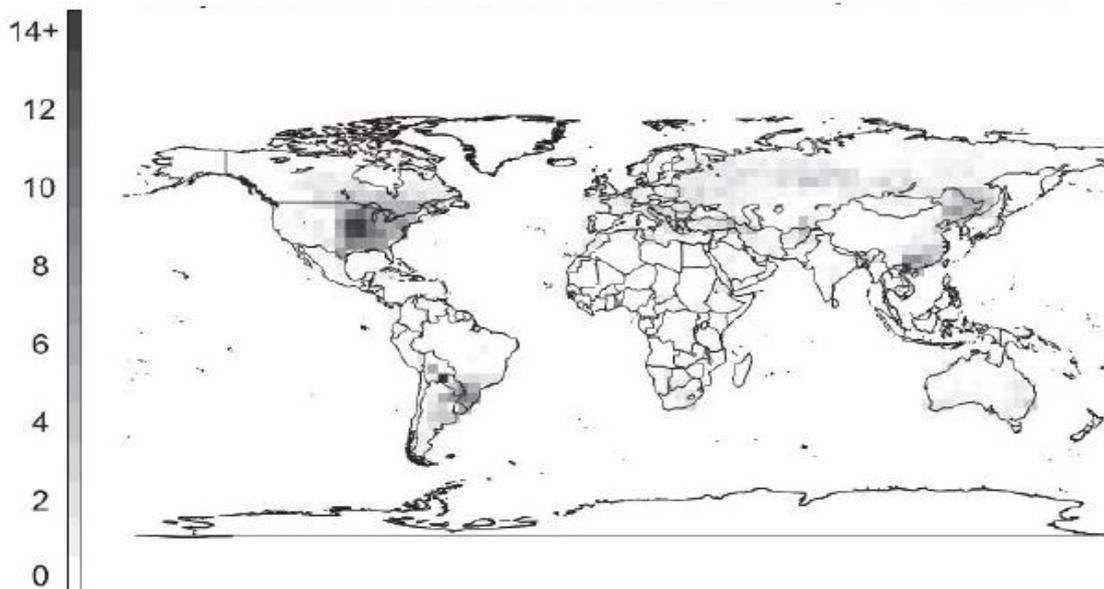
temperaturas inferiores ao ponto de orvalho, condensando a água e, assim, tornando visível a nuvem funil característica deste fenômeno. A baixa pressão formada causa a sucção de poeira e detritos do solo, constituindo a parte do funil mais próxima da superfície (AHRENS, 2007). Considera-se tornado apenas a coluna de ar que toca o solo, sendo as colunas de ar que não chegam a tocar a superfície terrestre denominadas de Nuvens Funil.

Segundo Lin (2007) o diâmetro dos tornados varia normalmente entre 100 a 600 metros, porém alguns podem ter alguns metros de largura e outros podem atingir diâmetros de mais 1600 metros, percorrendo em média 7 km, com duração de poucos minutos. Segundo Markowski e Richardson (2009) as condições necessárias para a formação de um tornado são uma forte vorticidade vertical gerada no solo, uma superposição de ar ascendente e campos de rotações de ventos em nuvens cumulonimbus.

A intensidade dos ventos de um tornado podem destruir casas e edifícios, arrancar árvores, e arremessar para o alto tudo o que estiver sob ele; pessoas, animais, carros, motos, telhados de casas e edifícios e ser encontrados muitos quilômetros do local de origem (AHRENS, 2007). Em virtude da dificuldade em medir a velocidade dos ventos gerados pelos tornados, a intensidade dos mesmos é geralmente estimada por meio dos danos causados na superfície. Assim a classificação mais utilizada no mundo para este fenômeno é a Escala Fujita, que relaciona os danos causados à velocidade dos ventos gerados.

Tornados podem ocorrer em qualquer lugar, desde que sejam satisfeitas as condições atmosféricas necessárias, porém as latitudes extratropicais são as áreas mais favoráveis a ocorrência desse fenômeno. A Figura 3.5 ilustra a distribuição global dos dias por ano com condições favoráveis à ocorrência de tornados; calculada, com base em dados da Reanálise I do NCEP/NCAR, por Brooks et al (2003). Observa-se nesta figura que no continente americano se destacam a região central dos Estados Unidos, o sul do Brasil e o norte da Argentina, com maior número de dias favoráveis a ocorrência de tornados.

Figura 3.5 - Dias por ano com parâmetros favoráveis à formação de tornados, baseados em dados da Reanálise I do NCEP/NCAR para o período de 1997 a 1999.



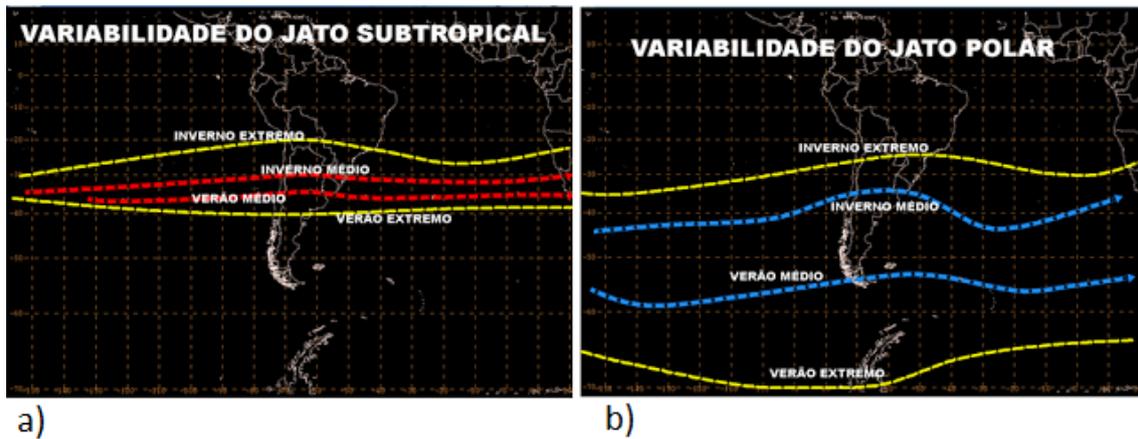
Fonte: Brooks et al. (2003).

3.1.6. Jatos de altos e baixos níveis.

a) Jato de Níveis Superiores (JNS)

O jato em Níveis superiores pode ser definido como o escoamento do ar na alta troposfera ou na estratosfera, que apresenta velocidades maiores que 30 m/s, associado a uma forte região baroclínica. Pode ser dividido em dois tipos de acordo com o seu local de ocorrência, o jato polar (JP) e o jato subtropical (JST), variando sua faixa de ocorrência entre 25° e 60° de latitude, tanto nos dois hemisférios.

Figura 3.6. a) Posição e variabilidade do JST; b) Posição e variabilidade do JP.



Fonte: Cavalcanti et. al (2009).

Segundo Reiter (1969) O JP não é muito regular, sendo associado ao forte gradiente horizontal de temperatura que ocorre nas zonas frontais, tendo sua posição mais próxima ao equador no verão. Já o JST está associado à circulação da Célula de Hadley, se posicionando geralmente no limite polar da mesma entre as latitudes de 20° e 35° e se apresentando uma posição mais regular quando comparada ao JP. Vários estudos associam a presença do JNS na geração e manutenção de tempestades em escala sinótica. Ainda segundo Reiter (1969), a presença do mesmo está associado à produção de convergência e divergência na atmosfera, pois a aceleração provocada pelo JNS produz divergência de massa em altitude, favorecendo a convergência na baixa troposfera. Browning (1985) associou à presença dos JNS a ocorrência de alguns casos de precipitação. Koucky e Cavalcanti (1984) identificaram o padrão do escoamento em altos níveis associando a um bloqueio ocorrido na América do Sul durante um vento El Niño em 1983, mostrando o papel do JST nas intensas precipitações sobre a Região Sul ocorridas naquele ano. Pezzi et al. (1994) concluíram em seu estudo que o JST é o caminho preferencial para a propagação de sistemas atmosféricos que ocorrem na América do Sul nas latitudes em torno de 30°S, durante o inverno.

a) Jato de Baixos Níveis.

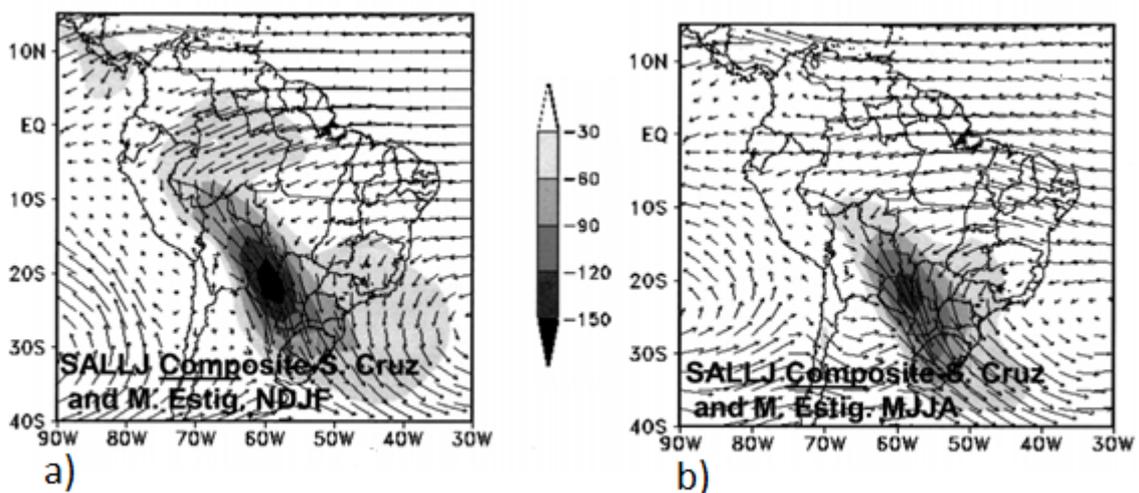
O Jato de Baixos Níveis (JBN) é caracterizado pelo rápido movimento do ar na baixa troposfera, com forte cisalhamento do vento sobre e abaixo do fluxo. Em seu estudo

realizado para a América do Norte, Bonner (1968) estabeleceu as condições necessárias para caracterizar um JBN:

- Ventos meridionais de norte em 850 hPa com velocidade igual ou a superior 12 m/s;
- Cisalhamento vertical do vento de 6 m/s ou mais entre 850 e 700 hPa;
- Componente meridional do escoamento maior do que a componente zonal.

O JBN sobre a América do Sul apresenta ventos muito variáveis durante o dia e tendem a se intensificar durante a noite, tendo seu período de máxima ocorrência durante a primavera e verão. JBN proporciona o transporte de umidade das latitudes mais baixas para as mais altas, sendo assim importante para o transporte de ar quente e úmido da região amazônica para as regiões Sul e Sudeste do Brasil, Paraguai e norte da Argentina. Na figura abaixo se pode observar que o campo de convergência de umidade assume valores mais intensos no verão, devido à atuação mais intensa dos JBN.

Figura 3.7 - Média climatológica da intensidade do vento (setas) e convergência de umidade (sombreado) para o verão (a) e inverno (b).



Fonte: Marengo et al.(2004).

Sugahara et al. (1994) ao estudar os campos de pressão ao nível médio do mar, concluiu que durante a ocorrência de JBN se observava um aprofundamento do cavado em superfície sobre o Paraguai e norte da Argentina, sendo esse processo ausente nos dias sem ocorrência de JBN. Nesse estudo Sugahara concluiu que o JBN é forçado pelas

ondas baroclínicas, provocando diminuição da pressão em baixos níveis no sul da América do Sul, forçando o fluxo oriundo de noroeste a girar no sentido horário e se posicionar nas latitudes mais altas.

O transporte de umidade dos trópicos para as latitudes mais altas é maior no verão devido a grande disponibilidade de umidade na bacia Amazônica, oriunda da evapotranspiração sobre o continente e da umidade trazida do oceano Atlântico pela intensificação característica dos ventos alísios nessa época do ano. Portanto, com maior disponibilidade de umidade no verão sobre a bacia Amazônica, seu transporte se torna maior para os subtropicais por ação dos JBN (MARENGO et al., 2004).

O acoplamento entre os JBN e a circulação transversal gerada pelo (JAN) é responsável pelo aumento da convergência a em baixos níveis. Esse acoplamento promove uma mudança na direção dos ventos com a altura, favorecendo o desenvolvimento de convecção profunda no Paraguai e região Sul do Brasil. As causas deste fenômeno são as oscilações no campo de vento da baixa troposfera, a baroclinia sobre terrenos inclinados e o acoplamento com a circulação em altos níveis (UCCELLINI, 1979). Custódio e Herdies (1994) observaram um comportamento característico para a formação e manutenção de aglomerados convectivos a leste da Cordilheira do Andes. Ao realizarem análise diária dos casos selecionados, observaram um intenso transporte de umidade dos trópicos, feito pelo JBN, associado à presença do JAN ao sul da região de formação dos aglomerados. Também identificaram a presença de uma forçante dinâmica, que no caso do estudo realizado, foi representado pela aproximação de um sistema frontal sobre a Região Sul do País.

3.2. Índices de Instabilidade Atmosférica

Segundo o Glossário de Meteorologia da Sociedade Americana de Meteorologia (American Meteorological Society - AMS), “um índice de instabilidade atmosférica é qualquer quantidade que estime o potencial da atmosfera para atividade convectiva e que possa ser prontamente avaliado a partir de dados obtidos por sondagens operacionais”. A previsão de gênese de tempestades e consequente desenvolvimento de trovoadas podem ser extraídos dos índices de instabilidade. São calculados a partir de variáveis termodinâmicas, de forma a representar regiões preferenciais para a formação de tempestades (LIMA, 2005). Segundo Silva Dias (2008), os índices de instabilidade

atmosférica são utilizados nos centros meteorológicos, como ferramentas de auxílio na detecção de tempestades, associados a fenômenos de mesoescala.

Os índices de instabilidade atmosférica mais utilizados como ferramentas de auxílio a previsores na determinação de regiões favoráveis ao desenvolvimento de tempestades são: índice K, índice Showalter - IS, além da energia potencial convectiva disponível (CAPE – convective available potential energy).

O Índice K [°C] fornece o potencial de instabilidade baseado na variação vertical de temperatura, no conteúdo de umidade em baixos níveis e na extensão vertical da camada úmida. George (1960) concluiu em suas pesquisas que quanto maior o valor do índice K, maior será a probabilidade da ocorrência de tempestades, apresentando seus resultados conforme a tabela abaixo:

Tabela 3.1 - Probabilidade de formação tempestades de acordo com o Índice K.

Índice K	Probabilidade de Trovoadas
20-25	Pouco favorável à formação de tempestades
26-29	50% de probabilidade de formação de tempestades esparsas
30-35	80% de probabilidade de formação de tempestades severas
>36	100% de probabilidade de formação de tempestades severas

Fonte: George (1960).

Alguns trabalhos analisaram a eficácia do índice K em determinar áreas favoráveis ao desenvolvimento de tempestades. Nascimento (2005) concluiu em seu trabalho que o índice K apresentou melhores resultados que os demais índices na capacidade de determinar condições favoráveis a ocorrências de tempestades típicas de regiões tropicais. Em seu trabalho Silva Dias (2008) demonstrou que o índice K alcançou uma taxa de acerto de previsão de 62% na previsão de tempestades sobre o estado do rio de Janeiro, ao determinar como valor de referência o índice K maior ou igual que 35. Moreira e Tuchtenhagen (2008) também demonstraram a eficácia do emprego do índice K na previsão de tempestades sobre o estado do Rio Grande do Sul.

O índice Showalter (IS) é a diferença entre a temperatura do ar (médio) no nível de 500 hPa e a temperatura de uma parcela que sobe adiabaticamente desde o nível de 850 hPa até o nível de 500 hPa. Sendo calculado com o emprego de diagramas termodinâmicos, é dado pela seguinte equação:

$$IS = T500 - T_{parcela}$$

Onde:

- T500 = Temperatura (em Celsius) no nível de 500 hPa;
- Tparcela = Temperatura em 500 hPa (em Celsius) de uma parcela de ar com levantamento com início em 850 hPa pela adiabática seca até o nível de condensação por levantamento (NCL). Em seguida, trazida pela adiabática saturada até o nível de 500 hPa.

O índice assume valores positivos quando a Tparcela atinge 500 hPa no diagrama termodinâmico à esquerda do valor da temperatura indicado na sondagem para esse nível, indicando atmosfera estável. Assim analogicamente, quando o valor encontrado para a Tparcela estiver à direita do valor medido pela radiossonda assume valores negativos, indicando instabilidade. Quanto mais negativo for o valor, maior será a instabilidade (NASCIMENTO, 2005).

O CAPE (J kg⁻¹) indica a energia potencial disponível para a convecção, sendo definido por:

$$CAPE = g \int_{NCE}^{NE} \frac{\theta_v(z) - \bar{\theta}_v(z)}{\bar{\theta}_v(z)} dz$$

Onde:

- NE é o nível de equilíbrio (m);
- NCE é o nível de condensação espontânea (m);
- θ_v é a temperatura potencial virtual da parcela (K);
- $\bar{\theta}_v$ é a temperatura potencial virtual do ambiente (K).

Nascimento (2005) em seu estudo demonstrou que, para as planícies americanas, os valores de CAPE entre 1000 e 2500 J kg⁻¹ indicam alto potencial para o desenvolvimento de tempestades; valores entre de 2500 e 4000 J kg⁻¹ indicam potencial

acentuado e acima 4000 J kg⁻¹ indicam potencial extremo para desenvolvimento de tempestades extremas.

3.3. WRF

O WRF (*Weather Research and Forecasting*) é um modelo numérico de previsão do tempo de última geração utilizado tanto na operacionalidade dos centros meteorológicos, como para pesquisas atmosféricas. O WRF, desenvolvido em conjunto por instituições de renome como o National Center for Atmospheric Research (NCAR), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), National Center for Environmental Prediction (NCEP), Forecast Systems Laboratory (FSL), Air Force Weather Agency (FAWA), e outros órgãos de pesquisa e desenvolvimento, está sendo utilizadas nas mais conceituadas Instituições de pesquisa brasileiras, entre elas o Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), Centro de Previsão de Tempo e Estudos climáticos (CPTEC), Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ) e Universidade de São Paulo (USP) (CARVALHO, 2009).

O WRF é um modelo numérico aplicado à atmosfera, desenvolvido para a modelagem numérica aplicada à atmosfera e idealizado para a previsão operacional do tempo e também para o estudo de fenômenos atmosféricos de mesoscala. Como o WRF é fruto do esforço e colaboração de agências e institutos, o objetivo de sua criação foi construir um modelo de mesoscala de previsão do tempo que acelere a transferência de avanços científicos para fins operacionais. Esta plataforma de colaboração e interação é constituída por diversos centros, institutos e agências governamentais dos Estados Unidos da América, além da participação de inúmeros cientistas de Universidades ao redor do mundo. Visando o objetivo explicitado acima, O WRF foi desenhado para ser uma ferramenta de simulação atmosférica flexível e eficiente em variadas plataformas computacionais (desde grandes *clusters* a computadores pessoais), sendo seu código de domínio público e de distribuição gratuita. As suas extensas opções de parametrizações físicas e dinâmicas refletem os esforços de uma vasta comunidade científica (CARVALHO, 2009).

O WRF pode ser aplicado tanto a situações idealizadas como à atmosfera real que incluem a previsão numérica do tempo em tempo real, desenvolvimento de técnicas de assimilação de dados, investigação da validade de parametrizações físicas, simulação de

climas regionais, modelagem da qualidade do ar, acoplamento atmosfera-oceano, simulações idealizadas de diversos fenômenos atmosféricos, dentre eles a convecção.

3.4. Assimilação de dados

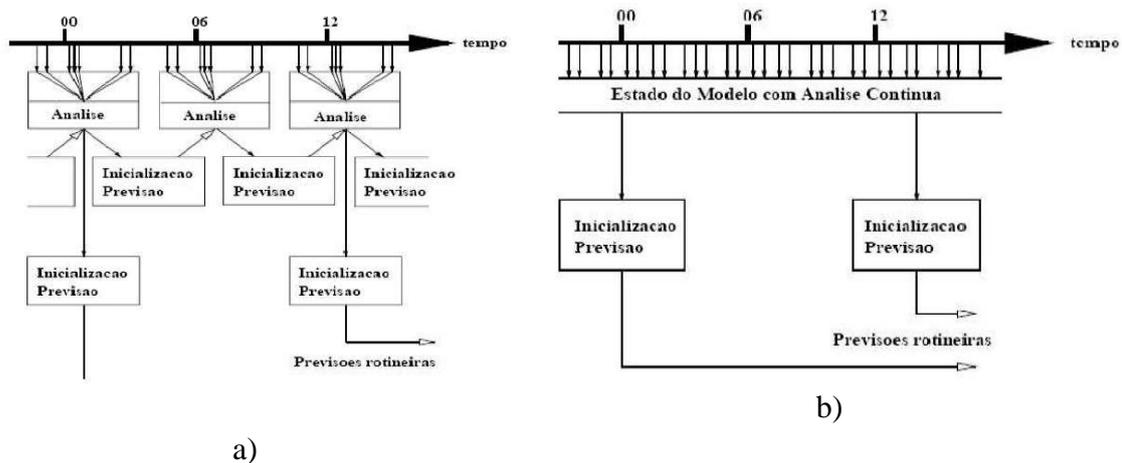
Assimilação de dados consiste no conjunto de técnicas de análise de dados com o objetivo de usar dados observacionais no sistema de previsão numérica de tempo. Esse processo tem a finalidade de aproximar o estado do modelo à atmosfera real (FERREIRA, 2016). Kalnay (2003) destaca em seu livro alguns tipos de assimilação de dados, entre eles Interpolação Ótima (IO), PSAS (*Physical-space Statistical Analysis System*), sistemas baseados em Filtro de Kalman e a assimilação variacional em três dimensões (3D-VAR) e quatro dimensões (4D-VAR). Ainda Segundo Kalnay (2003) na assimilação 3D-VAR pode-se selecionar todas as observações, não apenas as que se incluem na região de influência de um ponto de grade, assim todas as observações podem ser assimiladas simultaneamente.

A Assimilação de Dados adequa ao modelo numérico uma estimativa das condições atmosféricas de um dado instante de tempo chamado de análise. Consiste em uma técnica fundamentada em métodos de estimação e otimização. Segundo Stengel (1994), esses métodos são utilizados com o objetivo de se controlar um sistema dinâmico que possuem incertezas (como um modelo numérico da atmosfera terrestre). A incerteza associada à confiança atribuída às observações na correção das previsões de um modelo é denominada de matriz de covariância dos erros das observações (referenciada como matriz R). As incertezas relacionadas à parcela das informações fornecidas pelo modelo e que devem ser preservadas na solução final é denominada matriz de covariância dos erros do *background* (geralmente referenciada como matriz B).

A análise usada na modelagem é considerada a melhor estimativa do estado da atmosfera. Sendo obtida através da combinação de uma informação inicial da atmosfera (*background ou first guess*) com dados de observações. Essa combinação pode ser realizada de vários modos, com o objetivo de minimizar o erro ao processo de assimilação. Nesse sentido a matriz B é uma matriz que tem a finalidade de fornecer uma medida da confiabilidade das previsões do modelo em relação aos dados observados. Sendo possível atribuir pesos ao modelo e ao que foi assimilado. Essa matriz recebe a denominação de matriz B.

Quando a assimilação de dados é realizada de forma sequencial no tempo recebe o nome de ciclo de assimilação de dados, podendo esse ciclo pode ser intermitente ou contínuo (KALNAY, 2003). A figura 3.8.a apresenta um esquema do ciclo de assimilação intermitente, com as observações feitas em um intervalo de aproximadamente três horas. Na sexta hora as observações são reunidas e passam pelo controle de qualidade. Logo após é executado o passo de inicialização e então a partir deste estado analisado é produzida uma previsão de seis horas. Sendo esta previsão passando a ser a estimativa para a próxima análise. Já no ciclo de assimilação contínuo (figura 3.8.b) os dados são assimilados à medida que são observados, com um déficit do tempo real para permitir que os dados sejam coletados, transmitidos e então processados. Nesse método o estado da atmosfera simulado pelo modelo numérico é ajustado de modo contínuo se aproximando às novas observações (NOWOSAD, 2001).

Figura 3.8. Diagrama esquemático do ciclo de assimilação de dados: a)intermitente; b)contínuo.



Fonte: Nowosad (2001).

3.5. Assimilação de dados de radar meteorológico

Segundo Ferreira (2016) o radar (*Radio Detection and Ranging*) tem seu funcionamento baseado nas interações entre a radiação eletromagnética e os alvos, sendo os hidrometeoros em suspensão na atmosfera os alvos a serem analisados na meteorologia. Segundo Calvetti et al. (2002) as variáveis primárias obtidas por um radar são:

- Refletividade (Z): É o fator da refletividade entre a irradiância emitida pelo radar e o valor recebido pelo mesmo após o retroespalhamento realizado pelos hidrometeoros existentes na atmosfera. Possui como unidade é o dBZ,

assumindo valores variam de zero e 60 dBZ. Quanto maior forem os diâmetros das gotas presentes na atmosfera, maior será a intensidade de precipitação;

- Velocidade Radial do Vento (V): É definida como a velocidade de aproximação ou afastamento dos hidrometeoros em relação ao feixe do radar. Sendo que valores positivos indicam que os alvos que se afastam do radar e valores negativos representam os alvos que se aproximam do mesmo.

Segundo Lin et al. (2005) a assimilação de dados de radar propicia um ganho substancial nas primeiras horas de previsão, tendo assim importância para a previsão de curto a curtíssimo prazo. Nesse sentido a aproximação do radar com a modelagem passou a ser analisado em muitos estudos. Estudos realizados por Xiao (2007) concluíram que WRF 3D-VAR tem a capacidade de assimilar velocidade radial e refletividade a partir de vários tipos de radares meteorológicos, produzindo resultados positivos na previsão da convecção de LI nas condições iniciais do modelo.

No âmbito do Brasil a assimilação de dados de radar no WRF começou a ser utilizada recentemente. Em seu estudo Macedo (2014) analisou o impacto do uso da assimilação de dados 3D-VAR nas previsões do modelo WRF para o estado do Rio Grande do Sul, constando que houve uma melhora nos resultados nas simulações do campo de precipitação quando foram assimilados dados de radar. Vendrasco (2015) obteve resultados satisfatórios para a região do Vale do Paraíba ao assimilar dados 3D-VAR do WRFDA (WRF Data Assimilation System). O autor mostrou em seu estudo que a assimilação direta de refletividade do radar apresenta algumas limitações, porém estas limitações podem ser amenizadas com a assimilação indireta desta variável.

3.6. Impacto da resolução vertical em baixos níveis e na camada limite planetária

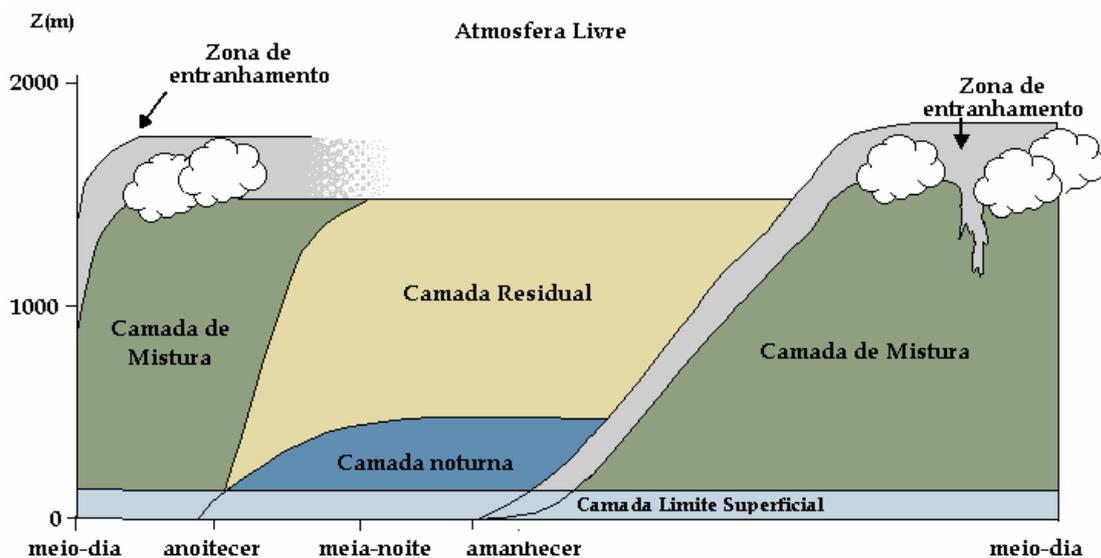
Na atmosfera, o movimento do ar apresenta um comportamento complexo devido a processos de transferência vertical e horizontal de umidade, calor e momentum oriundos da superfície terrestre. Estas trocas se originam devido ao atrito causado entre a superfície e o ar em movimento, ou então por efeitos térmicos. Esses mecanismos favorecem o desenvolvimento de vórtices turbulentos na camada da atmosfera logo acima da superfície, sendo estes importantes para o transporte de propriedades atmosféricas. Assim essa região próxima a superfície onde se dá a troca de turbulenta

de momento, calor e umidade denomina-se camada limite planetária (CLP) (FRISCH,1995).

Ainda segundo Frisch (1995) a estrutura da CLP é função dos processos físicos que nela ocorrem. A profundidade da camada atinge até uma altura em que os efeitos da mistura turbulenta entre a superfície terrestre e o ar estejam presentes, sendo a sua extensão variando de 30 m até em torno de 2 a 3 km. Essa altura é função basicamente da taxa de aquecimento e resfriamento da superfície, do cisalhamento do vento, da rugosidade da superfície, dos movimentos verticais de larga escala e da advecção horizontal de calor e de umidade.

Durante o dia a CLP se torna mais bem definida verticalmente devido as forçantes térmicas, já no período noturno a estrutura vertical da camada é condicionada pela energia associada a turbulência mecânica. Segundo Stull (1988) a CLP se divide em uma estrutura vertical de sub-camadas definidas basicamente como: Camada Limite Convectiva ou Camada Mistura (CM), Camada de Residual ou Camada Residual Noturna (CR) e Camada Limite Estável ou Camada Noturna (CLE), como mostrado na figura abaixo.

Figura 3.9 - Esquemática de um ciclo diário do comportamento da camada limite e perfis verticais de temperatura potencial virtual em pontos específicos no tempo.



Fonte: Stull (1988).

Ao amanhecer, tem-se início a formação da Camada de Mistura (CM) resultado do aquecimento da superfície pela radiação solar. Assim, inicia-se um fluxo positivo de calor, e a parcela de ar adjacente se aquece. Como o ar aquecido torna-se mais leve que o ar logo acima, este tende a subir, enquanto que o ar mais frio desce, para novamente passar pelo mesmo processo de aquecimento. Estes movimentos originam uma convecção intensa, surgindo assim grandes vórtices turbulentos. Ao anoitecer, a quantidade de radiação que atinge a superfície terrestre passa a ser insuficiente para manter o processo convectivo intenso que origina a turbulência, e a antiga camada vai gradualmente se restringindo a parte superior da CLP, recebendo o nome de Camada Residual (CR), onde a turbulência existente é um resíduo daquela gerada ao longo do dia pela radiação solar. Neste momento a atmosfera tende a estabilizar-se, pois a CR está mais quente que a superfície, passando a ceder o calor, para o solo. Uma Camada Limite Estável (CLE) vai se formando junto ao solo como resultado do resfriamento da superfície. Essa camada vai se tornando menos turbulenta e o efeito do cisalhamento do vento passa a ser o único responsável pela turbulência. A camada de entranhamento é a camada onde ocorrem as trocas de calor e de quantidade de movimento com a atmosfera livre (KAIMAIL et al., 1976).

Dentro da CLP também pode se desenvolver a formação de uma zona de descontinuidade de rugosidade, fluxo de calor e umidade, chamada de Camada Limite Interna (CLI). Sua ocorrência é consequência dos movimentos do ar, através das mudanças nas condições da superfície (JEGEDE; FOKEN, 1998). Segundo Fisch (1999) se o fluxo estiver escoando em regime permanente sobre uma superfície de rugosidade homogênea por certo tempo, o perfil da velocidade do vento estará em equilíbrio com esta superfície. Porém, se o fluxo de ar passar por uma área com características diferentes, um novo perfil de vento será obtido. O escoamento não se ajusta imediatamente para esta nova característica, mas sim de forma gradual, formando uma nova camada de equilíbrio.

Processos microfísicos que ocorrem na atmosfera têm escalas diferentes, como radiação, nuvens tipo Cumulus, trocas de calor com a superfície e a CLP. Ao se aumentar a resolução do modelo, alguns desses processos podem se tornar explícitos. Porém para se representar processos que não podem ser calculados explicitamente em virtude do espaçamento de grade.

A parametrização da CLP é responsável pelos fluxos verticais de escala sub-grade de transportes turbulentos na totalidade da coluna vertical da atmosfera, e não apenas na camada limite. Quando um esquema CLP é ativado, a difusão vertical explícita é desativada, pois a parametrização de CLP escolhida realizará esse processamento. Segundo Carvalho (2009) as escolhas mais apropriadas para a difusão horizontal são aquelas que se baseiam na deformação horizontal, onde a mistura horizontal e vertical são tratadas independentemente, assim os esquemas de CLP determinam os perfis dos fluxos dentro da camada limite misturados e da camada limite estável, fornecendo tendências de temperatura, umidade, nuvens e momento horizontal em toda a coluna atmosférica. Os esquemas de CLP são unidimensionais, assumindo que existe uma separação de escalas entre turbulência de escala sub-grade e turbulência resolvida (com dimensão maior que a grade). Ainda segundo Carvalho (2009) essa divisão torna-se mais difícil em grades de tamanho inferior a algumas centenas de metros, pois a turbulência da camada limite começa a ser resolvida, e nestas situações o esquema deve ser substituído por um esquema de turbulência sub-grade tridimensional.

Um modelo com resolução vertical mais refinada representa melhor a estrutura vertical da atmosfera, já comprovado Lyons *et al.* (1995), Mass *et al.* (2002), Nesse sentido, Zhang e Wang (2003) e Kimball e Dougherty (2006) mostraram uma melhoria significativa na previsão da intensidade e estrutura de um furacão utilizando uma resolução vertical mais refinada.

Aligo *et al.* (2009) fizeram simulações com 21, 29, 33, 37, 57 e 62 níveis verticais, chegando a conclusão que houve melhoria na previsão de precipitação com o aumento do número de níveis. Porém concluíram que as rodadas com 62 níveis apresentaram impacto negativo nas simulações de precipitação em comparação aos outros casos. De acordo com Zhang e Wang (2003) esse impacto negativo se deve ao fato que ao se diminuir a espessura da grade, aumenta-se a chance dela se tornar saturada em comparação com uma célula mais grossa. Também

Aligo *et al.* (2009) demonstraram em seu estudo que adicionando dois níveis próximo a superfície na resolução vertical de 31 níveis houve melhoras nos valores simulados de precipitação. Concluíram que essa melhoria na previsão de precipitação com o acréscimo de dois níveis próximos a superfície foram causados por alterações na iniciação convectiva, influenciando no fluxo turbulento e fluxo na camada superficial.

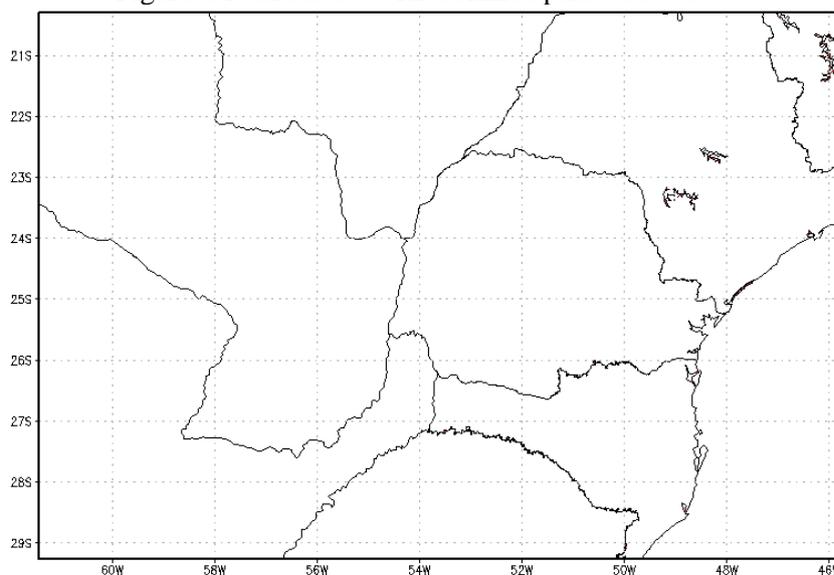
Concluíram ainda que a adição de dois níveis próximos as superfície, alterou a simulação do vento e da temperatura do ar em baixos níveis, melhorando a habilidade do modelo em prever essas variáveis.

4. DADOS E METODOLOGIA

4.1. Área de estudo

A região de estudo está delimitada pela figura abaixo, correspondendo à grade utilizada para a rodada do modelo.

Figura 4.1. Grade do WRF definida para o estudo.



Fonte: Produção do autor.

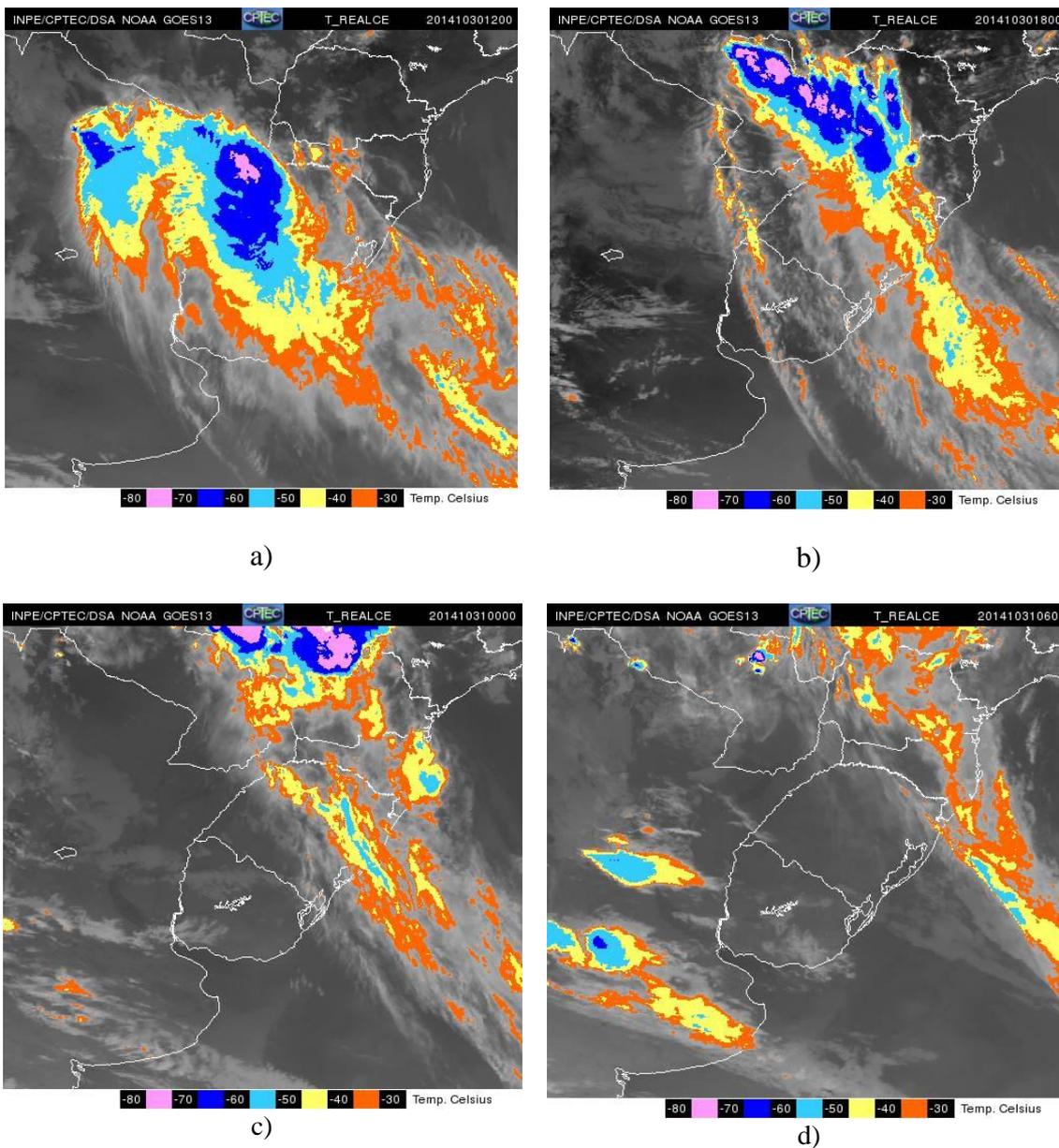
4.2. Condições sinóticas dos casos selecionados

Foram selecionados para o estudo três casos, sendo os mesmos representativos dos principais sistemas atmosféricos de escala sinótica e de mesoescala que afetam a região de estudo. Uma breve análise sinótica dos três casos será apresentada a seguir.

a) Caso do dia 30 de outubro de 2014

Esse segundo caso foi selecionado, pois, nesse dia a região em estudo foi atingida pela passagem de um sistema frontal. As imagens satélites mostram que havia bastante instabilidade sobre a região. Inicialmente, a imagem do satélite GOES-13 (canal infravermelho realçado) das 12:00 UTC - Figura 4.2 a) evidencia uma área com forte atividade convectiva no noroeste da Argentina e oeste do RS, associado a passagem de uma frente fria sobre a região. A sequência de imagens da figura 4.2 mostra que esse sistema frontal se desloca rapidamente sobre a região.

Figura 4.2 - Imagens do satélite GOES-13 entre os dias 30 a 31 de outubro de 2014: a) 12:00 UTC; b) 18:00 UTC; c) 00:00 UTC; d) 06:00 UTC.

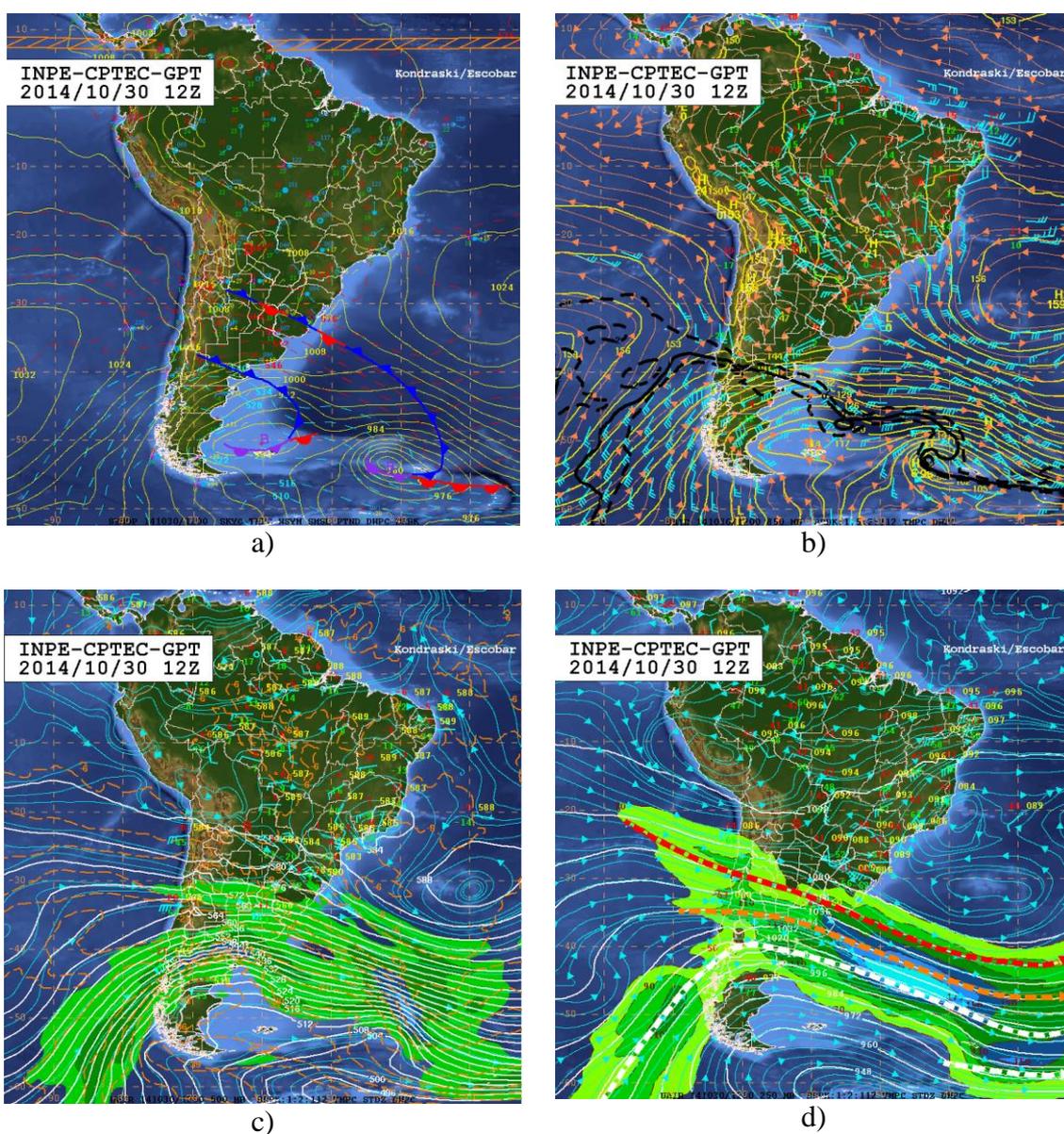


Fonte: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). Acervo de imagens do satélite GOES-13. Disponível em: < <http://satelite.cptec.inpe.br/home/index.jsp> > Acesso em: 15 jul. 2017.

A Figura 4.3 mostra as carta sinóticas elaboradas pelo Grupo de Previsão de Tempo (GPT) do CPTEC/INPE para as 12:00 UTC do dia em análise. Analisando a carta de superfície, observa-se a presença de um sistema frontal entre o sul do Rio Grande do Sul e noroeste da Argentina. Também se observa um sistema de baixa pressão centrado aproximadamente no oeste do Paraguai, intensificando a atuação desse sistema frontal sobre a região em estudo. Na baixa troposfera (Figura 4.3.b) verifica-se a atuação do

JBN, caracterizado por ventos de noroeste, advectando ar quente e úmido da região amazônica sobre a área em estudo. Ainda na carta sinótica de 700 hPa verifica-se a convergência dos ventos entre o Paraguai e a região Sul do Brasil. Na análise da carta de médios níveis (figura 4.3 c) e de altitude (figura 4.3 d) destaca-se a atuação do Jato Subtropical, que ao produzir divergência de massa em altitude, favorece a convergência na baixa troposfera, como descrito na revisão bibliográfica.

Figura 4.3 - Cartas sinóticas elaboradas pelo GPT do CPTEC/INPE para as 1200 UTC do dia 30 de outubro de 2014: a) Superfície; b) Nível baixo (850 hPa); Nível médio (500 hPa); c) Nível alto (250 hPa).



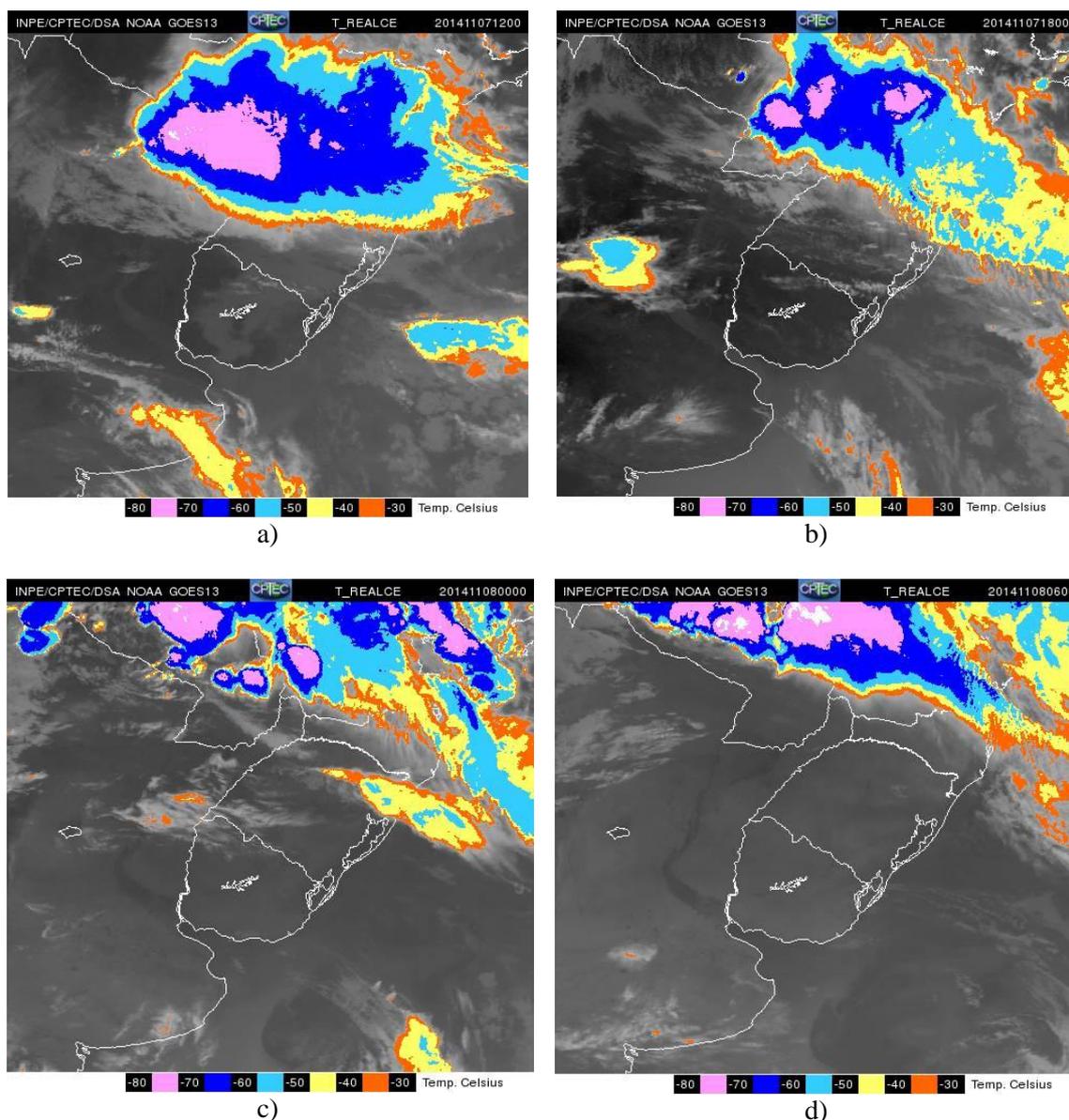
Fonte: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). Acervo de cartas sinóticas elaboradas pelo Grupo de Previsão de Tempo (GPT). Disponível em: <http://img0.cptec.inpe.br/~rgptimg/Produtos-Pagina/Carta-Sinotica/Analise/> > Acesso em: 20 jul. 2017.

De acordo com as condições meteorológicas analisadas, pode-se dizer que a atmosfera no período em análise apresentava um ambiente favorável ao desenvolvimento de sistemas atmosféricos com forte convecção.

b) Caso do dia 07 de novembro de 2014

Esse segundo caso foi selecionado, pois, nesse dia a região em estudo foi atingida por um sistema convectivo de mesoescala, como evidenciado na sequência de imagens (canal infravermelho realçado) do satélite GOES-13. Observa-se sobre o noroeste da Argentina, Paraguai e os estados de Santa Catarina e Paraná áreas com topo das nuvens atingindo temperaturas entre -80 e -70 °C, indicando a presença de nuvens cumulonimbus com grande desenvolvimento vertical.

Figura 4.4 - Imagens do satélite GOES-13 entre os dias 07 a 08 de novembro de 2014: a) 12:00 UTC; b) 18:00 UTC; c) 00:00 UTC; d) 06:00 UTC.

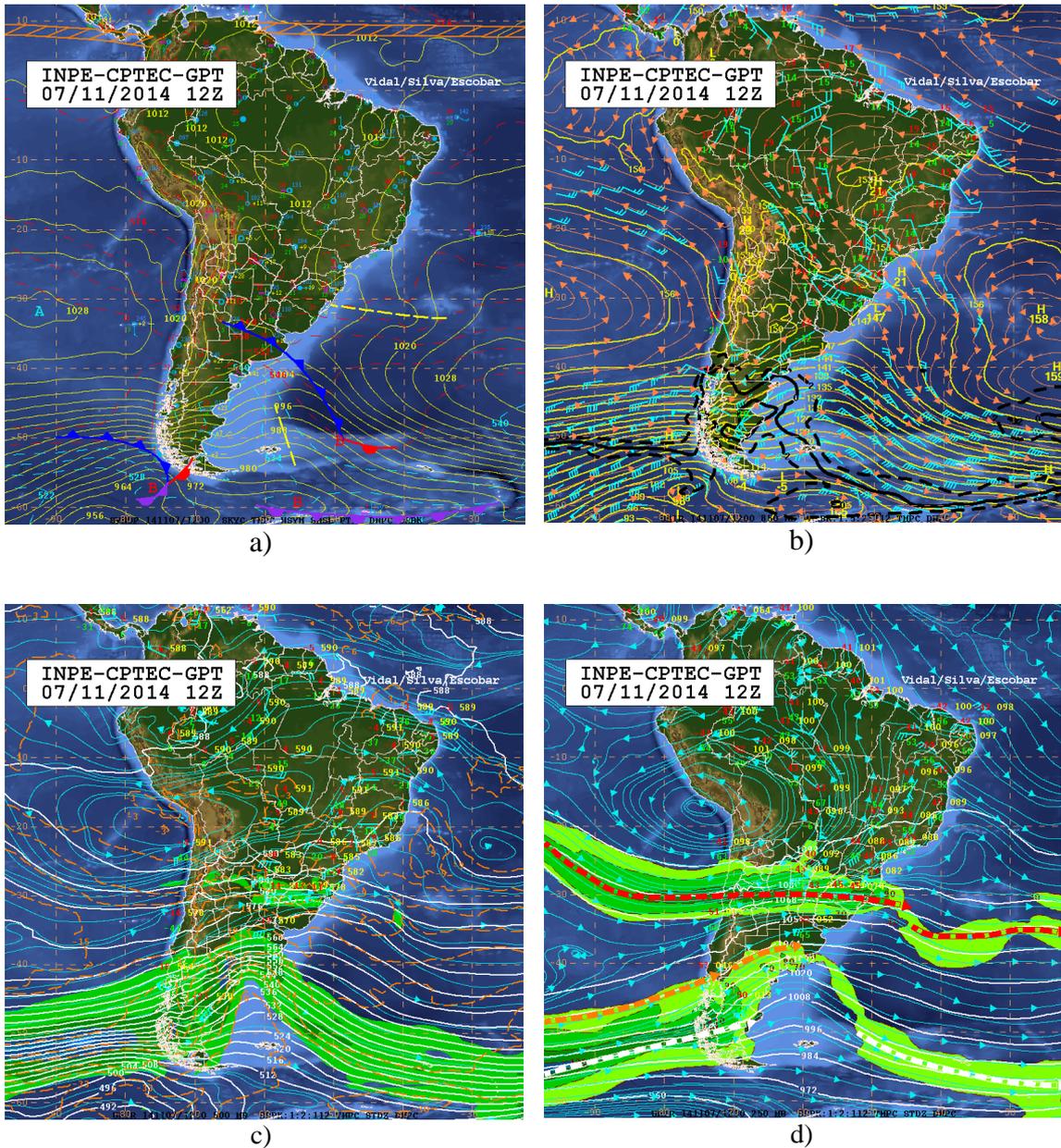


Fonte: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). Acervo de imagens do satélite GOES-13. Disponível em: < <http://satelite.cptec.inpe.br/home/index.jsp> > Acesso em: 15 jul. 2017.

A Figura 4.5 mostra as cartas sinóticas elaboradas GPT do CPTEC/INPE para as 12:00 UTC do dia 07 de novembro de 2014. Na carta de superfície (figura 4.5.a) observa-se um cavado que se estende entre o Paraguai e o Rio Grande do Sul, também fica evidenciado a atuação de uma área de baixa pressão sobre o norte da Argentina e o Paraguai. Analisando a carta de 850 hPa (figura 4.5.b) sobre a região em estudo, verifica-se a influência do JBN, caracterizada por ventos de noroeste, advectando ar quente e úmido da região amazônica sobre a área em estudo. Na análise das cartas de

níveis médio e alto destacam-se a atuação do Jato Subtropical sobre a região em estudo e de um sistema de alta pressão. Essas condições sinóticas tornou o ambiente favorável à formação de um CCM sobre a região em estudo.

Figura 4.5 - Cartas sinóticas elaboradas pelo GPT do CPTEC/INPE para as 12:00 UTC do dia 07 de novembro de 2014: a) Superfície; b) Nível baixo (850 hPa); c) Nível médio (500 hPa); d) Nível alto (250 hPa).

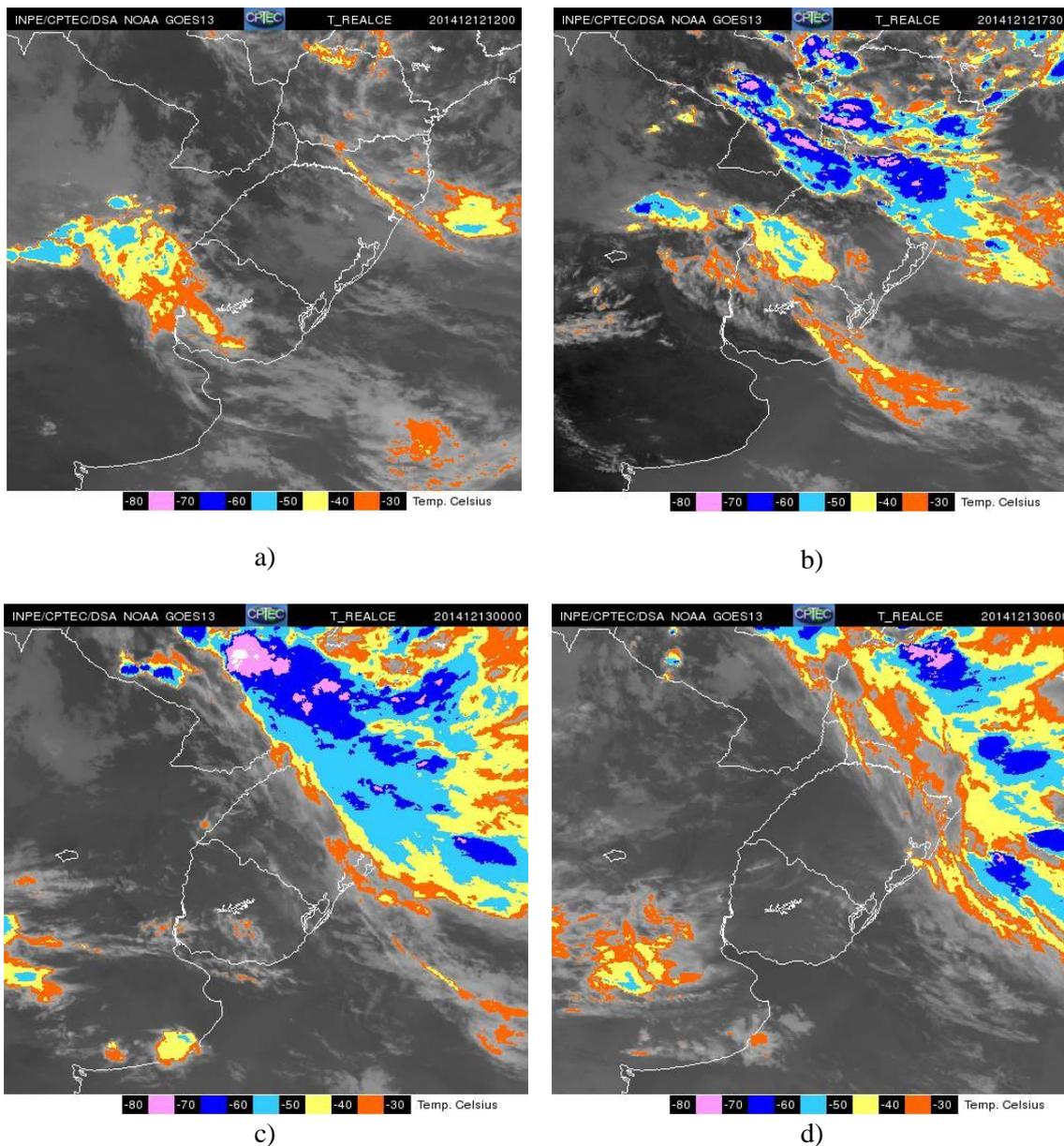


Fonte: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). Acervo de cartas sinóticas elaboradas pelo Grupo de Previsão de Tempo (GPT). Disponível em: <http://img0.cptec.inpe.br/~rgptimg/Produtos-Pagina/Carta-Sinotica/Analise/> > Acesso em: 20 jul. 2017.

c) Caso do dia 12 de dezembro de 2014

Nesse terceiro caso ocorre o desenvolvimento de um CCM sobre região em estudo, como evidenciado na figura abaixo. Inicialmente, a imagem de satélite GOES-13 (canal infravermelho realçado) das 12:00 UTC mostra baixa atividade convectiva sobre a região (figura 4.6.a) . A sequência das imagens mostra a intensificação da instabilidade sobre a região em estudo.

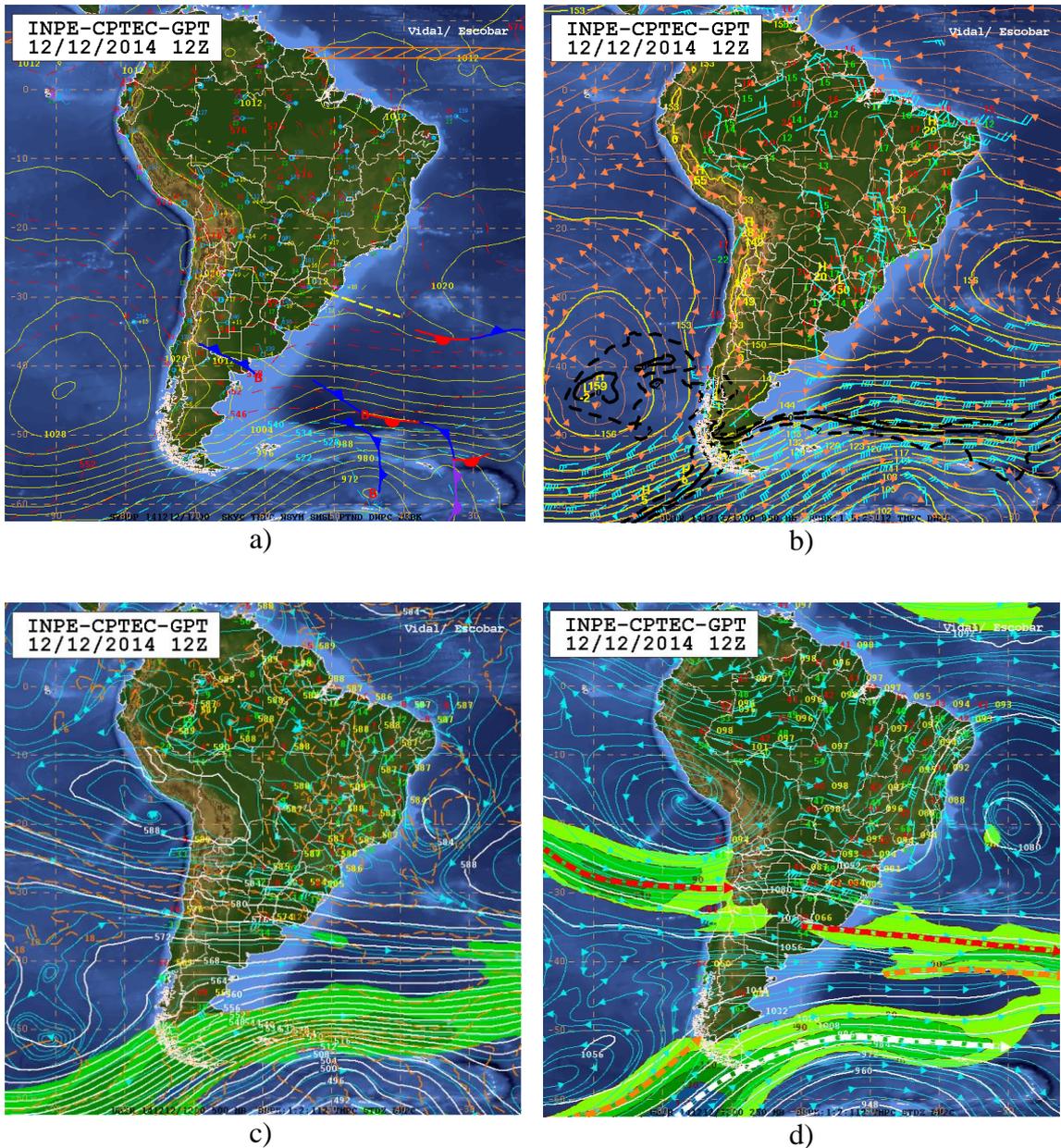
Figura 4.6 - Imagens do satélite GOES-13 entre os dias 12 a 13 de dezembro de 2014: a) 12:00 UTC; b) 17:30 UTC; c) 00:00 UTC; d) 06:00 UTC.



Fonte: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). Acervo de imagens do satélite GOES-13. Disponível em: < <http://satelite.cptec.inpe.br/home/index.jsp> > Acesso em: 15 jul. 2017.

Na carta sinótica de superfície, elaborada pelo GPT do CPTEC/INPE (figura 4.7.a) é possível evidenciar a presença de uma área de baixa pressão sobre o Paraguai e parte da região Sul. Associado a essa baixa pressão observa-se um cavado que se prolonga do estado do Rio Grande do Sul ao oceano Atlântico. Analisando a carta de 850 hPa (figura 4.7.b) sobre a região em estudo, verifica-se fraca influência do JBN, no entanto observa-se a convergência dos ventos sobre a área em estudo. Na análise das cartas de níveis médio e alto verifica-se a atuação do Jato Subtropical, porém com pouca intensidade sobre a região em estudo. As condições sinóticas apresentadas permitem concluir que a atmosfera se tornou favorável ao desenvolvimento de um CCM.

Figura 4.7 - Cartas sinóticas elaboradas pelo GPT do CPTEC/INPE para as 12:00 UTC do dia 12 de dezembro de 2014: a) Superfície; b) Nível baixo (850 hPa); Nível médio (500 hPa); c) Nível alto (250 hPa).



Fonte: INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS (INPE). Acervo de cartas sinóticas elaboradas pelo Grupo de Previsão de Tempo (GPT). Disponível em: <http://img0.cptec.inpe.br/~rgptimg/Produtos-Pagina/Carta-Sinotica/Analise/> > Acesso em: 20 jul. 2017.

4.3. Conjunto de dados

4.3.1 Dados de entrada do modelo

Os dados utilizados para os estudos de caso compreendem os períodos de 12:00 UTC do dia 30 às 12:00 UTC do dia 31 de outubro de 2014, 12:00 UTC do dia 07 às 12:00UTC do dia 08 de novembro de 2014 e 12:00 UTC do dia 12 às 12:00 UTC do dia 13 de dezembro de 2014. Os três períodos de estudos compreendem o período de formação e dissipação dos sistemas atmosféricos que impactam a região em estudo. Os dados provenientes do GTS foram assimilados por um período de 48 horas anteriores ao início da previsão, com um intervalo de 6 horas entre cada ciclo, totalizando assim 9 ciclos de assimilação. Esse processo foi realizado para cada um dos três casos em análise neste estudo.

Os dados de entrada do modelo são provenientes do modelo *Global Forecast System* (GFS) do *National Centers for Environmental Prediction* (NCEP), com resolução espacial de 0.5° de longitude e latitude. As condições iniciais e de fronteira (ou contorno) para a grade do modelo serão fornecidos por esses dados. Os dados podem ser baixados do Nomads do *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA), disponíveis no site http://nomads.ncdc.noaa.gov/data.php#hires_weather_datasets.

Os dados observacionais assimilados compreendem dados convencionais e não-convencionais de superfície e de altos níveis. Os dados convencionais de superfície, tais como SYNOP, METAR, dados de boias oceânicas e outros, são provenientes do GTS (*Global Telecommunications System*), de onde se obtém variáveis meteorológicas como pressão de superfície, temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, direção e velocidade do vento em superfície. Os dados de altos níveis convencionais são obtidos por radiossondas, medições em aeronaves (AIREP) provenientes do GTS. As variáveis contidas neste dado são as mesmas citadas acima, porém em diversos níveis. Dados não-convencionais são obtidos de satélites, da *National Environmental Satellite Data and Information Service* (NESDIS).

As tabelas 4.1, 4.2 e 4.3 relacionam a quantidade de dados assimilados do GTS por ciclo nos três casos em estudo. As variáveis assimiladas foram U (direção do vento zonal), V (direção do vento meridional), T (temperatura), Q (razão de mistura) e Ps (pressão da superfície). Os três casos assimilaram um volume de dados semelhantes.

Apresentando uma melhor regularidade na quantidade de dados assimilados para as mensagens meteorológicas METAR e SYNOP. Os dados oriundos de AIREP e sondagens apresentaram-se bastante irregulares. No que se refere às sondagens, essa irregularidade se deve a três motivos: sondagens atmosféricas são realizadas somente as 00 e 12 UTC; na América do Sul algumas estações realizam sondagem somente as 12 UTC; e variação na altitude atingida pelo balão meteorológico.

Também se destaca ao se observar as três tabelas, o número reduzido de dados assimilados nos ciclos referentes ao horário de 06 UTC. Essa deficiência se deve ao fato de nesse horário não se realizar sondagens atmosféricas e muitas estações que geram METAR e SYNOP não funcionarem 24 horas por dia.

Tabela 4.1 - Dados assimilados do GTS para o caso 1, referente ao período de 12 UTC de 28/10/2014 a 12 UTC de 30/10/2014.

Dados Assimilados				
Ciclo de Assimilação	METAR	SYNOP	AIREP	Sondagem
28/10/2014 12UTC	80	203	75	994
28/10/2014 18UTC	91	193	42	0
29/10/2014 00UTC	77	180	18	698
29/10/2014 06UTC	50	83	4	0
29/10/2014 12UTC	91	192	12	1077
29/10/2014 18UTC	91	176	88	0
30/10/2014 00UTC	73	189	81	656
30/10/2014 06UTC	50	84	54	0
30/10/2014 12UTC	86	190	3	855

Tabela 4.2 - Dados assimilados do GTS para o caso 2, referente ao período de 12 UTC de 05/11/2014 a 12 UTC de 07/11/2014.

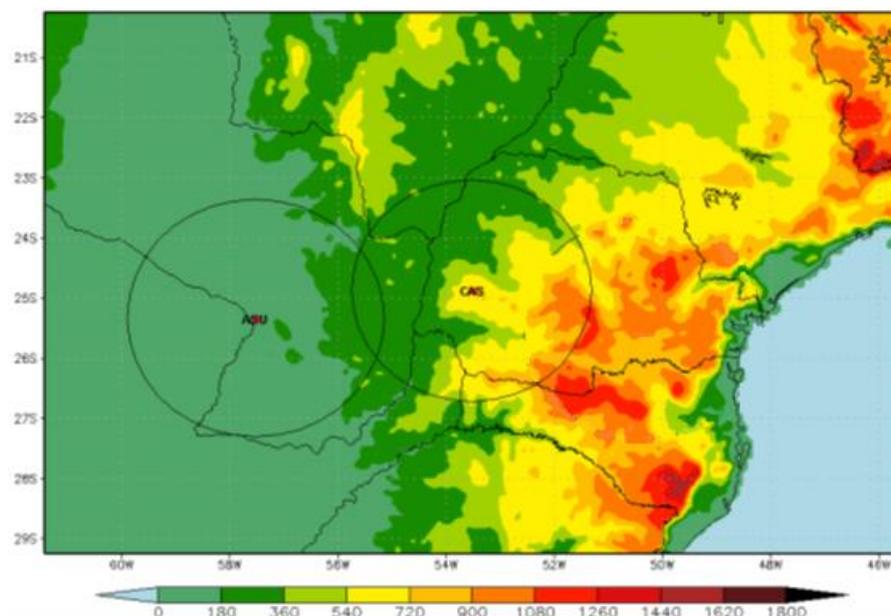
Dados Assimilados				
Ciclo de Assimilação	METAR	SYNOP	AIREP	Sondagem
05/11/2014 12UTC	92	201	6	1051
05/11/2014 18UTC	86	189	66	0
06/11/2014 00UTC	76	189	9	748
06/11/2014 06UTC	50	77	9	0
06/11/2014 12UTC	95	192	26	1027
06/11/2014 18UTC	84	189	87	0
07/11/2014 00UTC	68	177	9	670
07/11/2014 06UTC	49	84	24	0
07/11/2014 12UTC	83	179	24	907

Tabela 4.3 - Dados assimilados do GTS para o caso 3, referente ao período de 12 UTC de 10/12/2014 a 12 UTC de 12/12/2014.

Dados Assimilados				
Ciclo de Assimilação	METAR	SYNOP	AIREP	Sondagem
10/12/2014 12UTC	95	199	28	976
10/12/2014 18UTC	79	183	45	0
11/12/2014 00UTC	72	184	12	805
11/12/2014 06UTC	49	82	6	0
11/12/2014 12UTC	91	189	9	1023
11/12/2014 18UTC	67	194	67	0
12/12/2014 00UTC	73	184	0	645
12/12/2014 06UTC	47	75	3	0
12/12/2014 12UTC	87	196	33	960

Os dados de radares assimilados foram os do Sistema Meteorológico do Paraná (SIMEPAR) e da *Dirección Nacional de Aeronautica Civil* (DINAC). O radar do SIMEPAR utilizado está localizado em Cascavel (Latitude: 24.87°S, longitude: 53.52°W), possuindo abertura de feixe de 1.0° e 15 elevações, com dados no raio de 240 ou 480 km e resolução de 125m e banda S. O radar da DINAC está situado em Assunção, no Paraguai (Latitude: 25.33°S, longitude: 57.52°W) opera na banda C, possuindo 11 elevações, e com resolução de 250m e raio de cobertura dos dados de 250 km. A localização dos radares na figura abaixo, onde se verifica que área de cobertura abrange a região compreendida entre o sul do Paraguai e oeste do estado do Paraná.

Figura 4.8 - Posição dos Radares de Assunção (ASU) e Cascavel (CAS), com suas respectivas áreas de cobertura e relevo da região em metros



Fonte: Adaptado de Ferreira (2016).

As variáveis de Radar assimilados no presente estudo foram refletividade do vento (rv), refletividade da razão de mistura do vapor de água (rqv) e refletividade da razão de mistura da água de chuva (rrm). Na tabela abaixo está relacionada a quantidade de dados assimilados de radar em cada ciclo. Observa-se na tabela que o volume de dados assimilados em bem superior que os dados GTS.

Tabela 4.4 - Dados assimilados de Radar assimilados para o estudo de caso, referente ao período de 09 UTC as 12 UTC de 12/12/2014.

Ciclo de Assimilação	rv	rqv	rrm
07/11/2014 09UTC	2857192	273035	1028379
07/11/2014 10UTC	2931824	172716	1223293
07/11/2014 11UTC	3839438	371181	1621097
07/11/2014 12UTC	4324178	434978	1870201

4.3.2 Dados representativos da atmosfera real

Para verificar a sensibilidade do modelo e sua capacidade de representar a atmosfera foi necessário comparar as simulações com dados meteorológicos reais representativos da região em estudo. Nesse sentido foram utilizados dados de radiossondagens, pois estas fornecem um perfil real da atmosfera. As sete estações meteorológicas de altitude selecionadas serão as das cidades de São Paulo (latitude 23° 30' 32"S, longitude 46° 38' 04"W), Curitiba (latitude 25°31'42"S, longitude 49°10'32"W), Florianópolis (latitude 27° 40' 14"S, longitude 48° 32' 50"W), Londrina (latitude 23° 19' 49"S longitude 51° 08' 12"W), Foz do Iguaçu (latitude: 25°35'46"S, longitude: 54°29'13"W), Assunção no Paraguai (latitude: 25°14'21"S, longitude: 57°31'9"W) e Resistencia na Argentina (latitude: 27° 26' 59"S, longitude 59° 03' 22"W). Foram obtidos das radiossondagens dados de temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, pressão atmosférica e velocidade e direção do vento ao longo do perfil vertical da atmosfera.

Figura 4.9 - Estações meteorológicas de altitude utilizadas no estudo destacadas em vermelho.



Fonte: Produção do autor.

Abaixo estão demonstradas todas as radiossondagens utilizadas no presente estudo. Observa-se a ausência constante de informações da 00 UTC tanto de Assunção e Resistência. Isso se deve ao fato de tanto o Paraguai, quanto a Argentina só realizarem sondagens atmosféricas as 12 UTC. Outras ausências de informações observadas se devem a não obtenção de radiossondagens por impossibilidades momentâneas.

Tabela 4.5 - Radiossondagens utilizadas na pesquisa.

Radiossondagens Disponíveis									
Localidade	Caso 1: 30 a 31/10/14			Caso 2: 07 a 08/11/14			Caso 1: 12 a 13/12/14		
	12:00	00:00	12:00	12:00	00:00	12:00	12:00	00:00	12:00
São Paulo	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Londrina	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Curitiba	x	x		x	x	x	x	x	x
Foz do Iguaçu	x	x	x		x	x	x	x	x
Florianópolis	x	x	x	x	x	x	x	x	x
Assunção	x		x	x					x
Resistência			x	x		x	x		x

Para se efetuar a análise das simulações, os dados representativos da precipitação real foram obtidos por estimativas de precipitação geradas por satélites. Segundo Araújo (2007) nas últimas três décadas ocorreram avanços significativos no sensoriamento remoto de precipitação por meio de satélites meteorológicos, passando a ser usado como produtos operacionais por entidades de hidrologia e meteorologia. Alternativamente, a utilização de sensores remotos na estimativa de precipitação tem representado uma ferramenta importante para suprir a escassez dos instrumentos convencionais. Com o uso dos dados obtidos pelo TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*), alguns trabalhos foram realizados a fim de descrever o perfil da precipitação na América do Sul, destacando-se Mota (2003) e Nóbrega et al. (2008). Os resultados destes trabalhos obtiveram resultados satisfatórios na representação dos campos de precipitação no espaço e no tempo.

Sendo empregados para esse propósito sensores de micro-ondas, pois estes indicam de uma forma satisfatória a presença de água e cristais de gelo nas nuvens. A estimativa de precipitação por satélite é bem difundido na hidrologia mundial na aplicação de recursos

hídricos e também no monitoramento de desastres naturais (FERREIRA, 2016). Segundo Falck et al. (2015) a estimativa de precipitação por satélite geralmente é aplicada em grandes áreas (com área superior a 2000 km²), condizente com o estudo em questão.

Existem diversas técnicas de estimativas de precipitação por satélites, dentre elas destacam-se o 3B42-RT (Real Time) e estimativas de precipitação diária calculadas pela combinação de satélites e pluviômetros, como o CoSch (VILA et al. 2009), o Merge (ROZANTE et al. 2010) . Então para o presente estudo foi utilizado a técnica CoSch3 (*Combined Scheme - 3 hours*), adaptada da técnica CoSch por Ferreira (2016) para se obter a estimativa de precipitação por satélite para um período de três horas. Sendo essa técnica ideal para validar os campos de precipitação gerados no presente estudo.

Na obtenção da estimativa de precipitação CoSch3, os dados de precipitação da rede telemétrica foram combinados com produto de estimativa de precipitação por satélite 3B42-RT. O 3B42-RT é composto por dados do canal infravermelho 25 (IR) e micro-ondas passiva (MW) do TRMM *Multisatellite Precipitation Analysis* (TMPA). Este dado é disponibilizado a cada 3 horas e dispostos em uma grade de 0.25° x 0.25° de resolução horizontal (FERREIRA, 2016).

Ferreira (2016) validou a nova técnica CoSch3, calculando o viés (BIAS), a probabilidade de detecção (POD) e a razão de falso alarme (FAR) e o índice crítico de sucesso (CSI), RMSE (*Root Mean Square Error*) para os limiares de 1, 5, 10 e 20 mm de precipitação. Ao analisar o índices estatísticos obtidos a autora concluiu que a nova técnica gerou melhorias na estimativa dos campos de precipitação, oferecendo um produto confiável para acumulados de precipitação para períodos menores do que 24 horas.

4.4. WRF

Na realização dos objetivos propostos neste trabalho, torna-se necessário uma descrição do modelo usado. No presente estudo o modelo numérico utilizado foi o WRF, versão 3.4. Sobre a região escolhida para estudos, a atmosfera foi representada com resolução horizontal de 2 x 2 km, sendo 800 pontos de longitude e 500 pontos de latitude e tendo como controle resolução vertical de 45 níveis e pressão no topo da atmosfera de 50 hPa.

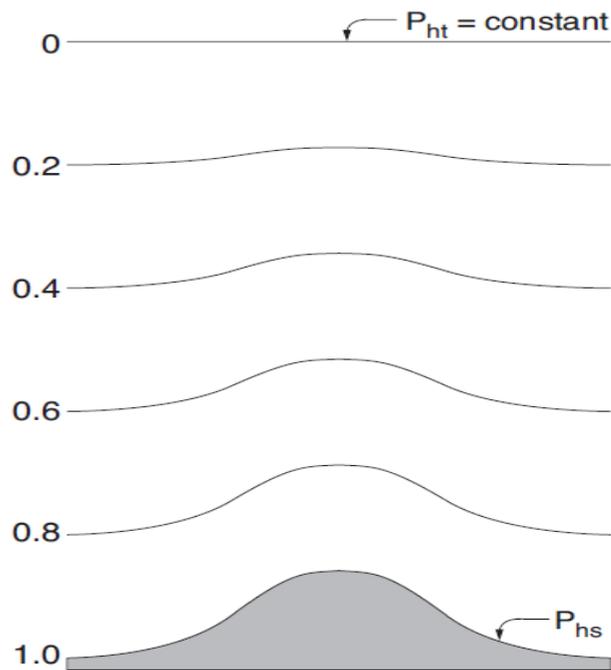
O núcleo de qualquer modelo numérico atmosférico consiste na formulação das equações dinâmicas apropriadas ajustadas com as técnicas empregadas na resolução das mesmas. O sistema de modelação WRF comporta dois núcleos dinâmicos: o ARW (Advanced Research WRF) e NMM (Nonhydrostatic Mesoscale Model). O NMM é um modelo não-hidrostático desenvolvido pelo NCEP; o ARW parte do esquema de divisão do incremento de integração para as ondas acústicas e gravitacionais oriundo do modelo de nuvens de Klemp-Whilhelmson. Os dois núcleos diferem quanto a formulação das equações dinâmicas, as variáveis de prognóstico usadas, ao modo como são dispostas as variáveis na grade, e quanto ao método de integração temporal (Skamarock, 2008). O modo utilizado no presente estudo foi o AWR.

A coordenada vertical usada do modelo é a sigma (σ), onde a pressão normalizada de acordo com seu valor a superfície, tendo como vantagem acompanhar o terreno (figura 12). Representada matematicamente por:

$$\sigma = \frac{(P - p_{topo})}{(P_{Superfície} - p_{topo})}$$

Onde P_{topo} é o valor da pressão no topo do modelo, $P_{Superfície}$ é o valor da pressão na superfície e P é o nível de pressão calculado.

Figura 4.10. Representação esquemática de coordenadas sigma.



Fonte: Skamarock (2008).

Para cada processo físico, há um amplo conjunto de esquemas disponíveis no WRF. Dos esquemas para os processos físicos disponíveis, escolheu-se um para cada processo físico seguido a configuração *controle* para execução do modelo que constituiu a rodada de controle. A tabela abaixo mostra a configuração das principais parametrizações utilizadas nas rodadas.

Tabela 4.6 - Parametrizações de controle.

Processo físico	Parametrização	Referência
Microfísica	WDM6 (WRF Momento Duplo e esquema de 6 classes de hidrometeoros)	LIM; HONG, 2010
radiação de onda longa	RRTM (Rapid Radiative Transfer Model)	Mlawer et al., 1997
radiação de onda curta	Dudhia	Dudhia (1989)
camada superfície	MM5 similaridade	Paulson , Dyer e Hicks e Webb (1970)
processos de superfície	Noah-LSM	Chen e Dudhia, 2001
camada limite planetária	Yonsei University Scheme	Hong, Noh e Dudhia (2006)
convecção	Kain-Fritsch2	Kain e Fritsch (1990 e 1993)

A parametrização de microfísica WDM6 realiza previsão para seis tipos de hidrometeoros (vapor de água, gotas de nuvem, nuvem de gelo, neve, a chuva, e graupel), além de conter a variável prognóstica do número de concentração de núcleos de condensação de nuvem para processos quentes (LIM e HONG, 2010).

As rodadas do modelo WRF consistem em três etapas, o pré-processamento (dividido em quatro processos), a rodada efetiva do modelo e o pós-processamento. Os quatro processos do pré-processamento são os seguintes:

- a) Geogrid: responsável por gerar os parâmetros estáticos, como a vegetação, relevo para os pontos da grade do modelo;
- b) Ungrib: responsável por interpolar as variáveis meteorológicas do GFS;
- c) Metgrid: interpola os dados para a grade do modelo;
- d) Real: gera a análise na grade do modelo e as condições de camada limite.

As informações aqui apresentadas sobre a configuração do modelo e outras não apresentadas então disponíveis em (SKAMAROCK, 2008).

4.5. WRFDA

A etapa da assimilação de dados exige realizar a ponderação dos dados do modelo em relação aos dados observados através do cálculo da matriz B. No presente estudo, a matriz B foi gerada pelo método utilizado pelo NMC (National Meteorological Center) que consiste nos cálculos dos erros entre previsões iniciadas em horários distintos, baseando-se no princípio de que as previsões estão corretas e que mesmo quando iniciadas em horários diferentes devem ser iguais. Este método é utilizado pela maioria dos centros meteorológicos (PARRISH, 1992). O presente estudo foi realizado para mesma área e para o mesmo período do ano realizado por Ferreira (2016), assim foi utilizada a mesma matriz B calculada pela autora.

Para assimilação de dados de radares meteorológicos foram utilizadas as variáveis refletividade (Z) e velocidade radial (V). A partir destas forma gerados produtos PPI (Indicador de Posição no Plano) para as variáveis V e Z em todas as elevações. E assim foram assimilados perfis verticais gerados nesse processo. O sistema de assimilação de dados do WRF (WRFDA) foi o mesmo utilizado por Vendrasco (2015). Então foram assimilados dados da superfície até a estratosfera, oriundos do GTS e dos radares meteorológicos.

A figura 4.11 ilustra como foi realizada a assimilação de dados no presente trabalho. Para as rodadas com assimilação de dados do GTS foram feitos 9 ciclos de 6 horas, iniciados 2 dias antes do início da previsão. Já para a assimilação de dados do Radar foi feita do mesmo modo de Ferreira (2016), onde é realizado um ciclo intermediário de 3 horas, gerando condições para assimilação horária de dados do Radar nas três horas que antecedem o início da previsão.

Figura 4.11: Processos de assimilação de dados utilizados no trabalho.



Fonte : Adaptado de Ferreira (2016).

Na assimilação de dados o termo incremento se refere à diferença entre a análise gerada pelo modelo e o background. Se assumir valores positivos (análise-background) significa que a assimilação incrementou valores positivos a magnitude da variável calculada pelo background. Assim para o presente estudo foram calculados os incrementos gerados pela assimilação dos dados dos Radares de Cascavel e Assunção para a rodada do modelo iniciada as 1200 UTC de 07/11/2014.

A versão utilizada do WRFDA foi a 3.7.1, sendo a rodada do modelo com assimilação composta por quatro processos, executados na seguinte ordem:

- Atualização da fronteira inferior – atualização dos dados de análise (GFS) durante os ciclos de assimilação, exceto no primeiro ciclo;
- Execução do WRFDA – assimila os dados convencionais (GTS) e de radar com a finalidade de melhorar a condição inicial;
- Atualização da fronteira lateral – interpola as condições previstas no modelo com os dados provenientes do modelo global (GFS); e
- Execução do WRF – produz a saída do modelo, gerando a previsão.

4.6. Avaliação das simulações realizadas

Para quantificar a acurácia do modelo em prever os diversos campos objetos do presente estudo foi realizada análise de todas as simulações realizadas.

Foram comparadas as diferenças entre os perfis verticais observados nas sondagens realizadas para as sete cidades selecionadas (São Paulo, Curitiba, Florianópolis, Londrina, Foz do Iguaçu, Assunção no Paraguai e Resistencia na Argentina) com os perfis obtidos nas simulações realizadas pelo modelo. Foram analisados perfis verticais de vento, temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, velocidade do vento e direção do vento. Sendo cada um desses perfis comparados com o perfil do simulado pelo modelo no ponto de grade onde se localiza cada uma das sete estações selecionadas.

Ainda para avaliar os perfis gerados pelo modelo, os valores de Índice K simulados pelo modelo foram comparados com os valores obtidos das sondagens realizadas pelas sete estações selecionadas para o presente estudo.

O Índice K foi selecionado para o presente estudo por dois motivos:

Vários trabalhos demonstraram a eficácia do referido índice para determinar áreas favoráveis ao desenvolvimento de tempestades, dentre eles George (1960), Nascimento (2005), Silva Dias (2008) e Moreira e Tuchtenhagen (2008) e;

O Índice K [°C] fornece o potencial de instabilidade baseado na variação vertical de temperatura, no conteúdo de umidade em baixos níveis e na extensão vertical da camada úmida.

O Índice K foi calculado para todos os pontos de grade coincidentes com as sete estações selecionadas, para os horários com sondagens disponíveis. Sendo determinado pela seguinte fórmula:

$$K=T850 - T500 + Td850 - Dep700$$

Onde:

- T850 é a temperatura (em Celsius) do ar no nível de 850 hPa;
- T500 é a temperatura (em Celsius) do ar no nível de 500 hPa;

- Td850 é a temperatura do ponto de orvalho (em Celsius) no nível de 850 hPa e
- Dep700 é a depressão de temperatura no nível de 700 hPa (em Celsius), isto é, a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura do ponto de orvalho no nível de 700 hPa.

De acordo com Joliffe e Stephenson (2003) foram calculados os parâmetros estatísticos: Erro de Viés (MBE - *Mean Bias Error*) e Erro médio quadrático (RMSE - *root mean square error*). Tais parâmetros estatísticos foram calculados com intuito de quantificar as diferenças dos valores de Índice K simulados pelas rodadas em comparação com os dados observados pelas radiossondagens.

O MBE indica quanto o modelo está sendo subestimado (valor negativo) ou superestimado (valor positivo) o valor observado. Quanto mais próximo de zero, melhor é a previsão do modelo. Sendo determinado pela equação abaixo:

$$MBE = \frac{1}{N} \sum_{1}^N (X' - X)$$

Onde:

- N indica o número de observações;
- X' indica os dados simulados;
- X indica os dados observados.

O RMSE indica a magnitude dos erros dos valores previstos, tendo o valor sempre positivo. Quanto mais próximo de zero, maior a qualidade dos valores previstos. Sendo calculado pela Equação abaixo.

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{1}^N (X' - X)^2}$$

Onde:

- N indica o número de observações;
- X' indica os dados simulados;
- X indica os dados observados.

A análise do MBE e RMSE foram utilizados como ferramenta para indicar qual rodada simulou melhor áreas com potencial de desenvolvimento de tempestades. Além disso, como o índice K é determinado a partir das variáveis de temperatura e umidade do ar em baixos e médios níveis, a análise dos referidos erros estatísticos permitiu indicar qual rodada melhor simulou essas variáveis nos níveis de pressão coincidentes com os utilizados para confecção do índice de instabilidade utilizado (850, 700 e 500 hPa).

Quanto à avaliação do campo de precipitação foram calculadas estatísticas úteis para avaliar o desempenho do modelo em prever a precipitação sobre a região em estudo nas diferentes simulações realizadas. Assim foram utilizados dois índices: o FSS (*Fractions Skill Score*) e o LRMSE (*Local Root Mean Square Error*).

O FSS fornece a fração de acerto do modelo dentro de um limiar de precipitação, aplicado a um raio de cobertura determinado. Pode ser calculado pela equação:

$$FSS = 1 - \frac{1}{N} \frac{\sum_1^N (P_f - P_0)^2}{\sum_1^N P_f^2 + \sum_1^N P_0^2}$$

Onde P_f é a fração prevista, P_0 é a fração observada, N é o número de pontos de grade no domínio de verificação. Se o P_f e P_0 forem iguais, temos uma previsão perfeita e o FSS assume o valor de 1. Segundo Roberts (2008) esse índice é indicado para avaliar o campo de precipitação gerada por sistemas convectivos em modelos de alta resolução.

No presente estudo foram feitos cálculos de FSS com limites de 1, 5 e 10 mm/h de precipitação com raio de influência e 10 km. Com valores de e 5 e 10 mm/h o objetivo foi identificar eventos de precipitação mais intensa, associados geralmente a eventos convectivos.

O FSS apresenta limitações na detecção nas características da precipitação, sendo eficiente em mostrar o posicionamento dos núcleos de precipitação. Assim complementando o FSS, foi aplicado o LRMSE (*Local Root Mean Square Error*) que indica a magnitude do erro nos valores de precipitação simulada pelo modelo em comparação com os valores observados, como utilizado por Vendrasco (2015). Para o LRMSE, quanto menor for o índice melhor foi o acerto do índice em detectar a magnitude da precipitação.

O LRMSE é definido por:

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

Onde N é o número total de pontos de grade do domínio em estudo, \bar{M} e \bar{O} são respectivamente as médias de precipitação prevista pelo modelo e observada nos pontos dentro do raio usado no cálculo do FSS.

Os dois índices se complementam, uma vez que o FSS determina apenas o acerto da localização do evento de precipitação para um determinado limite, não tendo importância a magnitude dos valores. Já o LRMSE informa o acerto da magnitude da precipitação. Assim, aplicando os índices acima descritos se torna possível estimar qual simulação do modelo obtiverá melhores resultados na previsão da localização e intensidade do campo de precipitação.

4.7. Simulações Numéricas realizadas.

Simulações do modelo WRF foram realizadas para determinar o impacto de diferentes distribuições dos níveis verticais do modelo, variando também a fronteira superior do modelo. Para cada rodada do estudo, foram realizadas simulações de temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento. Esses dados foram simulados ao longo do perfil vertical da atmosfera e então comparados com os dados obtidos das radiossondagens realizadas regularmente na região em estudo.

No presente estudo também foi simulada a quantidade de precipitação para cada rodada realizada. Os resultados encontrados foram comparados com as estimativas de precipitação obtidas por satélite a fim de determinar que configuração melhor simulou a precipitação sobre a região em estudo.

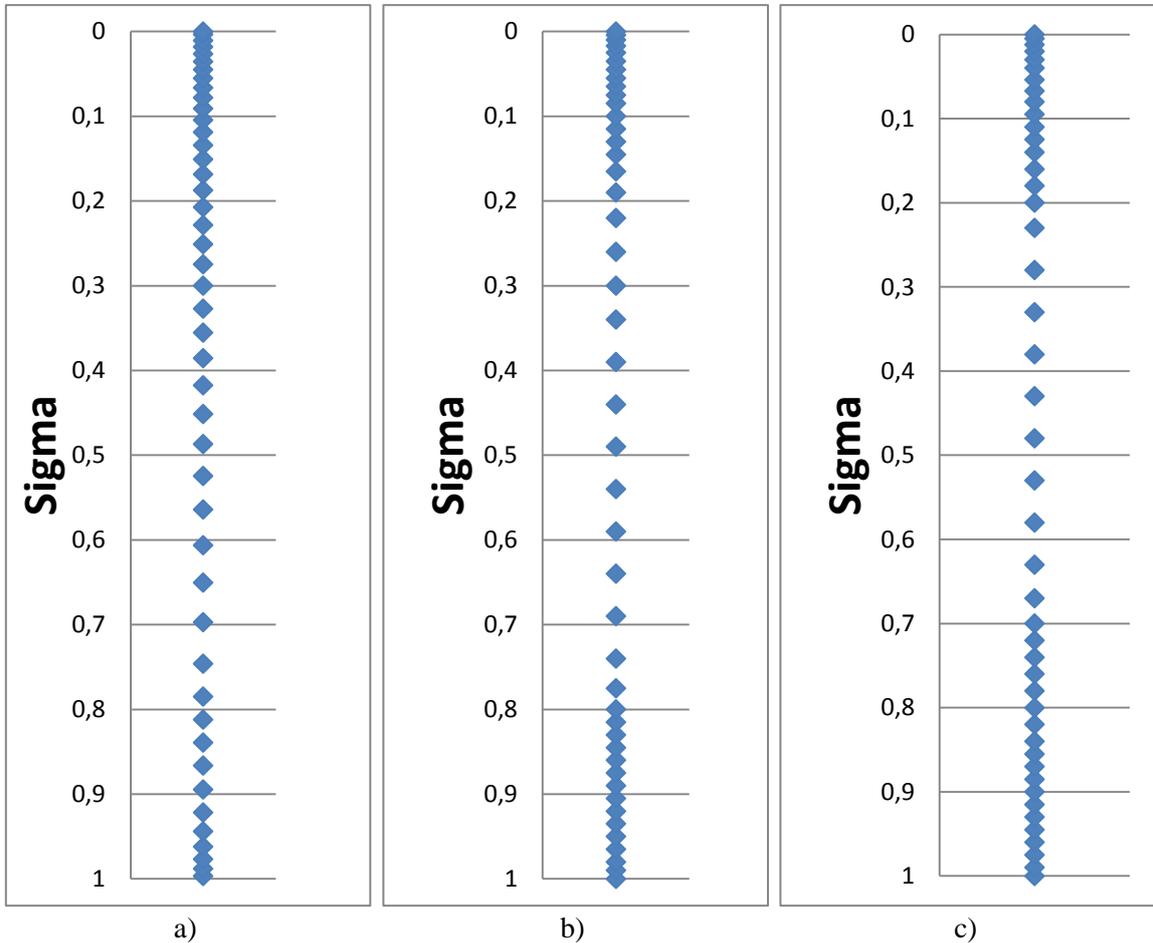
Foram realizadas seis simulações para cada caso selecionado, divididas da seguinte forma:

- i) Rodada de controle – Rodada realizada com a fronteira superior em 50 hPa. Distribuição dos níveis na vertical conforme Ferreira (2016);
- ii) Experimento 1 – Rodada realizada com distribuição dos níveis na vertical conforme a rodada controle, elevando a fronteira superior para 25 hPa;
- iii) Experimento 2 – Rodada realizada aumentando a resolução na camada limite planetária (abaixo de 2.000 m de altura), com a fronteira superior em 50 hPa;
- iv) Experimento 3 – Rodada realizada aumentando a resolução na camada limite planetária (abaixo de 2.000 m de altura) e elevando a fronteira superior para 25 hPa;
- v) Experimento 4 – Rodada realizada aumentando a resolução até aproximadamente 3.000 m, com a fronteira superior em 50 hPa;
- vi) Experimento 5 – Rodada realizada aumentando a resolução até aproximadamente 3.000 m de altura e elevando a fronteira superior para 25 hPa.

Na figura abaixo está apresentado uma representação da distribuição dos níveis sigma utilizados no presente estudo. Sendo o primeiro perfil apresentado representativo da destruição nos níveis verticais na rodada controle e no experimento 1. A figura 4.12.b representa a distribuição dos níveis verticais para os experimentos 2 e 3. Por último

está representado na figura 4.12.c a distribuição utilizada nos experimentos 4 e 5.

Figura 4.12 - Representação das distribuições dos níveis em coordenadas sigma utilizados no estudo. Controle e experimento 1(a); Experimentos 2 e 3(b); Experimentos 4 e 5(c).



Fonte: Produção do autor.

As simulações de (i) a (vi) foram realizadas para os três períodos escolhidos para estudo, totalizando 18 rodadas. Nessas rodadas foram assimilados dados convencionais de superfície (SYNOP, METAR, dados de boias oceânicas e outros) dados de altos níveis convencionais (obtidos por radiossondas e medições em aeronaves) ambos provenientes do GTS.

Na tabela abaixo está detalhado as mudanças realizadas em cada rodada do modelo.

Tabela 4.7 - Resumo das simulações realizadas.

Experimento	Distribuição dos níveis em sigma (σ) conforme figura 4.12	Fronteira superior	Sigla utilizada para a rodada
Controle	a	50 hPa	controle
1	a	25 hPa	default-25hPa
2	b	50 hPa	exp1-2k-50hPa
3	b	25 hPa	exp1-2k-25hPa
4	c	50 hPa	exp2-3k-50hPa
5	c	25 hPa	exp2-3k-25hPa

Estudo de Caso: Dentre os três casos estudados, foi selecionado o de 07 de novembro de 2014. Então nesse período foram repetidas as rodadas controle e o exp1-2k-50hPa adicionando à assimilação GTS a assimilação de dados dos radares meteorológicos de Assunção (ASU) e Cascavel (CAS). Como os ciclos de assimilação foram realizados de forma diferente, foi necessário refazer os rodadas controle e exp1-2k-50hPa com assimilação dos dados do GTS. Na tabela abaixo estão detalhadas as rodadas realizadas nesse estudo de caso.

Tabela 4.8 - Resumo das simulações realizadas no estudo de caso.

Experimento	Distribuição dos níveis em sigma (σ) conforme tabela xx	Dados Assimilados	Sigla utilizada para a rodada
Controle	a	GTS	controle
1	a	GTS + RADAR	default-Radar
2	b	GTS	exp1-2k-50hPa
3	b	GTS + RADAR	exp1-2k-50hPa-Radar

5. RESULTADOS

5.1. Avaliação do perfil da atmosfera

Foram plotados os perfis atmosféricos de temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento para todas as rodadas realizadas neste estudo nos pontos do modelo coincidentes com as sete estações meteorológicas utilizadas no presente estudo (indicadas na figura 4.9). Assim foram comparadas as saídas do modelo de 00, 12 e 24 horas de previsão com os perfis atmosféricos das radiossondagens existentes para estes três horários, para os três casos selecionados no presente estudo. Sendo analisados resultados representativos de todas as simulações realizadas no presente estudo.

De acordo com o exposto no paragrafo anterior, foi gerado um número elevado de perfis atmosféricos. Sendo selecionado como representativo do presente estudo o ponto de grade coincidente com a sondagem de Florianópolis, por este ter sido impactado pelos principais sistemas atmosféricos nos três períodos selecionados. Além deste, foi selecionado para ser discutido mais um ponto de grade coincidente com as localidades atingidas pelos principais sistemas atmosféricos para cada período em estudo.

Ao se analisar os campos de temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento em médios e altos níveis, verificou-se que todas as simulações realizadas para os três casos em estudo convergiram para o mesmo resultado, não apresentando variações significativas entre si. Assim será apresentada a análise do perfil atmosférico da estação de Florianópolis em médios e altos níveis para as variáveis de temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento. Sendo esta representativa de todas as outras simulações realizadas.

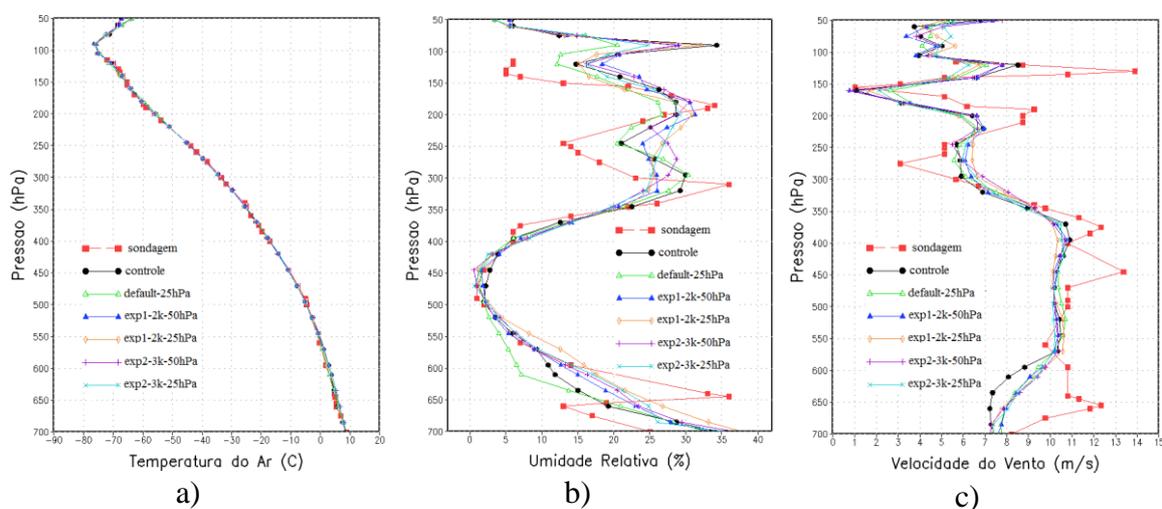
Uma análise mais detalhada será realizada do perfil atmosférico próximo à superfície e em baixos níveis, pois as rodadas realizadas apresentaram variações significativas na simulação do perfil atmosférico nos pontos do modelo coincidentes com as sete sondagens utilizadas no presente estudo.

a) Caso do dia 30 de outubro de 2014

As figuras 5.1, 5.2 e 5.3 representam o perfil vertical previsto pelo modelo em médios e altos níveis no ponto de grade coincidente com a sondagem atmosférica da cidade de Florianópolis para o período de 1200 UTC de 30/10/2014 a 1200 UTC de 31/10/2014.

Na figura 5.1 estão ilustrados os perfis atmosféricos das saídas das simulações realizadas para 0 hora de previsão (análise) em comparação com a sondagem de Florianópolis das 12UTC de 30/10/2014. No campo de temperatura (figura 5.1.a) verifica-se que todas as rodadas do modelo tiveram resultados praticamente coincidentes com a sondagem, representando bem o perfil observado. Já no campo de umidade relativa (figura 5.1.b) todas as simulações convergiram para valores similares, representando de forma satisfatória o comportamento do perfil, porém de forma suavizada, não conseguindo capturar os detalhes nas variações ao longo dos níveis, como mostrado na sondagem. Ao se analisar o campo de velocidade do vento (figura 5.1.c) verifica-se novamente que todas as rodadas convergiram para valores próximos e subestimaram os valores observados na sondagem. Entretanto, praticamente todas as simulações conseguiram melhorar o perfil do vento entre os níveis de 700-550 hPa, quando comparado a rodada controle.

Figura 5.1 - Comparação do perfil vertical de 700hPa a 50hPa de Florianópolis das 12UTC de 30/10/2014 com as análises da Temperatura do ar (a), Umidade relativa (b), Velocidade do vento (c).

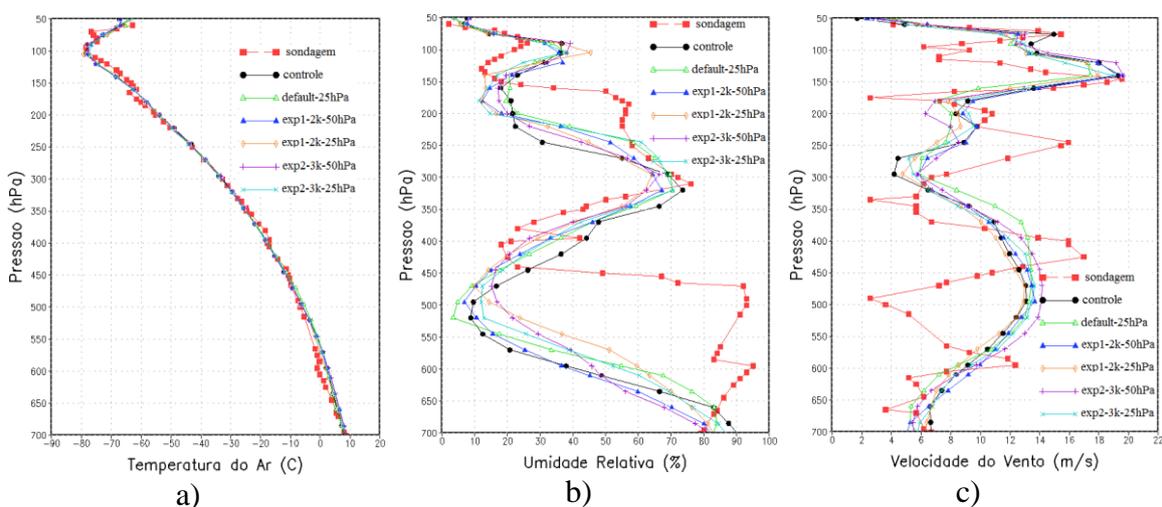


Fonte: Produção do autor.

Na previsão de 12 horas do modelo (figura 5.2) novamente as simulações não apresentaram variações significativas. Todas representaram satisfatoriamente o campo de temperatura do ar. Para o campo de umidade relativa, todas as rodadas convergiram para valores próximos, porém nenhuma foi capaz de prever o valor elevado de umidade relativa observado na sondagem entre 650 e 450 hPa. A única ressalva se faz nesse ponto de maior divergência entre as rodadas realizadas e a sondagem, onde as

simulações realizadas apresentaram resultados ligeiramente superiores ao controle. As rodadas também convergiram para valores próximos na simulação do campo de vento, porém apesar de preverem acertadamente a intensidade do vento máximo (em torno de 150 hPa), todas apresentaram o perfil de forma suavizada, não conseguindo simular o detalhamento nas variações do vento nos diversos níveis.

Figura 5.2 - Comparação do perfil vertical de 700hPa a 50hPa de Florianópolis das 00UTC de 31/10/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



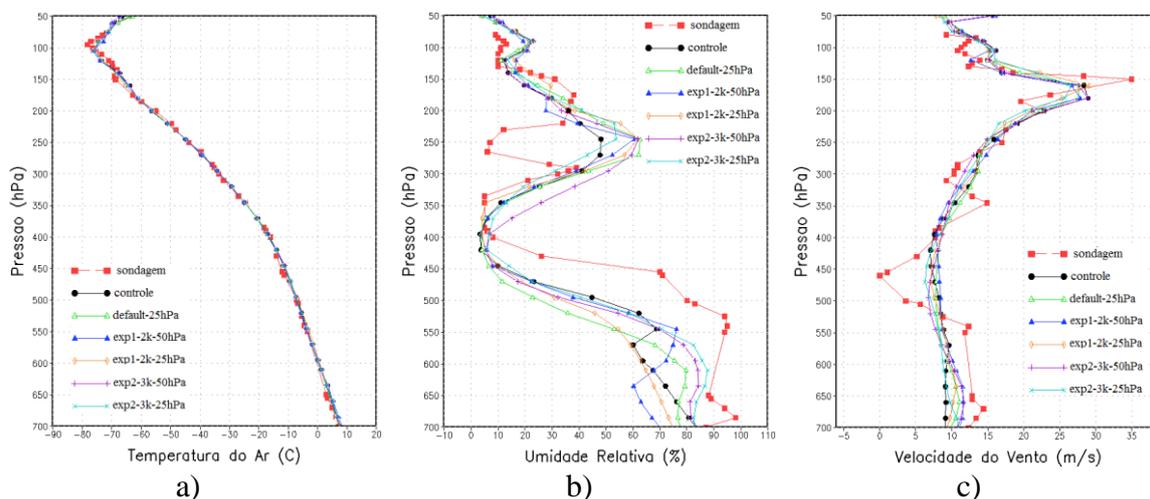
Fonte: Produção do autor.

Na previsão de 24 horas do modelo (figura 5.3), todas as rodadas apresentaram comportamento semelhante às análises feitas acima, com ligeiro ganho na simulação dos campos de umidade e de vento, quando comparados à simulação de 12 h. Essa melhora nas previsões de 24 horas pode ser explicada devido ao fato de previsões meteorológicas regionais necessitarem de um período de *spin-up* para equilibrar as inconsistências entre a física do modelo WRF e aquelas impostas pelas condições iniciais e de fronteira (LUNA et al.,2011),

As rodadas simularam de forma satisfatória o perfil de temperatura do ar (figura 5.3.a), não apresentando variações significativas entre elas. Quanto ao campo de umidade relativa (figura 5.3.b), convergiram para valores próximos, apresentando diferenças mais significativas entre 700 e 550 hPa, onde as rodadas exp2-3k-50hPa e exp2-3k-25hPa apresentaram valores mais próximos ao observado na sondagem. Essa melhor representação sugere que a maior resolução vertical nessas duas rodadas até em torno de 3000 m de altura contribuiu para essa melhora da representação do campo de umidade

relativa. Para o campo de vento as rodadas simularam o perfil observado pela sondagem, porém novamente de forma suavizada.

Figura 5.3 - Comparação do perfil vertical de 700hPa a 50hPa de Florianópolis das 12UTC de 31/10/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



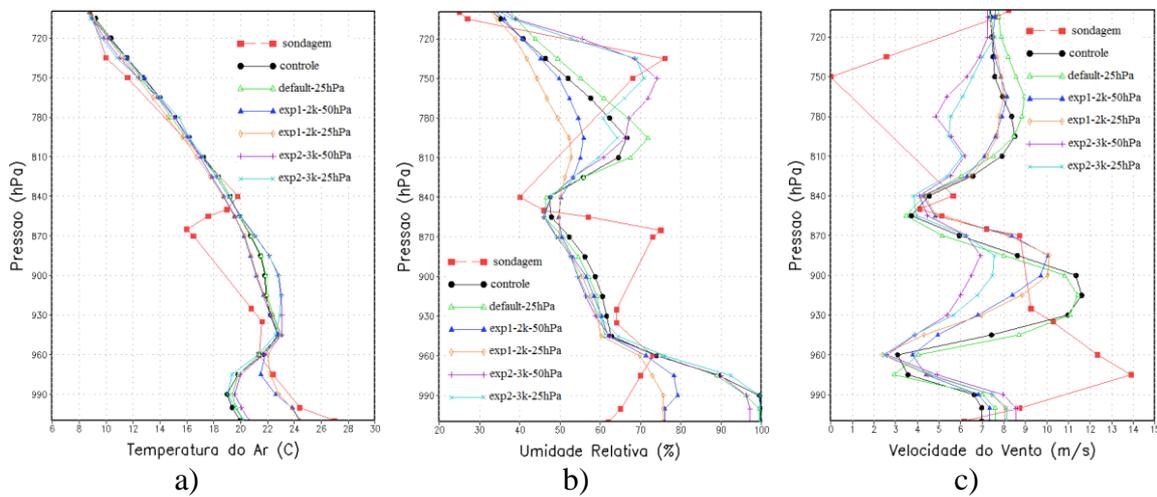
Fonte: Produção do autor.

As figuras 5.4, 5.5 e 5.6 representam o perfil vertical previsto pelo modelo em baixos níveis (da superfície a 700 hPa) no ponto de grade coincidente com a sondagem atmosférica da cidade de Florianópolis para o período de 1200 UTC de 30/10/2014 a 1200 UTC de 31/10/2014.

Na análise realizada pelas simulações do campo de temperatura para as 1200 UTC do dia 30/10/2014 (figura 5.4.a) é evidente a melhor representação do perfil da temperatura do ar entre a superfície até o nível de 960 hPa por parte das rodadas exp1-2k-50hPa e exp1-2k-25hPa em comparação com a sondagem. Porém nenhuma rodada foi capaz de simular a inversão de temperatura verificada entre 870 e 840 hPa. O resultado apresentado acima é reforçado pelo trabalho de Aligo et al. (2009) que concluíram que a adição de dois níveis próximos as superfície, altera a simulação da temperatura do ar em baixos níveis, melhorando a habilidade do modelo em representar essa variável. As duas rodadas que melhor representaram o campo de temperatura próximo à superfície, também apresentaram melhores resultados na simulação da umidade relativa (figura 5.4.b), chegando a valores bem mais próximos ao observado. Essa melhor representação sugere que a melhor resolução dessas rodadas na CLP, contribui para essa melhor estimativa dos campos de temperatura e umidade da superfície até 960 hPa,

evidenciando o ganho nos campos de temperatura e umidade relativa nos níveis mais próximos a superfície. Quanto ao campo de velocidade do vento (figura 5.4.c), as rodadas não conseguiram simular corretamente a intensidade a localização do vento máximo, sendo que as rodadas controle e default-25hPa se aproximaram mais do valor encontrado na sondagem. Já na determinação do vento mínimo em 750 hPa, as rodadas exp2-3k-50hPa e exp2-3k-25hPa apresentaram melhores resultados, se aproximaram mais do valor encontrado na sondagem.

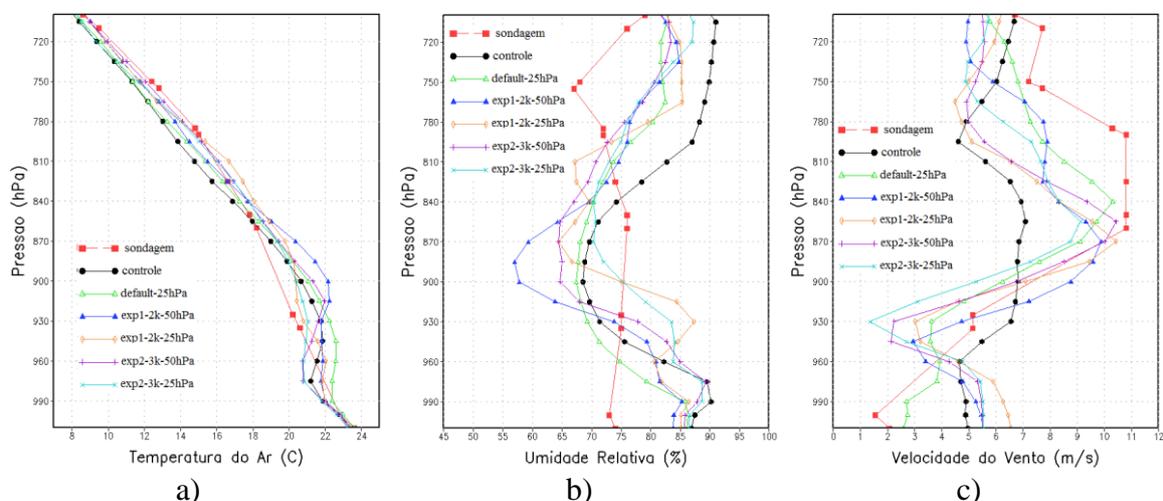
Figura 5.4 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 30/10/2014 com as análises da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Para a previsão de 12 horas do modelo no ponto de grade coincidente com a sondagem de Florianópolis todas as rodadas previram corretamente a temperatura a superfície (figura 5.5.a), porém todas simularam uma inversão da temperatura inexistente quando comparadas com a sondagem. Sendo que as rodadas exp1-2k-25hPa e exp2-3k-25hPa apresentaram essa inversão mais branda, se aproximando do valor observado. Já com respeito ao perfil de umidade (figura 5.5.b), todas as rodadas simularam com erros consideráveis o comportamento do perfil, principalmente no que diz respeito ao valor medido próximo a superfície. Dentre todas as simulações, a Controle apresentou piores resultados quando comparado ao perfil observado. Para o campo de velocidade do vento (figura 5.5.c) a rodada Controle novamente apresentou o pior resultado na simulação do perfil medido pela radiossondagem, superestimando o valor observado a superfície, e subestimando o valor do vento máximo.

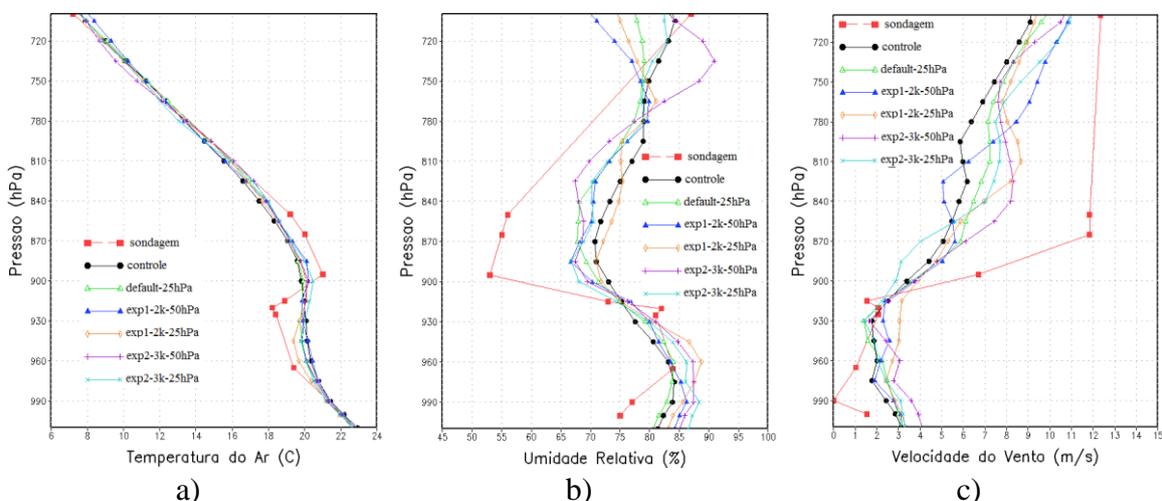
Figura 5.5 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 00UTC de 31/10/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Todas as simulações indicaram de forma suavizada a tendência de inversão do perfil de temperatura medida pela radiossondagem (figura 5.6.a), para a previsão de 24 horas. Para a previsão do perfil da umidade (figura 5.6.b), todas as rodadas repetiram o mesmo comportamento da variável anterior, porém nenhuma previu corretamente a umidade a superfície. O campo de vento (figura 5.6.c) também foi simulado de forma suavizado pelas saídas das rodadas, sendo que todas subestimaram a ocorrência do vento máximo. Para o ponto de grade coincidente com a sondagem de Florianópolis, as rodadas realizadas para previsão de 24 h simularam melhor o perfil atmosférico quando comparadas com as rodadas realizadas para a previsão de 12 h, tanto em altos níveis como em baixos níveis.

Figura 5.6 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 31/10/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar (a), Umidade relativa (b), Velocidade do vento (c).

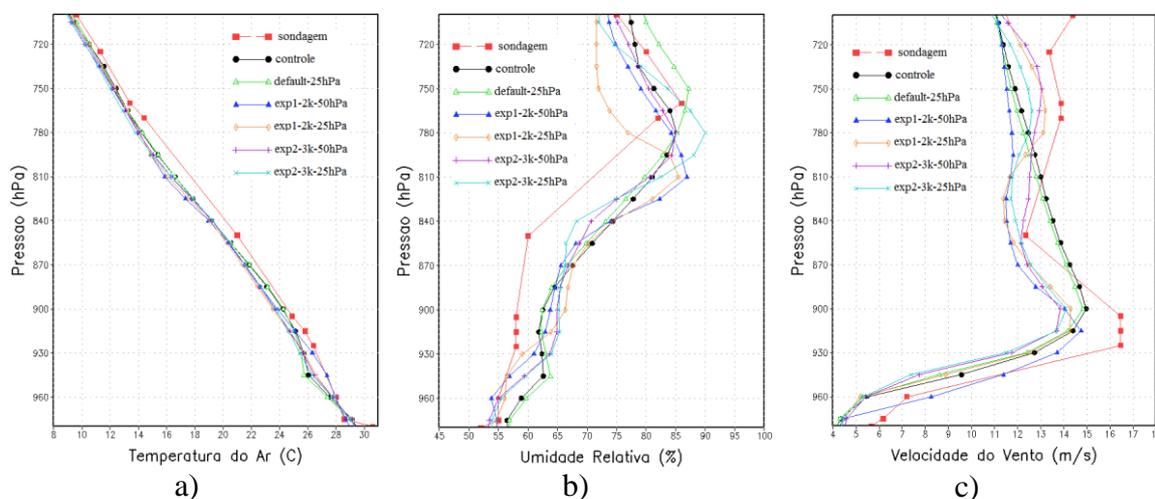


Fonte: Produção do autor.

As figuras 5.7, 5.8 e 5.9 representam o perfil vertical previsto pelo modelo em baixos níveis (da superfície até 700 hPa) do ponto de grade coincidente com a sondagem atmosférica da cidade de Foz do Iguaçu para o período de 1200 UTC de 30/10/2014 a 1200 UTC de 31/10/2014.

Na análise gerada pelo modelo para o perfil atmosférico de Foz do Iguaçu das 1200 UTC de 30/10/2014 (figura 5.7), todas as três variáveis foram representadas de forma satisfatória pelas rodadas do modelo quando comparadas a radiossondagem. Diferenças foram encontradas nos valores próximo a superfície: no perfil de temperatura, todas as rodadas subestimaram a temperatura observada a superfície; já para o perfil de umidade, as quatro rodadas com maior resolução em baixos níveis simularam melhor a variável da superfície a 930 hPa; e para o campo de vento, todas as rodadas subestimaram o valor medido pela radiossondagem. Sendo que a rodada controle simulou o perfil do vento observado de forma muito suavizado.

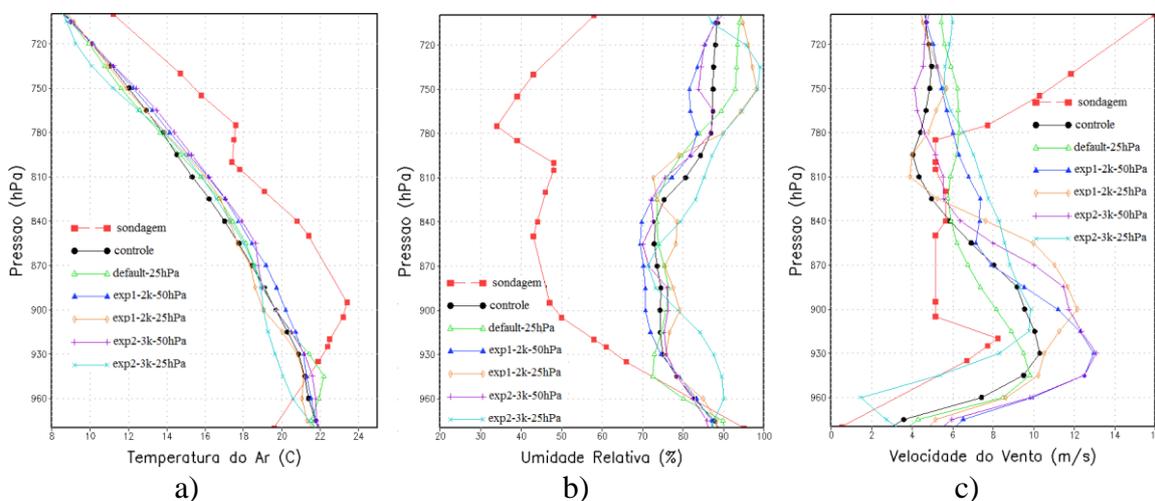
Figura 5.7 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Foz do Iguaçu das 12UTC de 30/10/2014 com as análises da Temperatura do ar (a), Umidade relativa (b), Velocidade do vento (c).



Fonte: Produção do autor.

Para a previsão de 12 horas do modelo para perfil de temperatura (figura 5.8.a) todas as rodadas superestimaram a temperatura do ar próxima à superfície e subestimaram o restante do perfil em comparação com o perfil medido pela radiossonda. Também é importante mencionar que nenhuma rodada previu a longa inversão de temperatura observada da superfície até 900 hPa, característica que inibe a convecção na CLP. Quanto à previsão do campo de umidade relativa, todas as rodadas simularam satisfatoriamente o valor medido pela radiossondagem próximo a superfície. Porém a partir de 950 hPa todas simulações apresentaram uma superestimação muito elevada do perfil de umidade em comparação com os valores observados. Essa discrepância acentuada entre as simulações e os valores observados pela sondagem sugere que todas as rodadas previram erroneamente a ocorrência de precipitação. Já para o perfil de vento (figura 5.8.a), todas as rodadas apresentaram valores superestimados para a região próxima a superfície e não conseguiram prever o aumento significativo da variável a partir de 780 hPa.

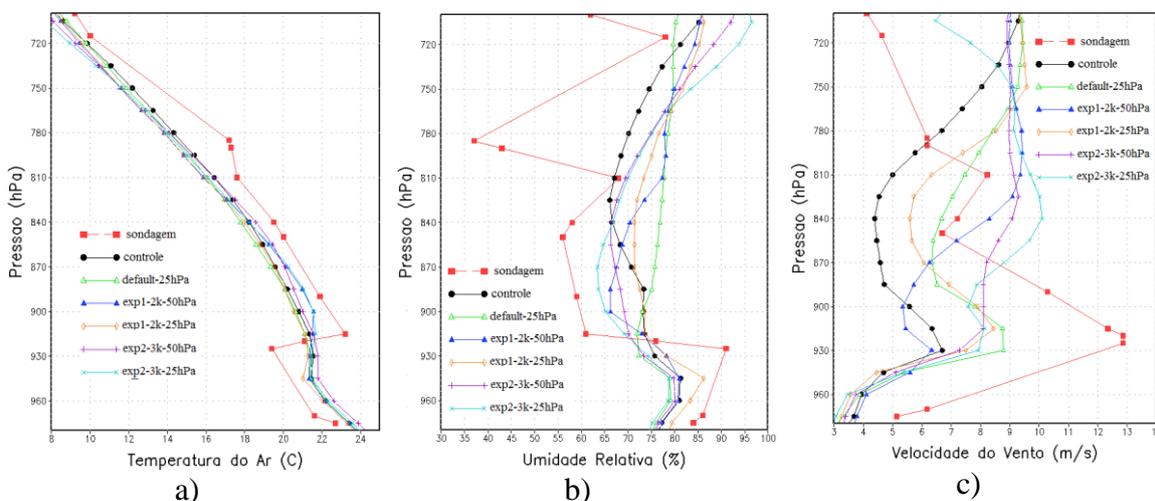
Figura 5.8 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Foz do Iguaçu das 00UTC de 31/10/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Analisando as figuras 5.8 e 5.9, novamente as rodadas realizadas para previsão de 24 h se aproximaram mais do perfil atmosférico observado quando comparadas com as rodadas realizadas para a previsão de 12 h para o ponto de grade coincidente com a sondagem de Londrina. Como no caso anterior, essa melhor simulação para 24 horas de previsão pode ser explicada devido ao fato de previsões meteorológicas regionais necessitarem de um período de *spin-up* para equilibrar as inconsistências entre a física do modelo WRF e aquelas impostas pelas condições iniciais e de fronteira. Para o perfil de temperatura do ar (figura 5.9.a) todas as rodadas simularam de forma bastante suavizada a inversão de temperatura medida pela radiossondagem, sendo que a rodada exp1-2k-50hPa apresentou resultados levemente melhor que as demais na previsão dessa inversão. Com respeito à previsão do perfil de umidade relativa (figura 5.9.b), todas as rodadas subestimaram o valor encontrado próximo à superfície e superestimaram no restante do perfil, em comparação aos valores medidos pela radiossondagem. As simulações do campo de vento (figura 5.9.c) apresentaram comportamento similar ao campo de umidade relativa, prevendo valores inferiores ao medido pela radiossonda próximo a superfície. Nesse contexto se observa que a rodada Controle apresentou os piores resultados.

Figura 5.9 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Foz do Iguaçu das 12UTC de 31/10/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar (a), Umidade relativa (b), Velocidade do vento (c).



Fonte: Produção do autor.

A tabela seguinte mostra os valores encontrados de MBE e RMSE das rodadas para as previsões do Índice K nos pontos de grade coincidentes com as radiossondagens no período de 12 UTC de 30/10/2014 a 12 UTC de 31/10/2014. Analisando os valores encontrados verifica-se que as duas rodadas com melhor definição da superfície a 2000 m de altura (exp1-2k-50hPa e exp1-2k-25hPa) apresentaram melhores resultados para os dois parâmetros estatísticos. A rodada exp1-2k-25hPa apresentou uma menor superestimação dos valores observados, indicado pelo menor valor encontrado para o MBE. Já a exp1-2k-50hPa apresentou melhor desempenho de acordo com o valor encontrado para o RMSE, indicando uma menor magnitude nos erros dos valores simulados. Dessa forma as rodadas, as rodadas exp1-2k-50hPa e exp1-2k-25hPa apresentaram melhores resultados para a previsão de áreas com potencial de desenvolvimento de tempestades.

Os melhores resultados indicados pelas rodadas exp1-2k-50hPa e exp1-2k-25hPa, sugerem que estas representaram melhor o perfil de temperatura do ar e umidade do ar em baixos e médios níveis, uma vez que tais variáveis compõe a equação de obtenção do Índice K. Esses resultados ratificam as análises dos perfis feitas anteriormente, que também indicaram as referidas rodadas como obtentoras das melhores simulações.

Tabela 5.1 – Erro de Viés (MBE) e Erro médio quadrático (RMSE) para os valores de Índice K simulados pelo modelo WRF para o período de 12 UTC de 30/10/2014 a 12 UTC de 31/10/2014.

Rodadas	MBE	RMSE
controle	2,629	6,984
default-25hPa	2,488	7,036
exp1-2k-50hPa	2,064	6,362
exp1-2k-25hPa	1,829	7,286
exp2-3k-50hPa	2,376	7,114
exp2-3k-25hPa	2,488	7,843

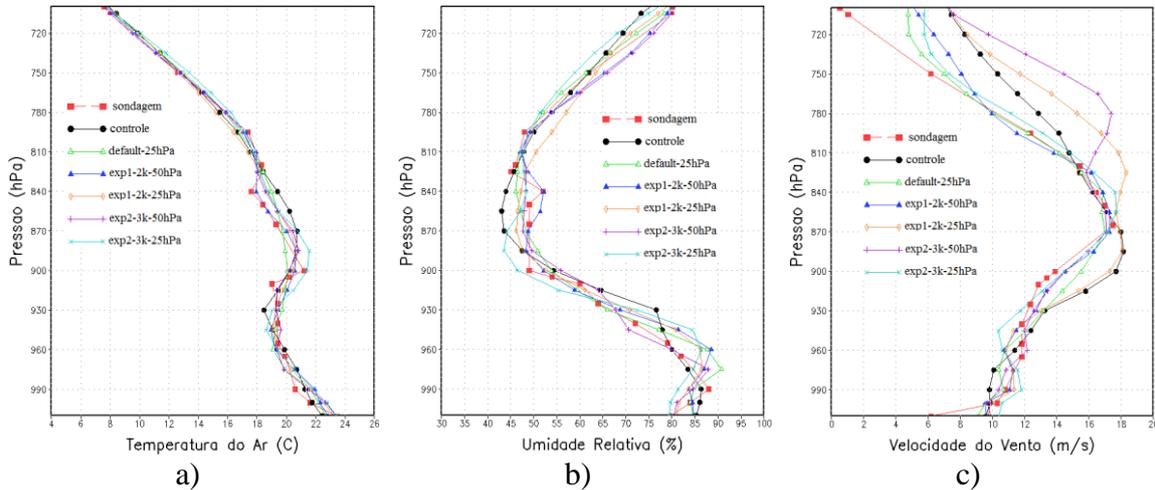
b) Caso do dia 07 de novembro de 2014

As figuras 5.10, 5.11 e 5.12 representam o perfil vertical previsto pelo modelo em baixos níveis (da superfície até 700 hPa) do ponto de grade coincidente com a sondagem atmosférica da cidade de Florianópolis para o período de 1200 UTC de 07/11/2014 a 1200 UTC de 08/11/2014.

A análise gerada pelas rodadas do modelo para as 1200 UTC de 07/11/2014 no ponto de grade coincidente com a localização de Florianópolis gerou os perfis mostrados na figura 5.10. No perfil de temperatura (figura 5.10.a) fica evidente que todas as rodadas representaram o comportamento da variável medido pela radiossondagem, porém observa-se que a rodada exp1-2k-50hPa apresentou melhores resultados, principalmente entre 900 e 810 hPa, conseguindo representar corretamente a inversão de temperatura medida nesse trecho pela radiossondagem, sugerindo que a melhor resolução dessa simulação na CLP, foi responsável por esse melhor ajustamento do perfil de temperatura em baixos níveis. O campo de umidade relativa (figura 5.10.b) também foi representado de forma satisfatória por todas as rodadas, sendo que a exp1-2k-50hPa novamente apresentou resultados levemente melhores na região da inversão de temperatura analisado acima. As rodadas simularam de forma satisfatória também o comportamento do perfil de velocidade do vento (figura 5.10.c), porém novamente a

rodada exp1-2k-50hPa representou melhor o a variável ao longo de todo o perfil quando comparado aos valores medidos pela radiossondagem.

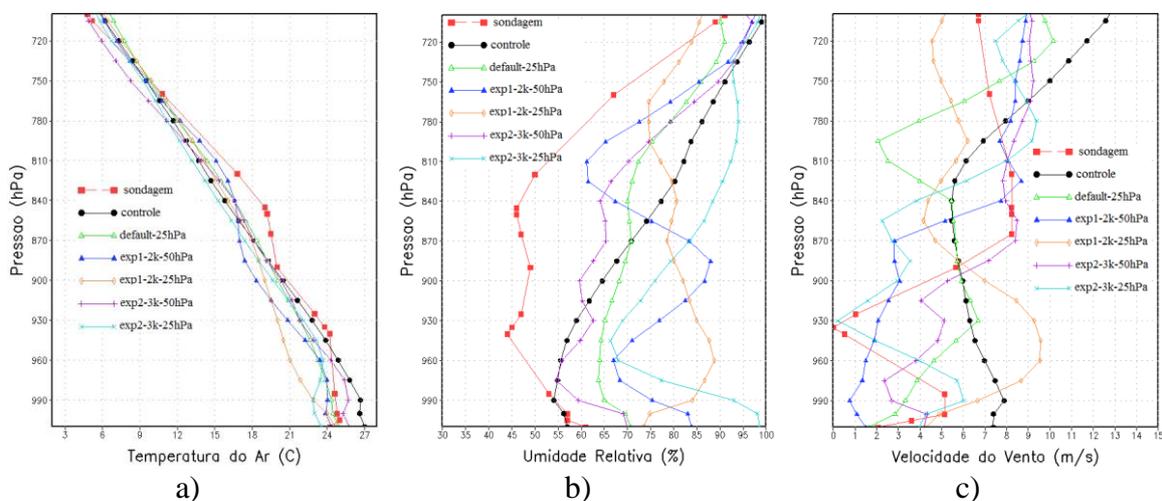
Figura 5.10 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 07/11/2014 com as análises da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Na previsão de 12 horas geradas pelo modelo para o perfil de temperatura (figura 5.11.a), observa-se novamente que as rodadas default-25hPa e exp1-2k-50hPa simularam melhor a variável da superfície a 960 hPa em comparação com a sondagem, sendo que a rodada controle apresentou uma acentuada superestimação do valor medido a superfície. Quanto à previsão do perfil de umidade (figura 5.11.b) a rodada Controle apresentou melhores resultados próximo a superfície em comparação com todas as outras simulações, que superestimaram os valores medidos pela radiossondagem. Porém acima de 850 hPa as simulações com maior resolução vertical na CLP apresentaram melhores resultados quando comparados com os valores observados. Já para a previsão do perfil de velocidade do vento (figura 5.11.c) as rodadas exp2-3k-25hPa e exp1-2k-50hPa apresentaram valores mais próximos aos valores medido pela sondagem. Sendo que a rodada Controle apresentou valores bastante suavizados e com o comportamento distinto do observado.

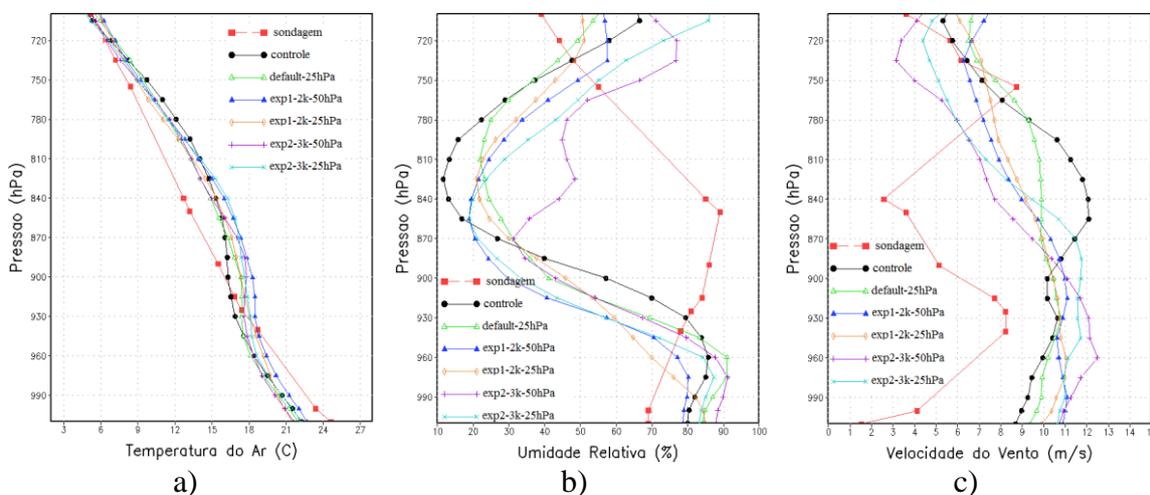
Figura 5.11 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 00UTC de 08/11/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Na previsão de 24 horas do perfil temperatura (figura 5.12.a), todas as rodadas apresentaram comportamento similares, subestimando o valor medido da superfície a 915 hPa, sendo que a rodada exp1-2k-50hPa apresentou valores levemente melhores nesse intervalo. Acima de 915 hPa todas as rodadas indicaram uma tendência de isoterma inexistente. Para o perfil de umidade relativa (figura 5.12.b), todas as rodadas simularam com erros substanciais o comportamento da variável. Entre a superfície e 920 hPa todas as rodadas superestimaram os valores medidos pela radiossondagem, sendo que a rodada exp1-2k-50hPa apresentou resultados levemente melhores. Acima de 920 hPa, todas as rodadas previram uma umidade relativa extremamente baixa em comparação aos valores medidos pela radiossondagem, sendo que a rodada exp2-3k-50hPa apresentou erros menos acentuados no intervalo entre 870 e 770 hPa. Quanto ao perfil de vento (figura 5.12.c) todas as rodadas superestimaram o valor medido pela radiossondagem da superfície a 800 hPa, sendo que da superfície a 900 hPa a rodada controle apresentou melhores resultados e acima desse nível, as rodadas exp2-3k-50hPa e exp2-3k-25hPa se aproximaram mais dos valores medidos pela radiossondagem.

Figura 5.12 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 08/11/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).

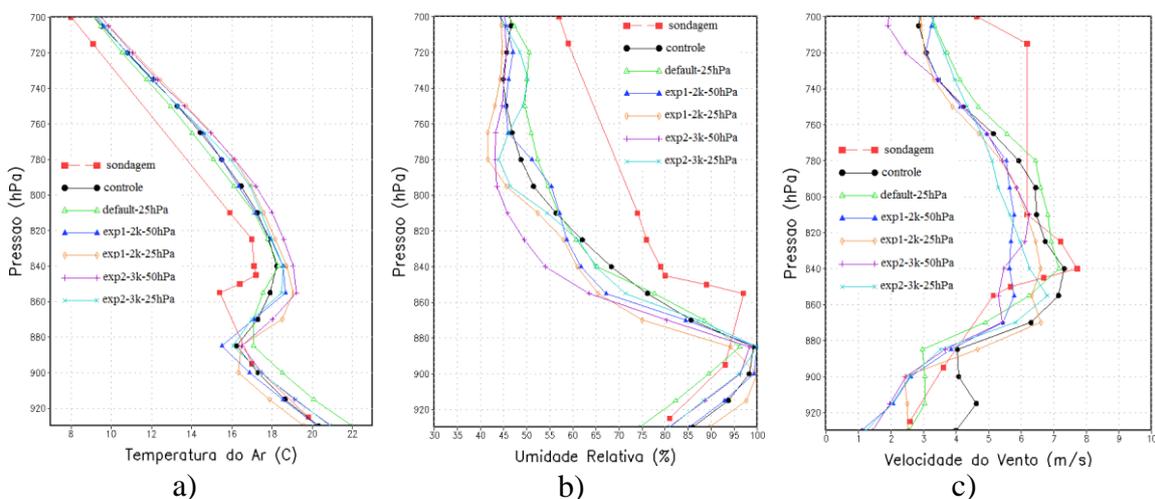


Fonte: Produção do autor.

As figuras 5.13, 5.14 e 5.15 representam o perfil vertical previsto pelo modelo em baixos níveis (da superfície até 700 hPa) do ponto de grade coincidente com a sondagem atmosférica da cidade de São Paulo para o período de 1200 UTC de 07/11/2014 a 1200 UTC de 08/11/2014.

O perfil de temperatura do ar gerado pela análise do modelo para as 1200 UTC de 07/11/2014 (figura 5.13.a) mostra que todas as rodadas apresentaram resultados semelhantes, simularam satisfatoriamente a variável próximo a superfície, porém posicionaram o ponto de início da inversão térmica abaixo do observado na radiossondagem. Observa-se também que acima da inversão térmica, todas as simulações superestimaram os valores medidos pela radiossondagem. As rodadas apresentaram comportamento semelhante para a simulação do perfil de umidade (figura 5.13.b), todas elas posicionaram o ponto de maior valor coincidente com o início da inversão térmica simulada. Quanto aos valores de umidade relativa simulados próximo a superfície, as rodadas exp2-3k-50hPa e exp2-3k-25hPa apresentaram melhores resultados em comparação aos valores medidos. O perfil de vento (figura 5.13.c) foi bem simulado pelas rodadas, sendo que a rodada default-25hPa se aproximou mais dos valores medidos pela radiossondagem.

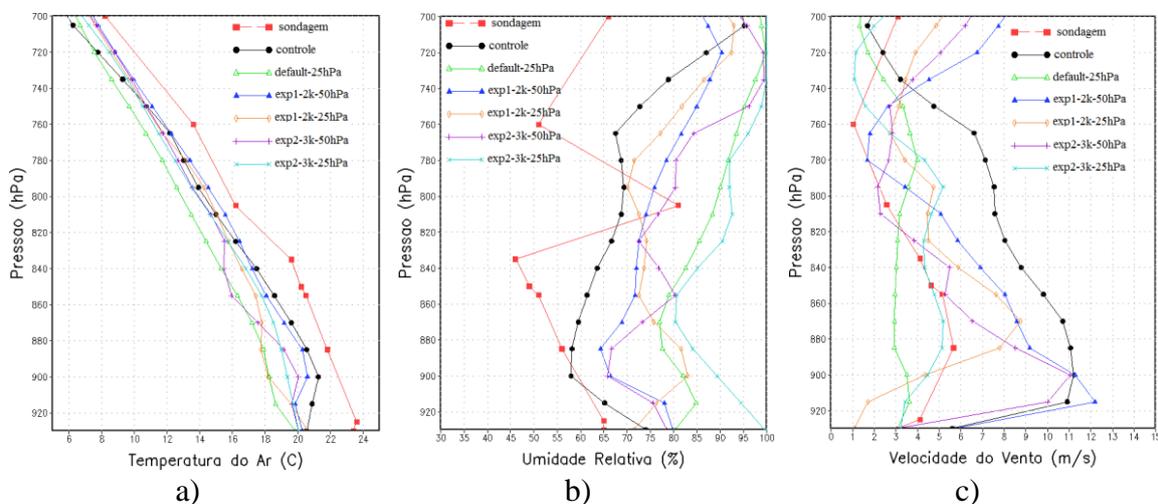
Figura 5.13 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 12UTC de 07/11/2014 com as análises da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Na previsão de 12 horas para o perfil de temperatura do ar (figura 5.14.a), todas as rodadas subestimaram a temperatura do ar a superfície. A rodada controle previu uma inversão térmica inexistente em comparação com os valores medidos pela radiossondagem, sendo esta inversão simulada de forma mais acentuada pelas demais rodadas. Quanto ao perfil de umidade relativa (figura 5.14.b), todas as rodadas previram valores superestimados, porém a rodada controle simulou valores mais próximos ao medido pela radiossondagem. Já quanto a intensidade do vento (figura 5.14.c) as rodadas controle, exp1-2k-50hPa e exp2-3k-50hPa previram valores com uma superestimação acentuada acima da superfície, em comparação com os valores observados. Já as rodadas default-25hPa e exp2-3k-25hPa previram valores condizentes com o medido pela radiossondagem ao longo de todo o perfil.

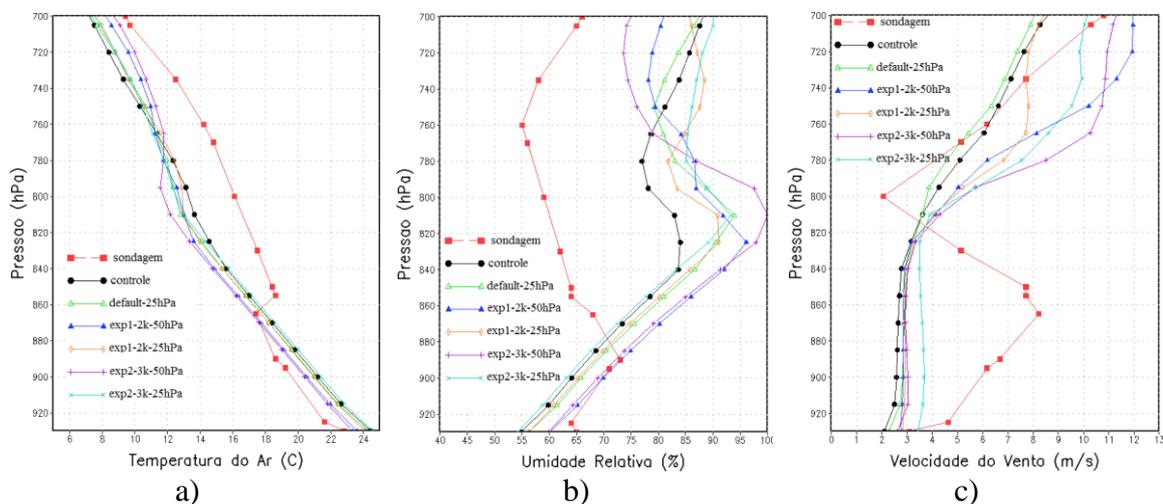
Figura 5.14 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 00UTC de 08/11/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

A figura 5.15.a representa a previsão do modelo de 24 horas para o perfil de temperatura do ar. Nela se observa que nenhuma das rodadas foi capaz de prever a inversão no perfil medida pela radiossondagem e apesar de nenhuma simulação prever corretamente a temperatura próximo a superfície, as rodadas exp1-2k-50hPa e exp2-3k-50hPa se aproximaram mais do perfil observado. O mesmo comportamento foi observado no perfil de umidade relativa (figura 5.15.b), onde novamente as rodadas exp1-2k-50hPa e exp2-3k-50hPa previram com maior acerto o perfil próximo a superfície. Porém a partir acima de 890 hPa todas as rodadas apresentaram uma forte superestimação da variável em análise. Quanto ao perfil de vento (figura 5.15.c), todas as rodadas previram satisfatoriamente o valor medido a superfície, porém previram uma subestimação do perfil logo acima, quando comparado com o perfil medido pela radiossondagem. Acima de 800 hPa todas conseguiram prever o comportamento observado.

Figura 5.15 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 12UTC de 08/11/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

A tabela 5.2 mostra os valores encontrados de MBE e RMSE das rodadas para as previsões do Índice K nos pontos de grade coincidentes com as radiossondagens no período de 12 UTC de 07/11/2014 a 12 UTC de 08/11/2014. Analisando o parâmetro estatístico MBE, observa-se que a rodada exp1-2k-50hPa apresentou melhores resultados, indicando que a referida rodada previu uma menor superestimação dos valores do Índice K obtidos das radiossondagens. Já na análise do RMSE, a rodada exp2-3k-50hPa apresentou um melhor desempenho, simulando valores de Índice K com erros menores que as demais rodadas. Assim, as rodadas exp1-2k-50hPa e exp2-3k-50hPa apresentaram melhores resultados para a previsão de áreas com potencial de desenvolvimento de tempestades.

Além disso, os valores calculados para o MBE e RMSE demonstram que as rodadas com melhor definição em baixos níveis e com a fronteira superior do modelo em 50 hPa simularam melhor os perfis de temperatura do ar e umidade do ar da em baixos e médios níveis, uma vez que a equação de obtenção do Índice K é obtida com valores de tais variáveis em 850, 700 e 500 hPa. Esses resultados confirmam as análises dos perfis feitas para este caso, que também indicaram as referidas rodadas como obtentoras de melhores simulações.

Tabela 5.2 – Erro de Viés (MBE) e Erro médio quadrático (RMSE) para os valores de Índice K simulados pelo modelo WRF para o período de 12 UTC de 07/11/2014 a 12 UTC de 08/11/2014.

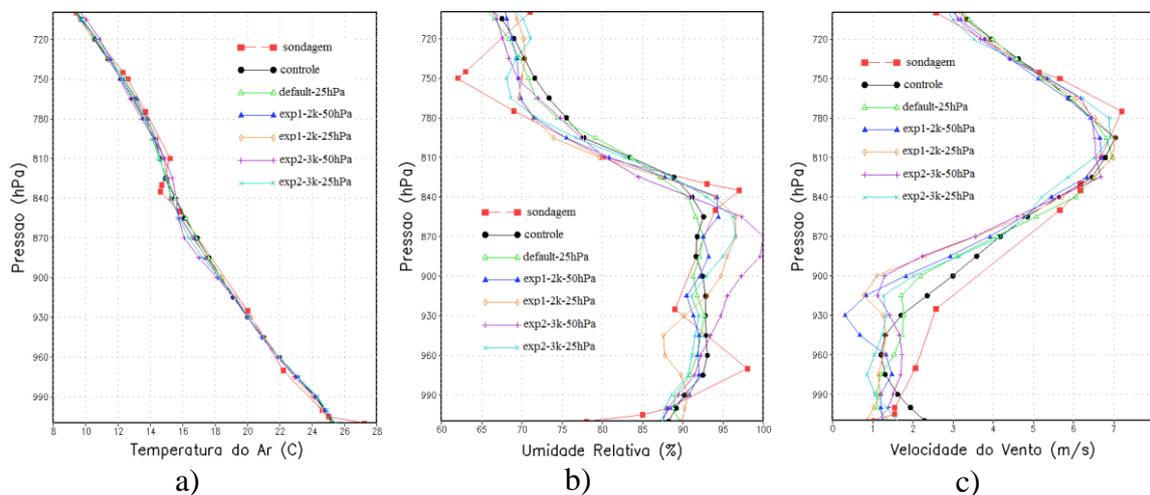
Rodadas	MBE	RMSE
controle	3,835	7,211
default-25hPa	3,694	6,826
exp1-2k-50hPa	3,441	6,675
exp1-2k-25hPa	3,911	6,504
exp2-3k-50hPa	3,917	6,069
exp2-3k-25hPa	5,058	7,624

c) Caso do dia 12 de dezembro de 2014

As figuras 5.16, 5.17 e 5.18 representam o perfil vertical previsto pelo modelo em baixos níveis (da superfície até 700 hPa) do ponto de grade coincidente com a sondagem atmosférica da cidade de Florianópolis para o período de 1200 UTC de 12/12/2014 a 1200 UTC de 13/12/2014.

As análises geradas pelo modelo (figura 5.16) apresentaram resultados similares, com todas as rodadas representando satisfatoriamente os perfis de temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento medidos pela radiossondagem. No perfil de temperatura do ar gerado pela análise do modelo (figura 5.16.a) todas as rodadas subestimaram o valor da temperatura do ar à superfície medido pela radiossonda. Resultados semelhantes são encontrados para a análise do perfil de umidade relativa (figura 5.16.b), onde todas as rodadas apresentaram o valor medido à superfície de forma superestimada. O campo de vento (figura 5.16.c) foi representado satisfatoriamente ao longo de todo perfil em comparação ao valor medido pela radiossondagem.

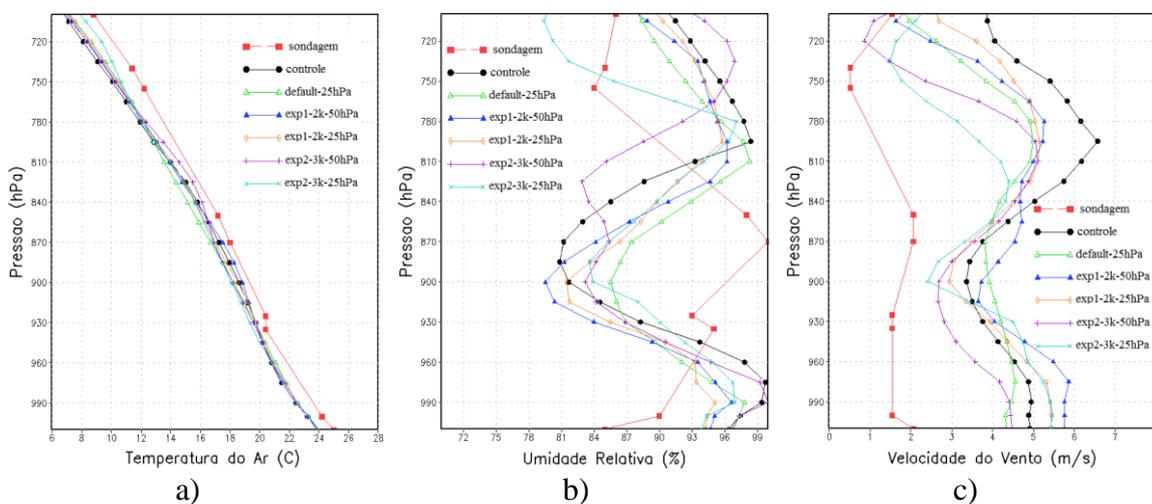
Figura 5.16 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 12/12/2014 com as análises da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Na previsão de 12 horas gerada pelo modelo para o perfil de temperatura (figura 5.17.a), todas as rodadas apresentaram um perfil subestimado da variável em comparação com os valores medidos pela radiossondagem. Para a previsão do perfil de umidade relativa (figura 5.17.b), nenhuma rodada conseguiu prever o comportamento do perfil. Todas as simulações previram a umidade relativa próximo a superfície com superestimação, sendo que a rodada exp1-2k-25hPa apresentou resultados levemente melhores em comparação aos valores observados. Quanto à previsão de vento (figura 5.17.c), todas as simulações superestimaram o valor medido pela radiossondagem, sendo que a rodada exp2-3k-50hPa apresentou melhores resultados na previsão dos valores entre a superfície e 900 hPa. Porém, acima desse nível, juntamente com essa rodada, a exp2-3k-25hPa apresentaram valores mais condizentes com os valores observados.

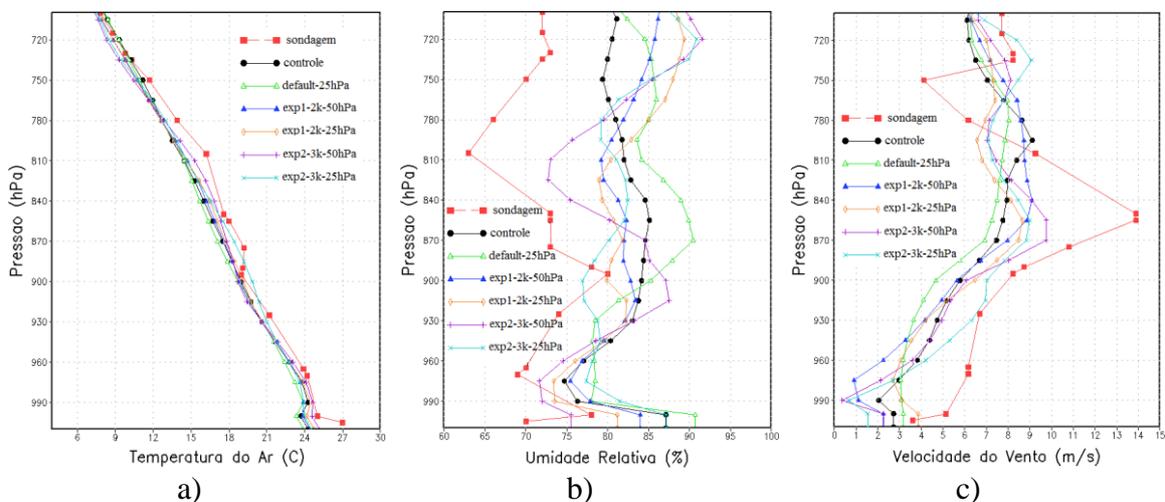
Figura 5.17 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 00UTC de 13/12/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Todas as rodadas suavizaram a previsão de 24 horas do perfil de temperatura do ar em comparação aos valores medidos pela radiossondagem (figura 5.18.a), também subestimaram o valor medido a superfície em mais de 2° C, porém a rodada exp2-3k-50hPa apresentou valores mais próximos ao observado da superfície a 960 hPa. Com respeito ao perfil de umidade relativa (figura 5.18.b), novamente a rodada exp2-3k-50hPa apresentou melhores resultados na previsão do comportamento da variável, simulando valores mais ajustado ao observado próximo ao longo do perfil. Quanto à previsão da velocidade do vento (figura 5.18.b), todas as rodadas previram acertadamente o comportamento o perfil da variável, porém subestimaram o vento máximo medido pela radiossondagem.

Figura 5.18 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Florianópolis das 12UTC de 13/12/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).

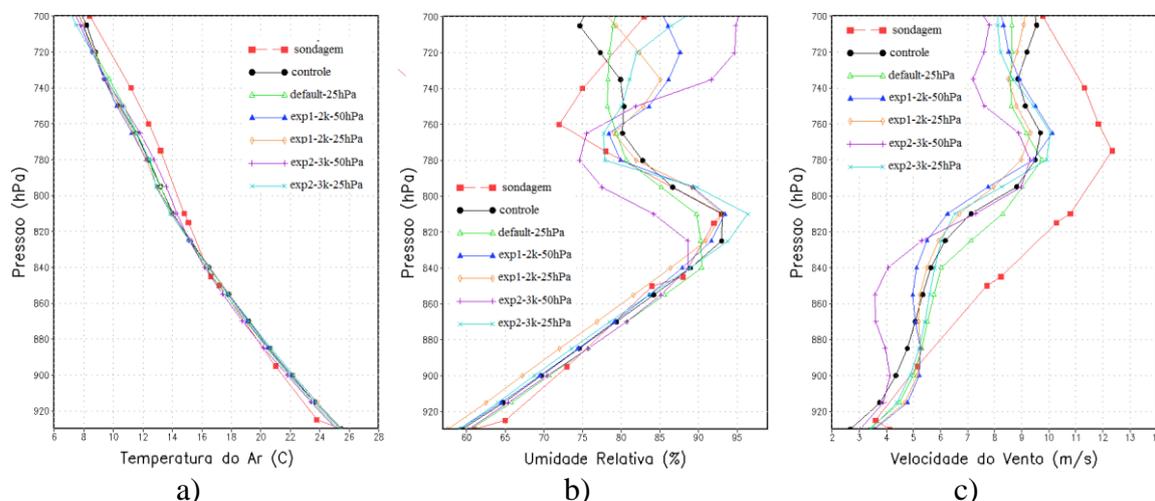


Fonte: Produção do autor.

As figuras 5.19, 5.20 e 5.21 representam o perfil vertical previsto pelo modelo em baixos níveis (da superfície até 700 hPa) do ponto de grade coincidente com a sondagem atmosférica da cidade de São Paulo para o período de 1200 UTC de 12/12/2014 a 1200 UTC de 13/12/2014.

Nas análises geradas pelo modelo para 12 UTC de 12/12/2014 (figura 5.19) verifica-se que todas as rodadas do modelo obtiveram resultados satisfatórios na representação do comportamento das variáveis em análise. Para o perfil de temperatura do ar (figura 5.19.a), todas as rodadas apresentaram resultados suavizados quando comparados com o perfil gerado pela radiossondagem. Quanto à análise do perfil de umidade relativa (figura 5.19.b), todas as rodadas obtiveram valores próximos ao observado da superfície até 840 hPa, Quanto ao perfil de velocidade do vento (figura 5.19.c), todas as rodadas apresentando valores subestimados acima de 900 hPa.

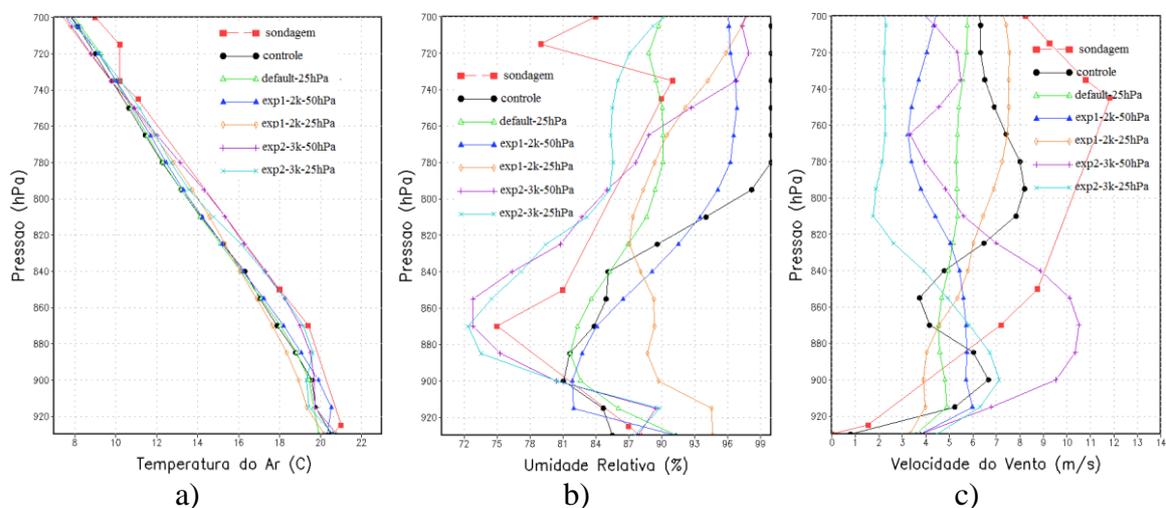
Figura 5.19 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 12UTC de 12/12/2014 com as análises da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Na previsão de 12 horas do perfil de temperatura do ar (figura 5.20.a) a rodada exp1-2k-50hPa foi a única capaz de prever a inversão de temperatura próximo a superfície medido pela radiossondagem. Porém entre 900 e 760 hPa, as rodadas exp2-3k-50hPa e exp2-3k-25hPa representaram o melhor o perfil observado. O perfil previsto pelas rodadas exp2-3k-50hPa e exp2-3k-25hPa para o campo de umidade relativa (figura 5.20.b) apresentaram valores satisfatórios, simulando valores próximos ao observado pela radiossondagem ao longo do perfil atmosférico. Verifica-se também que a rodada controle apresentou uma superestimação muito acentuada da variável em estudo. Na previsão do campo de vento (figura 5.20.c), nenhuma rodada conseguiu prever satisfatoriamente o comportamento da variável. Sendo que a rodada controle apresentou melhores resultados para a velocidade do vento medido a superfície.

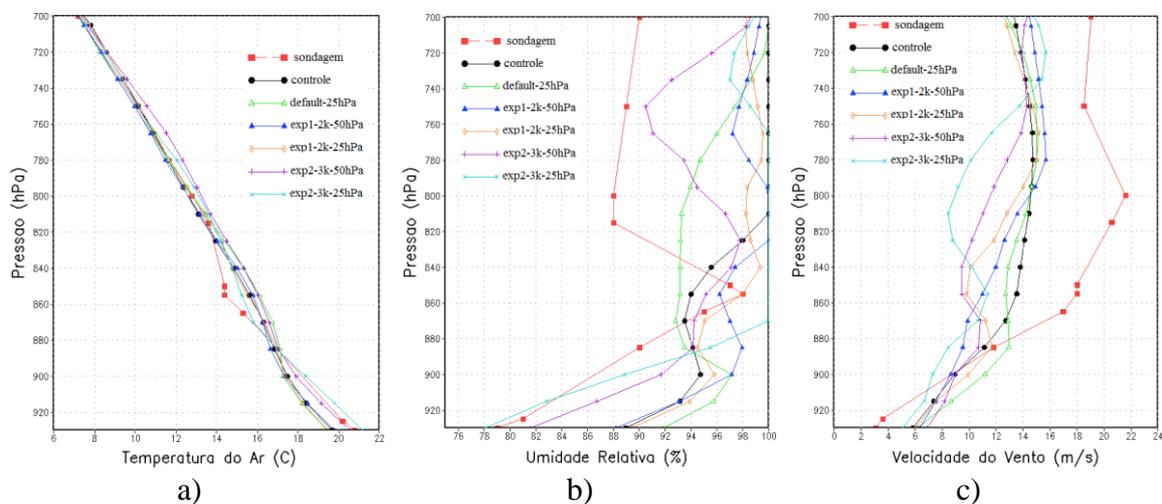
Figura 5.20 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 00UTC de 13/12/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Na previsão de 24 horas para o perfil de temperatura do ar (figura 5.21.a), as rodadas exp2-3k-50hPa e exp2-3k-25hPa simularam satisfatoriamente o valor medido da superfície a 890 hPa, em comparação aos valores medidos pela sondagem. Para a previsão do campo de umidade relativa (figura 5.21.b), novamente as rodadas exp2-3k-50hPa e exp2-3k-25hPa apresentaram melhores resultados da superfície a 900 hPa. Acima de 840 hPa, todas rodadas simularam valores superestimados para a variável, sendo que a rodada exp2-3k-50hPa conseguiu se aproximar mais dos valores medidos pela radiossondagem. Novamente fica evidente a superestimação acentuada gerada pela rodada controle. Quanto ao campo de vento (figura 5.21.c), todas as rodadas superestimaram o perfil observado próximo a superfície e acima de 880 hPa passaram a subestimar os valores medidos pela radiossondagem.

Figura 5.21 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de São Paulo das 12UTC de 13/12/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Na tabela 5.3 constam os valores encontrados de MBE e RMSE das rodadas para as previsões do Índice K nos pontos de grade coincidentes com as radiossondagens no período de 12 UTC de 12/12/2014 a 12 UTC de 13/12/2014. Analisando os dois erros estatísticos na simulação do Índice K, verifica-se que as rodadas exp1-2k-50hPa e exp1-2k-25hPa apresentaram melhores resultados, prevendo uma menor superestimação e também apresentando uma menor magnitude para os erros, quando comparadas aos valores encontrados pelas sondagens. Assim, as referidas rodadas apresentaram melhores resultados para a previsão de áreas com potencial de desenvolvimento de tempestades.

Os valores calculados para o MBE e RMSE indicam que as rodadas exp1-2k-50hPa e exp1-2k-25hPa simularam melhor os perfis de temperatura do ar e umidade do ar em baixos e médios níveis, uma vez que a equação de obtenção do Índice K é obtida com valores de tais variáveis em 850, 700 e 500 hPa.

Tabela 5.3 – Erro de Viés (MBE) e Erro médio quadrático (RMSE) para os valores de Índice K simulados pelo modelo WRF para o período de 12 UTC de 12/12/2014 a 12 UTC de 13/12/2014.

Rodadas	MBE	RMSE
controle	2,522	5,967
default-25hPa	2,577	5,835
exp1-2k-50hPa	2,322	5,517
exp1-2k-25hPa	2,311	5,485
exp2-3k-50hPa	2,900	5,951
exp2-3k-25hPa	2,438	5,845

Na tabela 5.4 estão demonstrado os erros estatísticos MBE e RMSE das rodadas para as simulações do Índice K, calculados para todos os três períodos estudados. Os valores encontrados evidenciam que a rodada realizada com maior definição da superfície até em torno de 2000 m e com a fronteira superior em 50 hPa (exp1-2k-50hPa) apresentou melhores resultados, apresentando uma menor superestimação e uma menor magnitude dos erros, quando comparada aos valores medidos pelas sondagens. Dessa forma, para os três casos estudados, pode se afirmar que a rodada exp1-2k-50hPa apresentou melhor desempenho na determinação de áreas com potencial para o desenvolvimento de trovoadas. Além disso, os valores calculados para o MBE e RMSE sugerem que a rodada exp1-2k-50hPa simulou melhor os perfis de temperatura do ar e umidade do ar da em 850, 700 e 500 hPa, uma vez que a equação de obtenção do Índice K é obtida com valores dessas variáveis nos referidos níveis.

Tabela 5.4 – Erro de Viés (MBE) e Erro médio quadrático (RMSE) para os valores de Índice K simulados pelo modelo WRF para os períodos de 12 UTC de 30/10/2014 a 12 UTC de 31/10/2014, 12 UTC de 07/11/2014 a 12 UTC de 08/11/2014 e 12 UTC de 12/12/2014 a 12 UTC de 13/12/2014.

Rodadas	MBE	RMSE
controle	2,986	6,728
default-25hPa	2,913	6,573
exp1-2k-50hPa	2,603	6,192
exp1-2k-25hPa	2,676	6,450
exp2-3k-50hPa	3,061	6,391
exp2-3k-25hPa	3,311	7,137

5.2 Avaliação do campo de precipitação

A previsão de três horas de precipitação acumulada foi realizada para um período de 24 horas para os três casos selecionados, comparadas espacialmente com as estimativas de precipitação geradas pelo produto CoSch3.

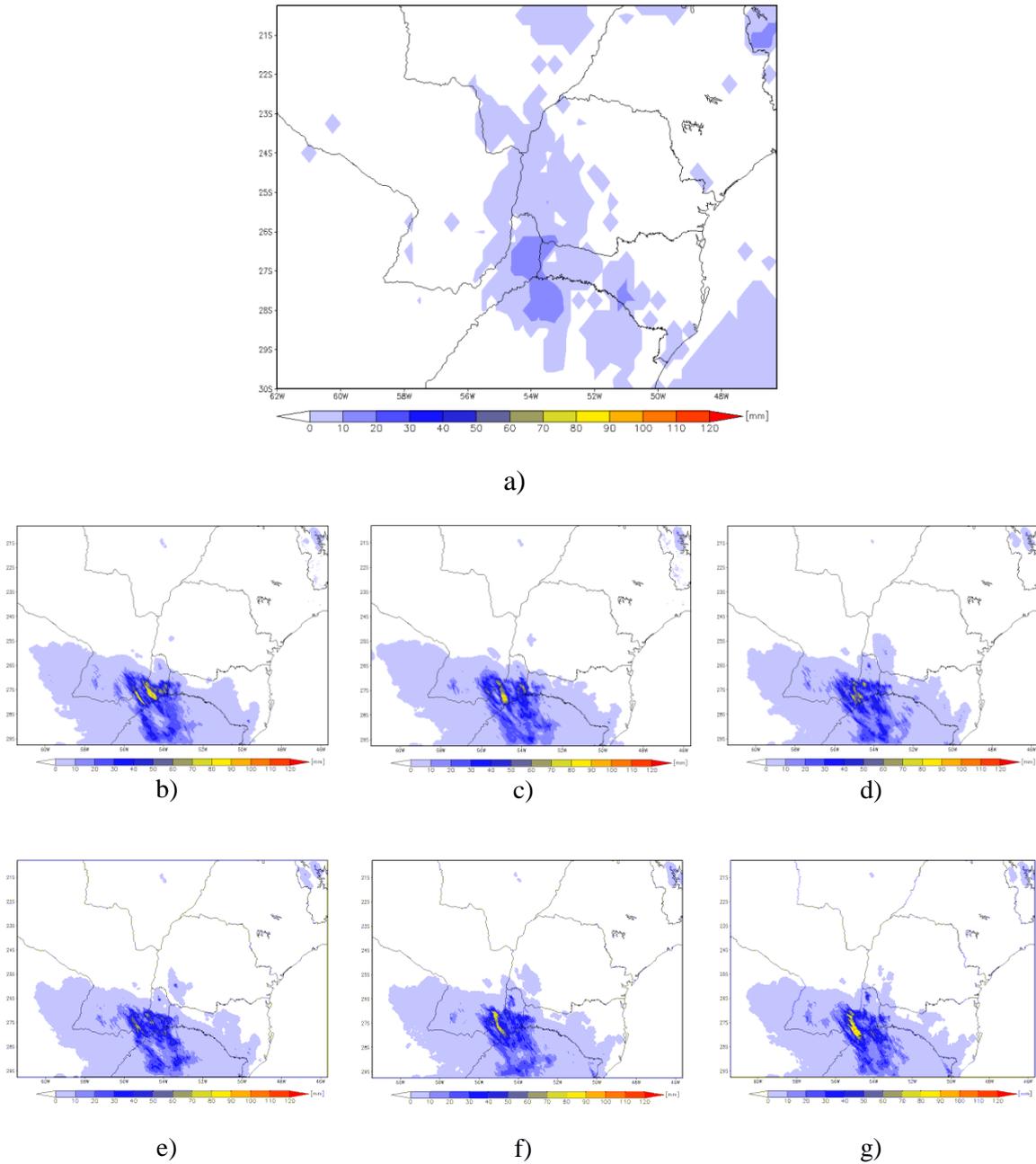
a) Caso do dia 30 de outubro de 2014

Com o intuito de verificar se as rodadas foram capazes de prever os campos de precipitação (posicionamento e intensidade) associados ao deslocamento do sistema frontal que impactou a área em estudo durante o caso em análise serão analisados as simulações para a previsão de 3 e 15 horas do modelo.

Os resultados obtidos para a determinação dos campos de precipitação para o período de 12 e 15UTC do dia 30/10/2014 estão mostrados na figura 5.22. As simulações não previram corretamente o posicionamento dos campos de precipitação sobre o oeste do estado do Paraná, sul do Paraguai e leste da Argentina quando comparado com os valores estimados pelo CoSh3 (figura 5.22.a). Sendo que a rodadas exp1-2k-50hPa (figura 5.22.d), exp1-2k-25hPa (figura 5.22.e) e exp2-3k-50hPa (figura 5.22.f) previram parcialmente precipitação acumulada medida pelo CoSh3 sobre o oeste do Paraná. Outro ponto destacado na figura em análise se deve ao fato das rodadas exp1-2k-50hPa

e exp1-2k-25hPa terem apresentado uma menor superestimação do núcleo de precipitação mais intenso localizado entre a Argentina, Rio Grande do Sul e Santa Catarina, quando comparado aos valores medidos pelo CoSh3.

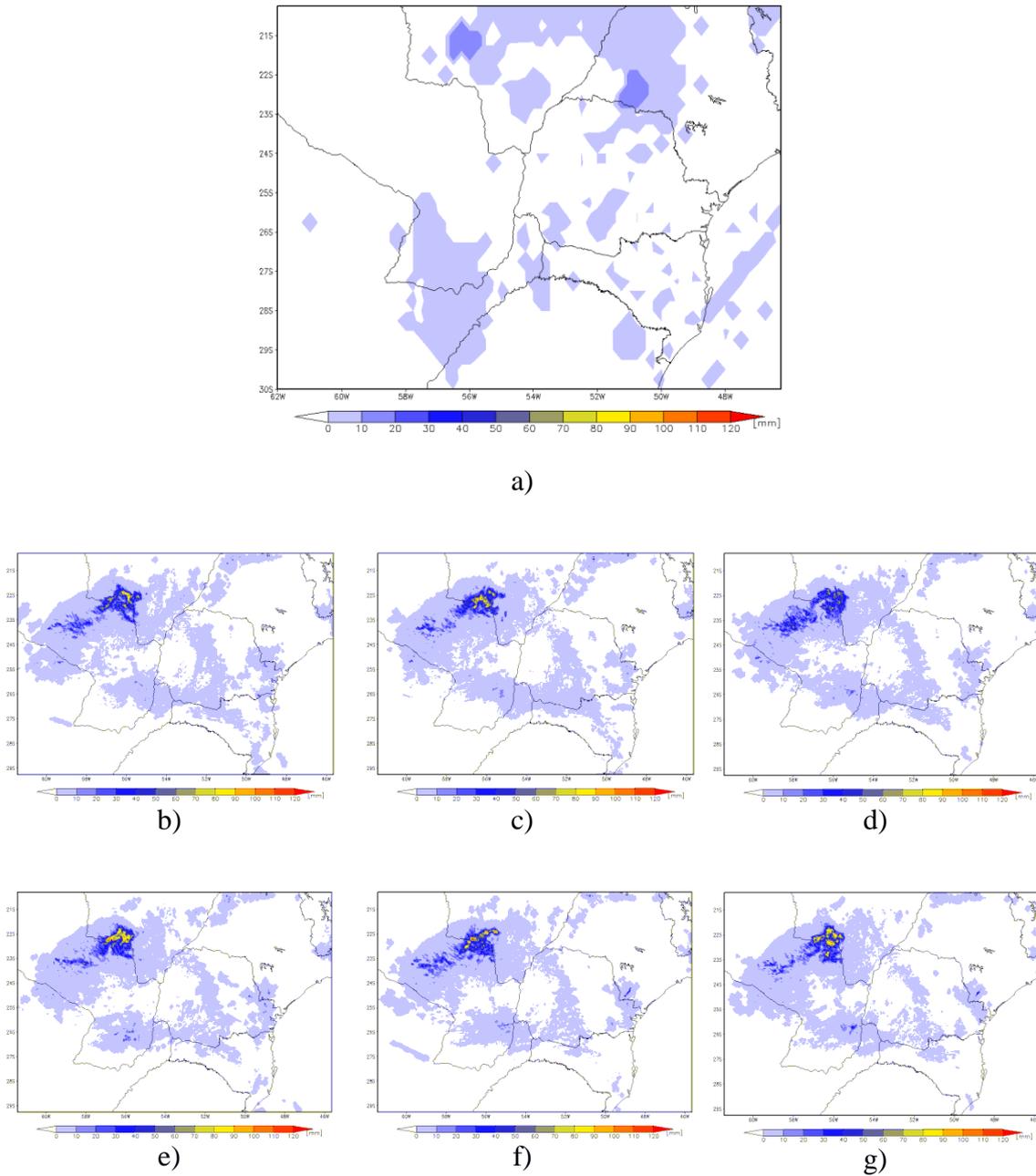
Figura 5.22 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 12 e 15UTC do dia 30/10/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa(c), exp1-2k-50hPa(d), exp1-2k-25hPa (e), exp2-3k-50hPa(f) e exp2-3k-25hPa(g).



Fonte: Produção do autor.

Na análise da previsão dos campos de precipitação para o período de 00 e 03UTC do dia 31/10/2014, observa-se que nenhuma rodada do modelo foi capaz de prever o posicionamento do núcleo de precipitação mais intensa sobre os estados de Mato Grosso do Sul e São Paulo mostrados no CoSch3 (figura 5.23.a), sendo que todas as rodadas simularam o referido núcleo deslocado para sudoeste. Evidenciando assim que o modelo não foi capaz de posicionar a precipitação associada à passagem da frente fria sobre a área em estudo. O ponto a se destacar foi que a rodada exp1-2k-50hPa previu uma superestimação menor para a área de precipitação mais intensas sobre o sudoeste do estado do Mato Grosso do Sul, quando comparados com os valores obtidos pelo CoSch3.

Figura 5.23 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 00 e 03UTC do dia 31/10/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-25hPa(e), exp2-3k-50hPa(f) e exp2-3k-25hPa(g).

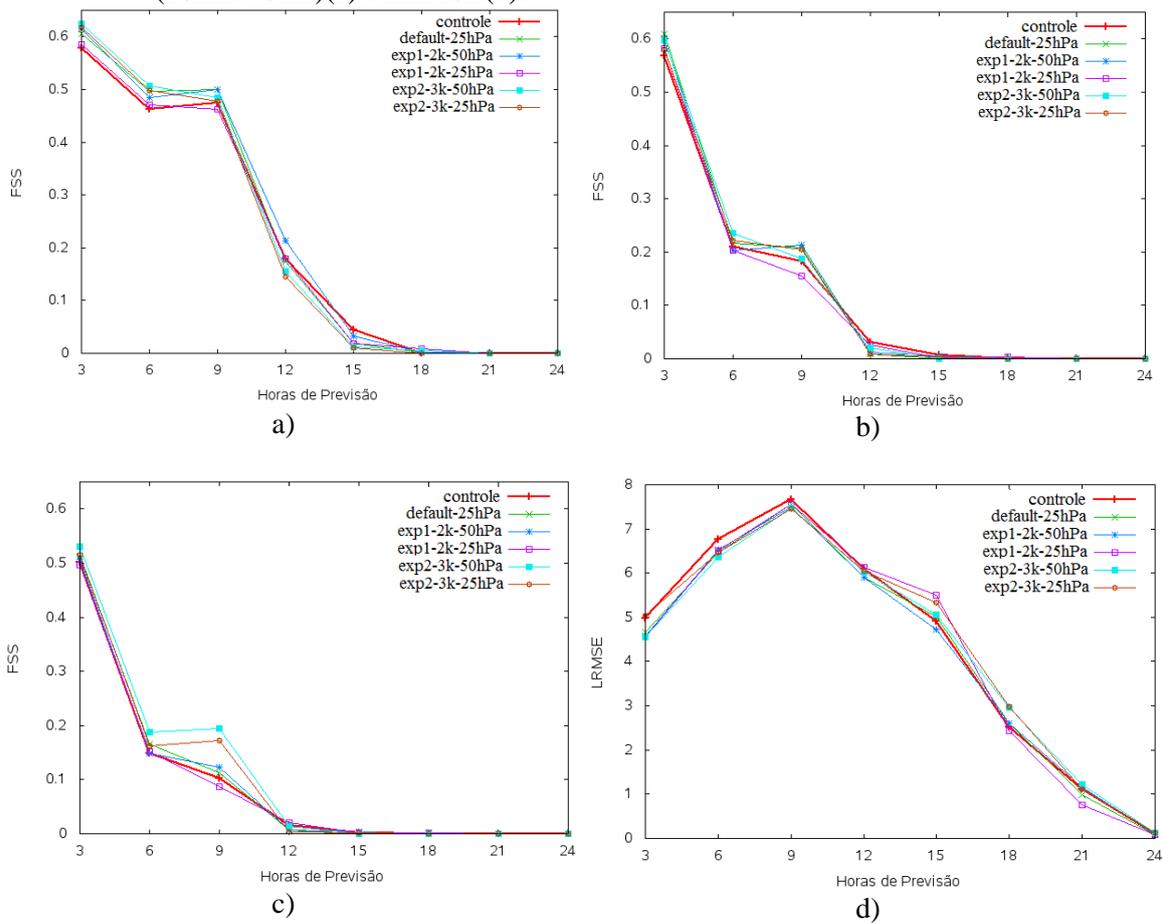


Fonte: Produção do autor

Os valores encontrados para o FSS (figuras 5.24.a, 5.24.b e 5.24.c) tendem a valores próximos à zero a partir de 18 horas de previsão. Esse fato evidencia que todas as rodadas, inclusive o controle, não foram capazes de simular o deslocamento dos campos de precipitação associados à passagem do sistema frontal. Ainda analisando os índices,

constata-se que os valores do FSS (1mm/10km) (figura 5.24.a) e LRMSE (figura 5.24.d) para a rodada controle nas primeiras horas de previsão apresentaram resultados levemente piores que as demais rodadas. Assim, considerando as primeiras 9 horas de previsão, constata-se que a rodada controle do modelo apresentou erros levemente maiores, tanto no posicionamento dos núcleos de precipitação menos intensos, quanto na medida da magnitude dos valores de precipitação.

Figura 5.24 - Avaliação dos índices para previsão de precipitação entre 12UTC de 30/10/2014 e 12UTC de 31/10/2014. FSS (1mm/10km)(a), FSS (5mm/10km)(b), FSS (10mm/10km)(c) e LRMSE(d).



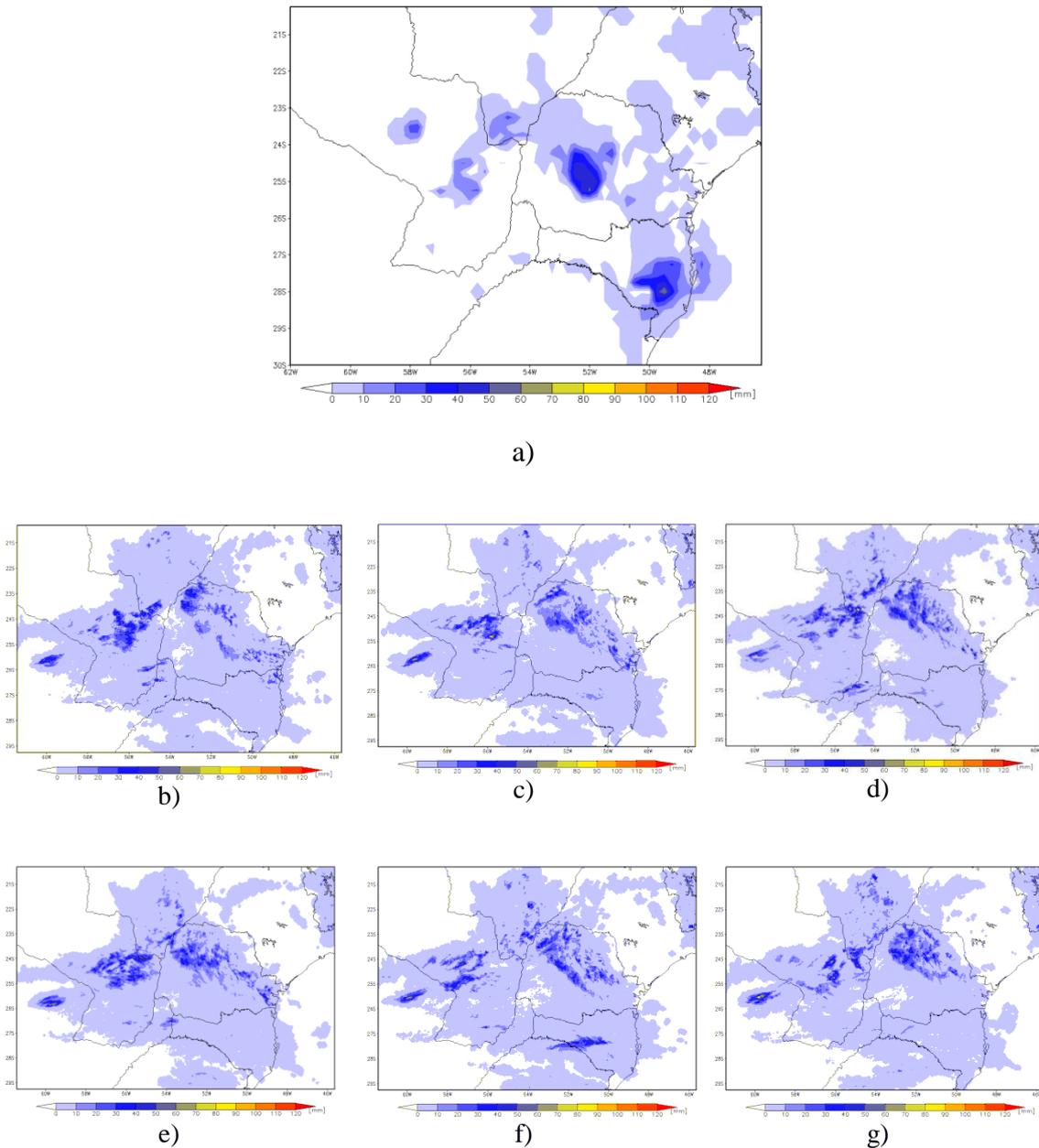
Fonte: Produção do autor.

b) Caso do dia 07 de novembro de 2014

Com o intuito de verificar se as rodadas foram capazes de prever os campos de precipitação (posicionamento e intensidade) associados ao deslocamento do CCM que impactou a área em estudo durante o caso em análise serão analisados as simulações para a previsão de 6 e 15 horas do modelo.

Os resultados obtidos para a previsão do acumulado de 3 horas de precipitação para o período de 15 a 18UTC está demonstrado na figura 5.25. Analisando os resultados verifica-se que nenhuma rodada conseguiu prever a núcleo de precipitação mais intenso sobre o estado de Santa Catarina. Ainda analisando os campos de precipitação, observa-se que houve diferenças significativas em algumas áreas. Sobre o Rio Grande do Sul observa-se que a rodada exp1-2k-50hPa (figura 5.25.d) apresentou melhores resultados na previsão de áreas de precipitação inexistentes quando comparados com as estimativas do CoSch3 (figura 5.25.a). No que se refere à previsão do núcleo de precipitação mais intenso sobre o estado do Paraná, se verifica que a rodada Controle (figura 5.25.b) apresentou uma subestimação mais significativa do que as outras rodadas, quando comparado aos valores observado pelo CoSch3.

Figura 5.25 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 15 e 18UTC do dia 07/11/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa (c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-25hPa (e), exp2-3k-50hPa (f) e exp2-3k-25hPa (g).

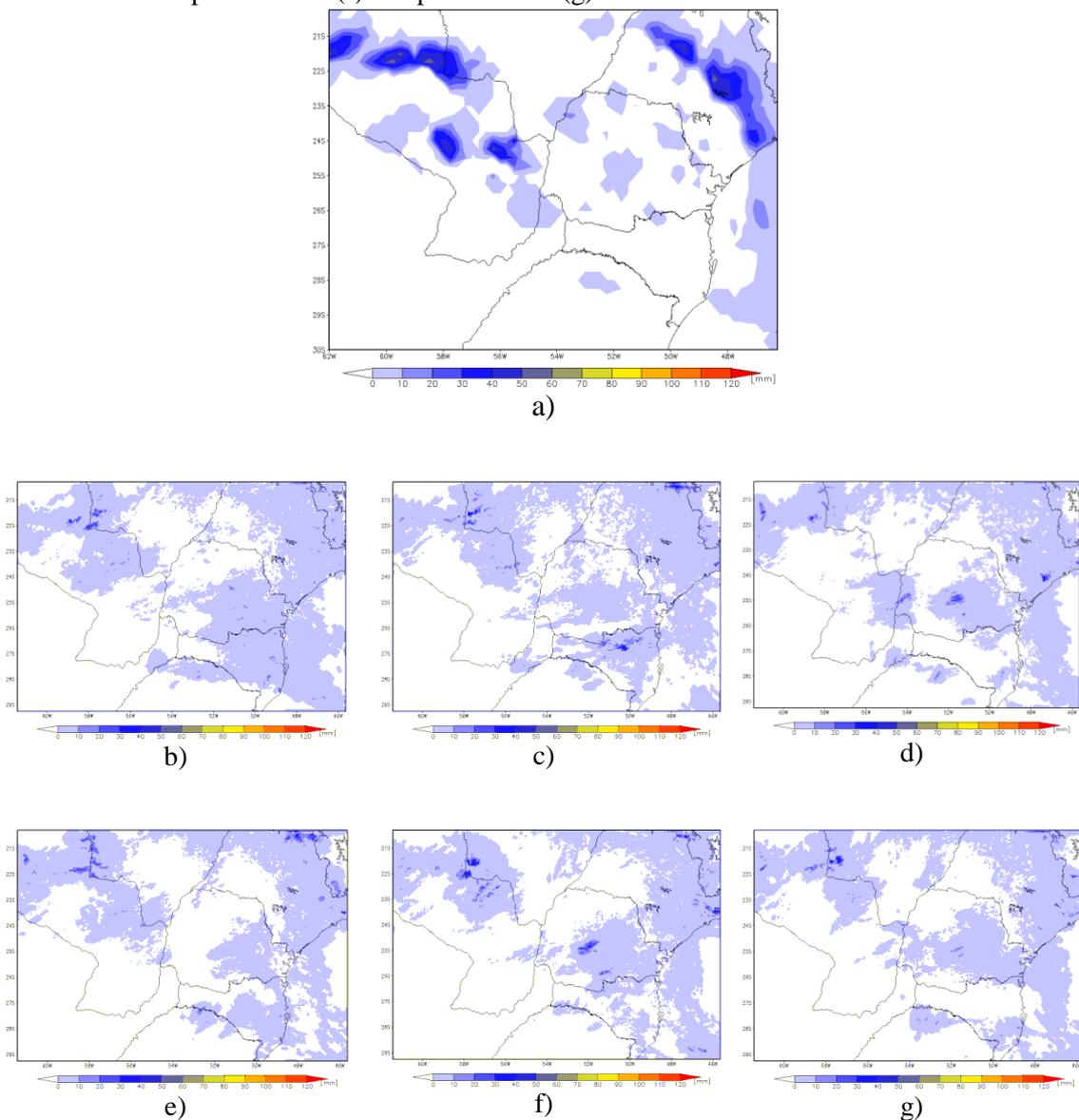


Fonte: Produção do autor.

O que mais se destaca na análise da figura 5.26 foi a ineficácia de todas as rodadas prever a magnitude dos núcleos de precipitação associados à ocorrência do CCM sobre o Paraguai e o estado de São Paulo. Essa subestimação pode ser evidenciada pelo índice LRMSE (figura 5.26.d) ter apresentado um valor elevado para 18 horas de previsão. As rodadas controle e exp1-2k-25hPa se mostraram mais eficientes quanto ao

posicionamento da precipitação sobre o norte e centro do Paraguai quando comparado a estimativa gerada pelo CoSch3. Já quanto a previsão do posicionamento do núcleo de precipitação observado entre o extremo oeste do Paraguai e o estado do Paraná, a rodada exp1-2k-50hPa se mostrou mais eficiente. Notam-se também diferenças significativas sobre o estado de Santa Catarina, onde as rodadas exp1-2k-50hPa e exp2-3k-25hPa tiveram resultados semelhantes ao apresentado pela estimativa gerada pelo CoSch3, diminuindo a área de alarme falso de precipitação.

Figura 5.26 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 00 e 03UTC do dia 08/11/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-25hPa (e), exp2-3k-50hPa(f) e exp2-3k-25hPa(g).

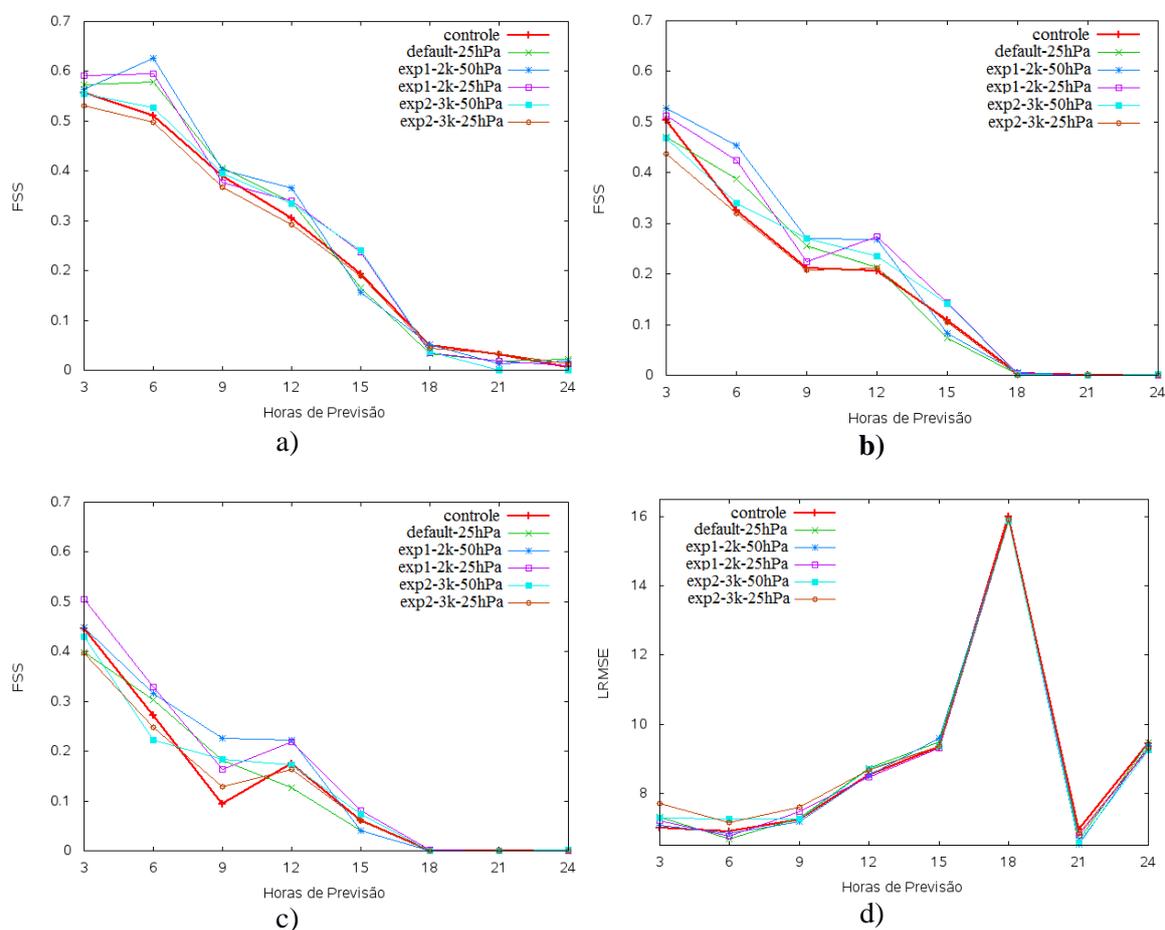


Fonte: Produção do autor.

Os três índices de FSS apresentados na figura abaixo mostram que a rodada controle se mostrou quase que constantemente abaixo das outras rodadas, mostrando maior deficiência no posicionamento dos núcleos de precipitação. Os valores encontrados pela rodada controle se mostraram ainda menores que os demais nos limiares de precipitação de 5 e 10 mm/h (figuras 5.27.b e 5.27.c), evidenciando maior deficiência em detectar o posicionamento de áreas de precipitação mais intensa, como os volumes geralmente associados à ocorrência de sistemas convectivos, como o CCM que atingiu a região em estudo. Ainda analisando os índices de FSS medidos para os três limiares de precipitação, fica evidenciado que as rodadas realizadas com maior resolução vertical em baixos níveis apresentaram resultados quase que constantemente melhores do que a rodada controle, indicando uma melhor previsão dos posicionamentos dos núcleos de acumulado de precipitação. Sendo que dentre as quatro rodadas realizadas com maior definição em baixos níveis, a rodada exp1-2k-50hPa apresentou valores para o FSS maiores que as demais. Resultados semelhantes foi encontrado no estudo realizado por Aligo et. al (2009), onde concluíram que ao adicionar dois níveis verticais próximo a superfície na simulação com 31 níveis (aumentando a resolução vertical do modelo em baixos níveis), melhoraram a previsão de precipitação.

Como o ocorrido no caso anterior, todas as rodadas realizadas não foram capazes de prever o deslocamento do CCM que atingiu a região em estudo, evidenciado pelos os valores de FSS para os três limiares de precipitação tenderam a valores próximos a zero a partir de 18 horas de previsão. Já o LRMSE não apresentou diferenças significativas, mostrando que todas as rodadas mostraram deficiência em determinar a magnitude dos núcleos de precipitação, sendo que na maioria das vezes o modelo em todas as simulações subestimou os valores de precipitação quando comparados as estimativas geradas pelo CoSh3.

Figura 5.27 - Avaliação dos índices para previsão de precipitação entre 12UTC de 07/11/2014 e 12UTC de 08/11/2014. FSS (1mm/10km)(a), FSS (5mm/10km)(b), FSS (10mm/10km)(c), LRMSE (d) e LRMSE para o período de 12z de 07/11/2014 e 03z de 08/11/2014.



Fonte: Produção do autor.

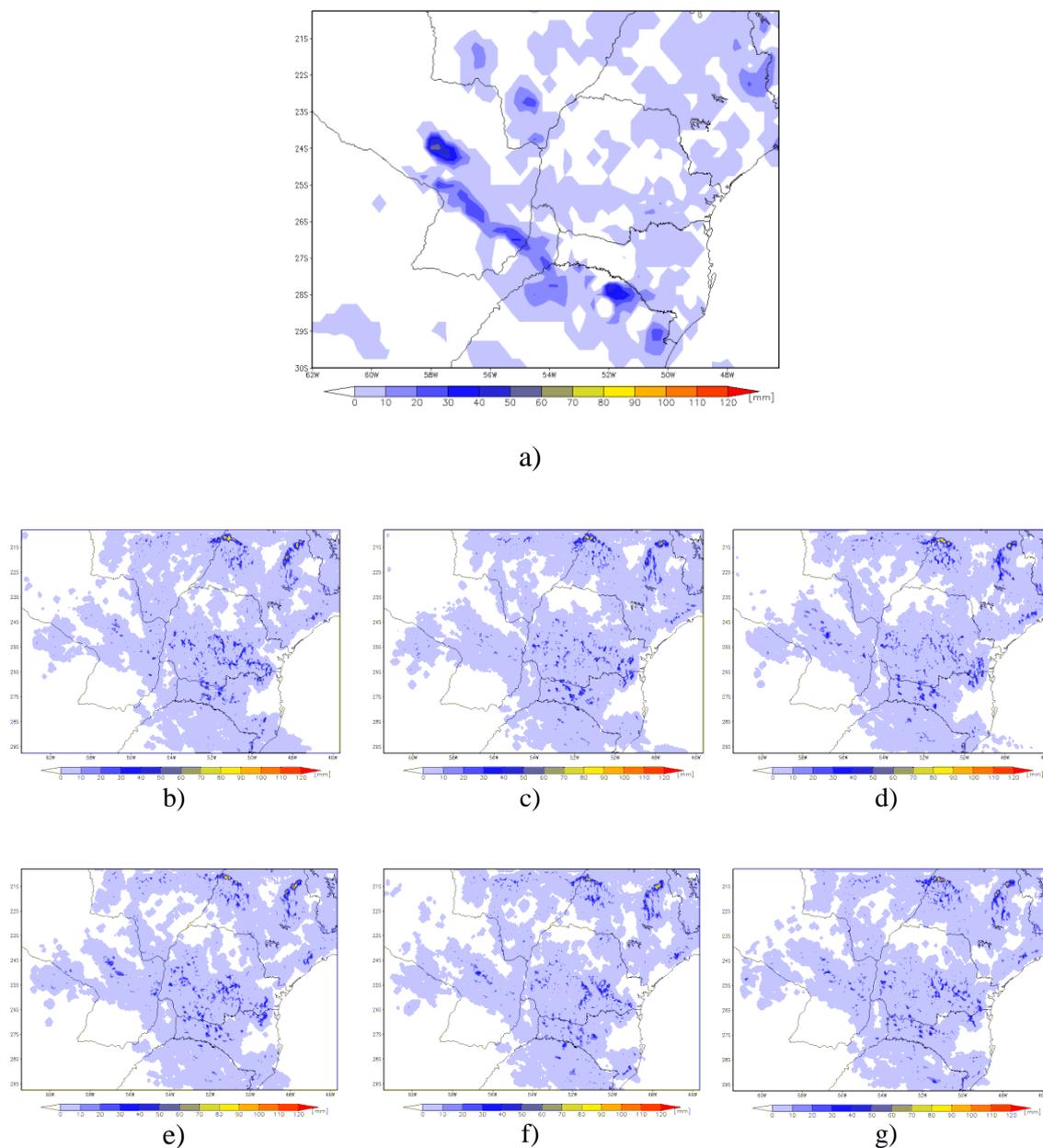
c) Caso do dia 12 de dezembro de 2014

Com o intuito de verificar se as rodadas foram capazes de prever os campos de precipitação (posicionamento e intensidade) associados ao deslocamento do CCM que impactou a área em estudo durante o caso em análise serão analisadas as simulações para a previsão de 6 e 15 horas do modelo.

Os resultados obtidos para a previsão do acumulado de 3 horas de precipitação para o período de 15 a 18UTC de 12 de dezembro de 2014 está mostrado na figura abaixo. A sequência de imagens mostra que todas as rodadas posicionaram corretamente a maioria dos núcleos de precipitação, mas foram deficientes na determinação dos núcleos mais

intensos de precipitação associados à ocorrência do CCM, mostrados na estimativa do CoSch3 (figura 5.28.a) localizados sobre o Paraguai e sobre o estado de Santa Catarina. Diferenças sutis quanto à quantificação do acumulado de precipitação nas simulações podem ser observadas sobre o Paraguai e o estado do Paraná. As rodadas controle e default-25hPa (figuras 5.28.b e 5.28.c) apresentaram uma subestimação mais acentuada no acumulado de precipitação sobre o Paraguai. Já sobre o estado do Paraná a rodada controle (figuras 5.28.b) indicou uma superestimação levemente maior na quantificação do acumulado de precipitação, quando comparada com as demais rodadas.

Figura 5.28 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 15 e 18UTC do dia 12/12/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-25hPa (e), exp2-3k-50hPa(f) e exp2-3k-25hPa(g).



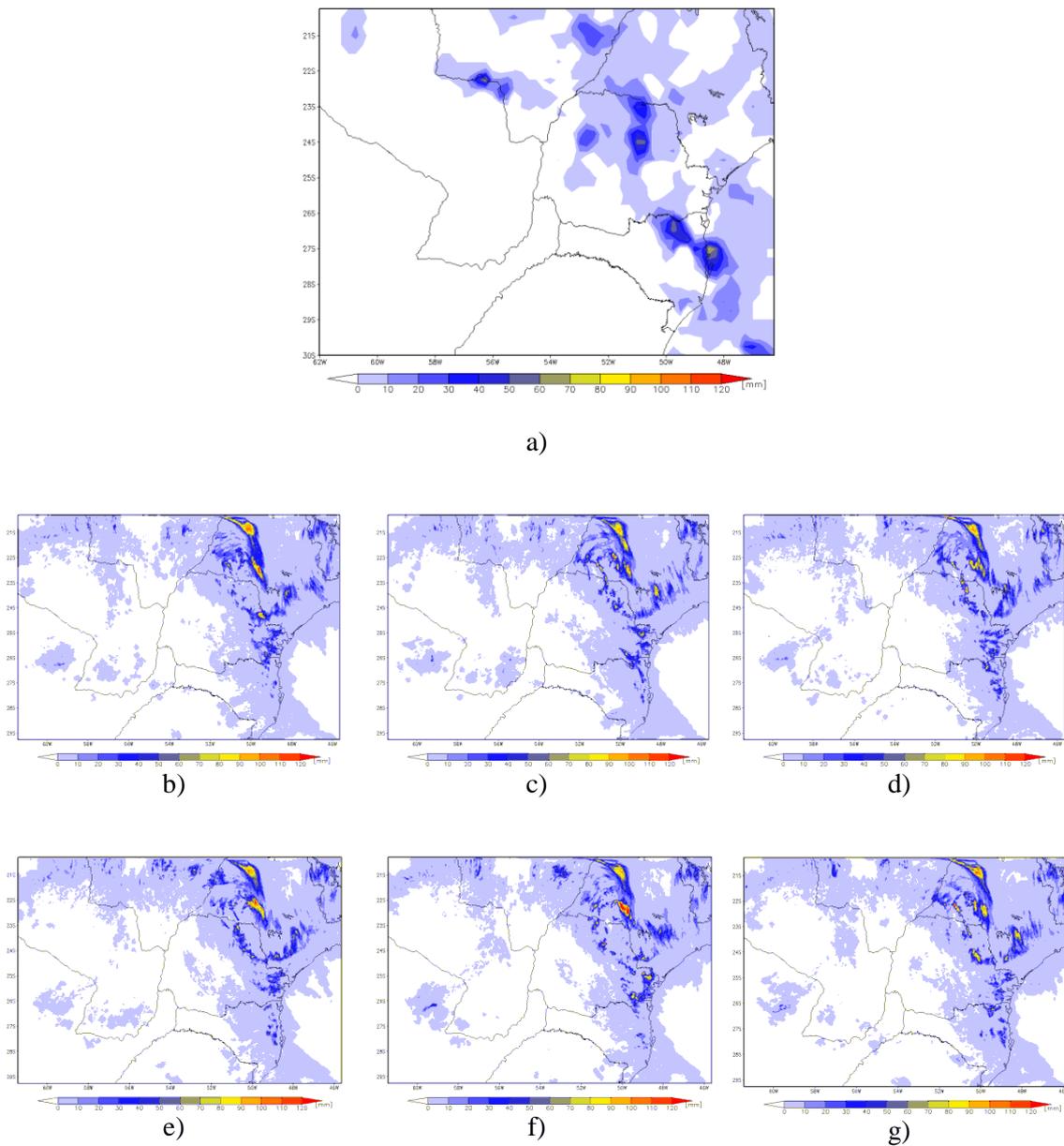
Fonte: Produção do autor.

Os resultados obtidos para a previsão dos campos de precipitação (posicionamento e intensidade) para o período entre 00 e 03UTC do dia 13/12/2014 estão mostrados na figura 5.29. Verifica-se que todas as simulações realizadas superestimaram os campos de maior acumulado de precipitação, deslocando-os para nordeste quando comparados com a estimativa gerada pelo CoSch3 (figura 5.29.a). Considerando que esses núcleos

de precipitação mais intensa estejam associados à ocorrência do CCM sobre a região, os resultados sugerem que o modelo simulou seu deslocamento mais acelerado do que realmente ocorreu para o período em análise, uma vez que o CoSh3 estimou os núcleos mais intensos sobre os estados do Mato Grosso do Sul, Paraná e Santa Catarina, já o WRF em todas as rodadas previu seu posicionamento sobre os estados de São Paulo e Paraná.

Diferenças entre as rodadas são evidenciadas no posicionamento dos núcleos mais intensos de precipitação sobre o estado do Paraná. As rodadas exp1-2k-50hPa (figura 5.29.d), exp1-2k-25hPa (figura 5.29.e) e exp2-3k-25hPa (figura 5.29.g) posicionaram mais acertadamente os núcleos em análise quando comparados com estimativas do CoSch3. As três rodadas posicionaram mais acertadamente os valores de maior acumulado de precipitação sobre o norte do estado, na divisa com estado de São Paulo. Também apresentaram erros menores quanto a superestimava de precipitação sobre a porção leste do estado.

Figura 5.29 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 00 e 03UTC do dia 13/12/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o controle (b), default-25hPa(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-25hPa (e), exp2-3k-50hPa(f) e exp2-3k-25hPa(g).

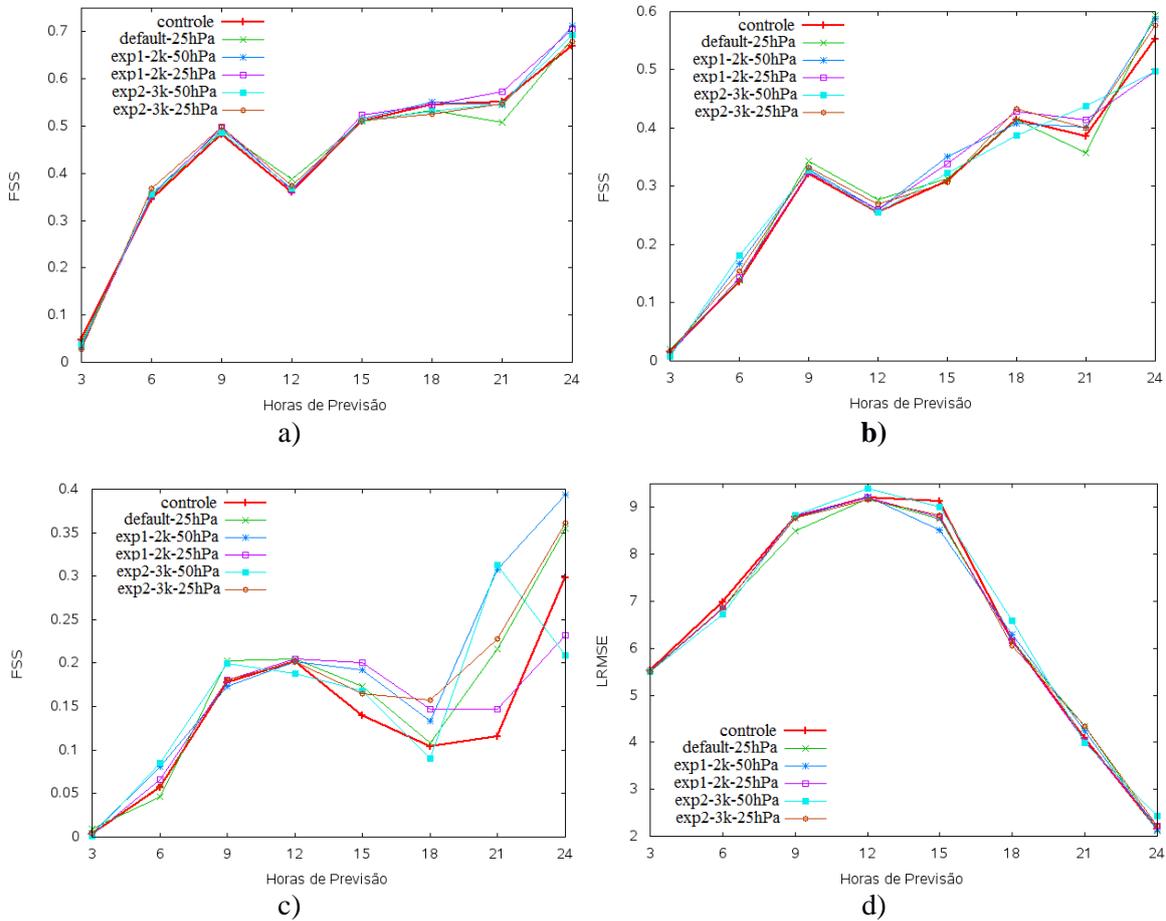


Fonte: Produção do autor.

Analisando os índices de precipitação para o caso em análise (figura 5.30), verifica-se que diferentemente dos dois casos anteriores, o modelo conseguiu prever o posicionamento dos núcleos de precipitação ao longo do período de previsão, sendo que os índices de FSS para os limiares de precipitação apresentaram valores melhores ao término do período de previsão. Porém todas as simulações em análise apresentaram índices elevados para o LRMSE. Essa combinação entre os valores encontrados para os dois índices demonstra que o modelo foi capaz de prever o posicionamento do acumulado de precipitação de forma satisfatória, porém apresentou erros significativos quanto o acerto da magnitude da precipitação.

Os valores encontrados para o FSS indica que as simulações não apresentaram diferenças significativas para a previsão da localização de precipitações menos intensas, comprovado pelos valores semelhantes encontrados para os limiares de precipitação de 1 e 5 mm/h (figuras 5.30.a e 5.30.b, respectivamente). Diferenças significativas entre as simulações são verificadas nos valores calculados para o FSS para o limiar de precipitação de 10 mm/h (figura 5.30.c). Nas 12 primeiras horas de previsão, as rodadas apresentaram valores semelhantes. Porém, a partir desse período, as rodadas exp1-2k-50hPa e exp2-3k-25 apresentaram melhores resultados, indicando que as mesmas previram mais satisfatoriamente o posicionamento dos núcleos de precipitação mais intensa.

Figura 5.30 - Avaliação dos índices para previsão de precipitação entre 12UTC de 12/12/2014 e 12UTC de 13/12/2014. FSS (1mm/10km)(a), FSS (5mm/10km)(b), FSS (10mm/10km)(c), LRMSE (d) e LRMSE para o período de 12z de 07/11/2014 e 03z de 08/11/2014.



Fonte: Produção do autor.

5.3 Estudo de caso – assimilação RADAR

A data selecionada para o estudo de caso foi o dia 07/11/2014 devido ao fato das áreas de cobertura dos radares de Cascavel e Assunção terem sido atingidas pela formação de um CCM. De acordo com os dois capítulos anteriores, fica claro que as quatro rodadas realizadas com maior definição vertical em baixos níveis apresentaram melhores resultados para a grande maioria das análises realizadas em comparação com a rodada controle. A rodada exp1-2k-50hPa foi selecionada para este estudo de caso por ter sido evidenciada mais vezes com melhores resultados em comparação com as outras três simulações com melhor definição em baixos níveis.

Para o presente estudo foi necessário refazer as rodadas controle e exp1-2k-50hPa, pois o processo de assimilação de dados e o número de ciclos realizados foram feitos de

forma diferente das demais, com o propósito de viabilizar a assimilação de dados de Radar, como explicado na metodologia. Dessa forma se garante que as simulações comparadas seguiram o mesmo processo em todos os casos.

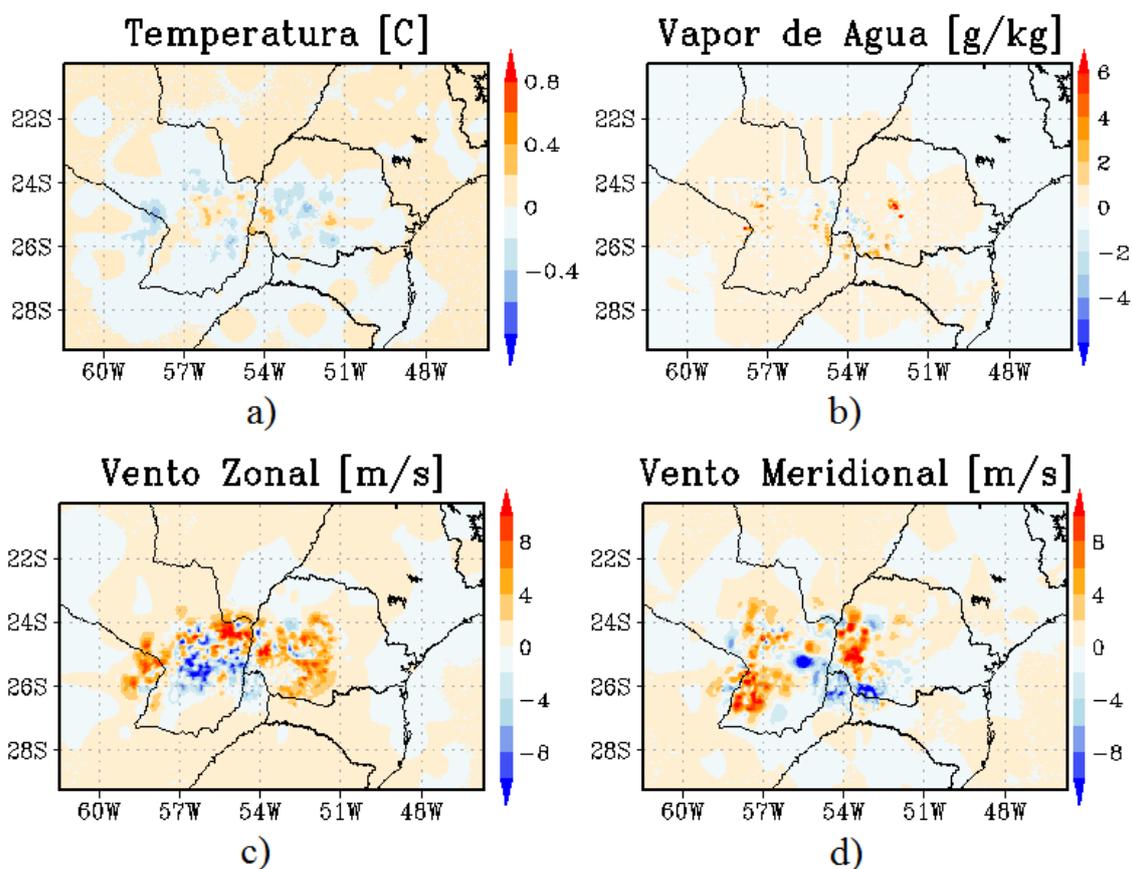
Foram então realizadas quatro rodadas para serem comparadas no presente estudo: controle com assimilação GTS (controle), controle com assimilação GTS e RADAR (default-Radar), exp1-2k-50hPa com assimilação GTS (exp1-2k-50hPa) e exp1-2k-50hPa com assimilação GTS e RADAR (exp1-2k-50hPa-Radar).

a) Análise dos Incrementos gerados pela assimilação RADAR.

Na análise dos incrementos gerados pela assimilação de dados dos Radares de Cascavel e Assunção observa-se um mesmo padrão no incremento das variáveis em relação a todas as parametrizações e que a assimilação de dados do radar ajustou a saída do modelo, principalmente nas variáveis do vento, modificando a circulação de ar atmosférico na região do radar.

A figura 5.31 mostra que o incremento gerado pela assimilação dos dados dos Radares de Cascavel e Assunção no quarto ciclo (1200 UTC de 07/11/2014) para a previsão do modelo de 1200 UTC de 07/11/2014 a 1200 UTC de 08/11/2014. Foi necessário mostrar somente um dos ciclos, pois os outros três apresentaram incrementos bem compatíveis com o que está em análise. Na figura 5.31.a se observa incremento na variável de temperatura com pequena magnitude. Para a variável de vapor de água (figura 5.31.b) se observa poucas áreas indicando incremento. Já para os valores de vento (figuras 5.31.c 5.31.d), verifica-se incremento com magnitude de até 8 m/s tanto para componente zonal quanto para a componente meridional, em grande parte da área coberta pelos dois Radares. Assim pode-se afirmar que assimilação Radar teve grande influência na simulação da velocidade do vento gerada pela análise do modelo.

Figura 5.31 - Incremento gerado pela assimilação de dados Radar no quarto ciclo para a previsão de 12UTC de 07/11/2014 às 12UTC de 08/11/2014 com as previsões de Temperatura do ar(a), Vapor de água(b), Vento zonal(c), vento meridional(d).



Fonte: Produção do autor.

b) Avaliação do perfil da Atmosfera.

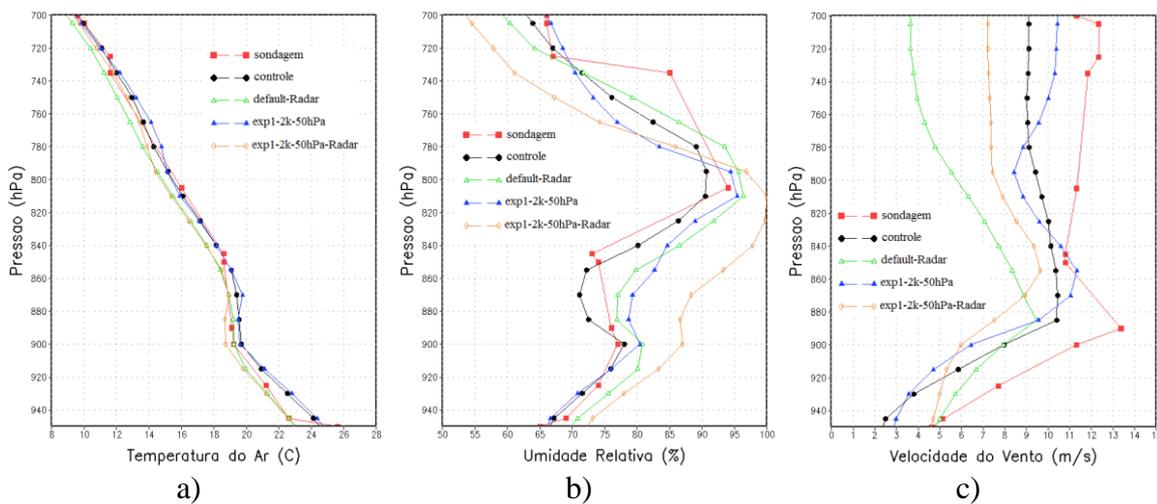
Foram plotados os perfis atmosféricos de temperatura do ar, umidade relativa e velocidade do vento para todas as rodadas realizadas neste estudo de caso nos pontos do modelo coincidentes com as sete estações meteorológicas utilizadas no presente estudo. Assim foram comparadas as saídas do modelo de 00, 12 e 24 horas de previsão com os perfis atmosféricos das radiossondagens existentes para estes três horários. Neste capítulo estão analisados resultados representativos de todas as simulações realizadas no presente estudo.

As figuras 5.32, 5.33 e 5.34 representam o perfil vertical previsto pelo modelo em baixos níveis (da superfície até 700 hPa) do ponto de grade coincidente com a

sondagem atmosférica da cidade de Londrina para o período de 1200 UTC de 07/11/2014 a 1200 UTC de 08/11/2014.

O perfil de temperatura do ar gerado pela análise do modelo para as 1200 UTC de 07/11/2014 (figura 5.32.a) demonstra que as rodadas sem assimilação de dados de Radar simularam melhor o valor da variável a superfície e acima de 840 hPa quando comparadas com dados da radiossondagem. Porém acima da superfície até 840 hPa, as rodadas Default-Radar e exp1-2k-50hPa-Radar apresentaram melhores resultados na representação do perfil de temperatura do ar observado. Quanto aos valores de umidade relativa simulados pelo modelo (figura 5.32.b), a rodada controle acompanhou melhor o comportamento do perfil observado pela radiossondagem. Também se observa que as rodadas default-Radar e exp1-2k-50hPa-Radar simularam o comportamento do perfil com valores mais elevados que as respectivas simulações realizadas sem assimilação de dados de Radar. Já em relação ao perfil de velocidade do vento (figura 5.32.c), todas as rodadas conseguiram simular o comportamento do perfil observado. Porém as rodadas Default-Radar e exp1-2k-50hPa-Radar representaram melhor os valores a superfície, apresentando valores subestimados logo acima.

Figura 5.32 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Londrina das 12UTC de 07/11/2014 com as análises da Temperatura do ar (a), Umidade relativa (b), Velocidade do vento (c).

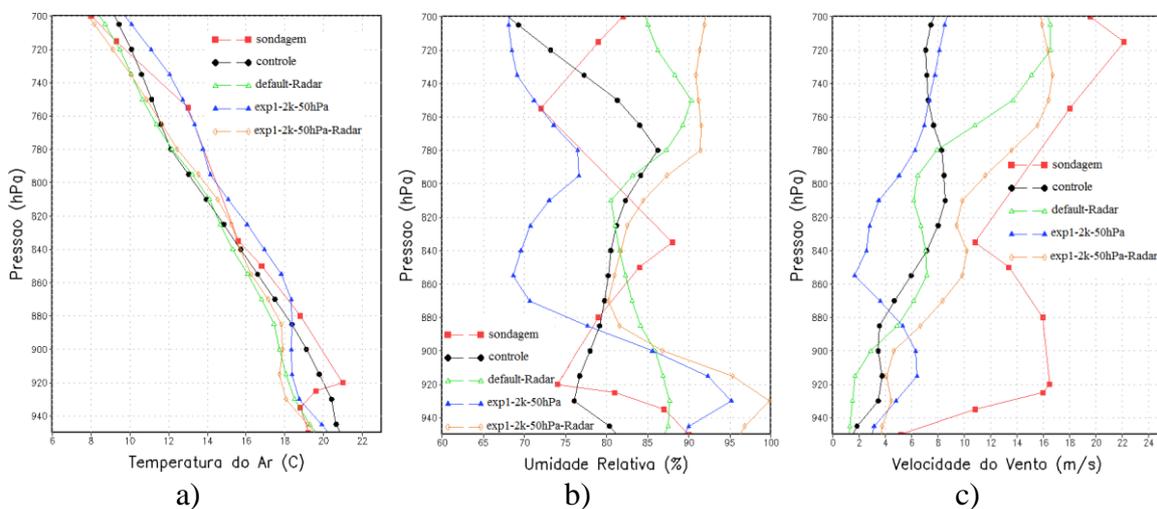


Fonte: Produção do autor.

Na previsão de 12 horas para o perfil de temperatura do ar (figura 5.33.a) nenhuma rodada foi capaz de prever a inversão térmica medida pela radiossondagem próximo a superfície, sendo que as rodadas default-Radar, exp1-2k-50hPa e exp1-2k-50hPa-Radar

previram uma leve tendência de inversão mais acima do observado. Também se observa que a rodada controle previu com valor superestimado a temperatura do ar a superfície. Para a previsão do perfil de umidade relativa (figura 5.33.b) observa-se que as rodadas realizadas com assimilação de dados de Radar superestimaram os valores medidos pela radiossonda da superfície a 890 hPa. Já em relação velocidade do vento (figura 5.33.c) todas as rodadas previram valores subestimados, sendo que a rodada exp1-2k-50hPa se aproximou mais do perfil observado pela radiossondagem.

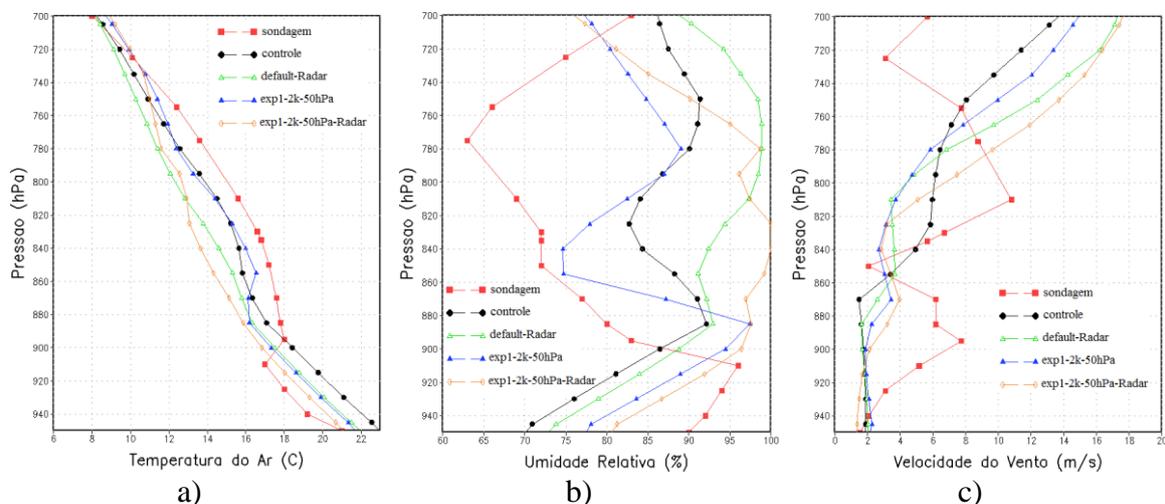
Figura 5.33 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Londrina das 00UTC de 08/11/2014 com as previsões de 12 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

A figura 5.34.a mostra a previsão do modelo de 24 horas para o perfil de temperatura do ar. Nela se observa que novamente a rodada Controle superestimou a temperatura do ar observada a superfície. Também se verifica na previsão da inversão térmica medida pela radiossonda, a rodada exp1-2k-50hPa apresentou melhores resultados. A tendência das rodadas com assimilação de dados de Radar prever o perfil de umidade com superestimação também é observada na previsão de 24 horas, como se verifica na figura 5.34.b. Analisando ainda o perfil de umidade, se verifica que a rodada exp1-2k-50hPa previu valores mais próximos ao observado. Quanto ao perfil de vento (figura 5.34.c), as rodadas não apresentaram variações significativas entre si, sendo que todas elas conseguiram representar o comportamento da variável, porém apresentando valores suavizados.

Figura 5.34 - Comparação do perfil vertical da superfície a 700hPa de Londrina das 12UTC de 08/11/2014 com as previsões de 24 horas da Temperatura do ar(a), Umidade relativa(b), Velocidade do vento(c).



Fonte: Produção do autor.

Para o caso em estudo, de acordo com os resultados apresentados, se observou que a rodada exp1-2k-50hPa apresentou melhores resultados para a maioria dos perfis analisados, confirmando os resultados encontrados na seção anterior. Resultado que converge com o estudo de Aligo et al. (2009) que concluíram que a adição de dois níveis próximos as superfície, alterou a simulação do vento e da temperatura do ar em baixos níveis, melhorando a habilidade do modelo em prever essas variáveis.

Também se pode afirmar que para o presente estudo de caso a adição de assimilação de dados dos radares de Cascavel e Assunção não melhorou o desempenho do modelo em prever o perfil atmosférico dos pontos de grade coincidentes com a localização das sondagens atmosféricas disponíveis. Também se verificou que a adição de assimilação de dados de Radar ocasionou uma superestimação dos perfis de umidade relativa, quando comparadas com as demais rodadas.

A tabela seguinte mostra os valores encontrados de MBE e RMSE para as previsões do Índice K para o presente estudo de caso, nos pontos de grade coincidentes com as radiossondagens entre 12 UTC de 07/11/2014 e 12 UTC de 08/11/2014. Analisando os valores encontrados verifica-se que a rodada exp1-2k-50hPa apresentou menor superestimação dos valores observados, indicado pelo menor valor encontrado para o

MBE. As rodadas controle e exp1-2k-50hPa apresentaram melhor desempenho de acordo com o valor encontrado para o RMSE, indicando uma menor magnitude nos erros dos valores simulados.

Os erros estatísticos calculados evidenciam que, para o presente estudo de caso, a assimilação de dados de Radar não melhorou a capacidade do modelo em prever os valores de Índice K. A tendência das rodadas default-Radar e exp1-2k-25hPa-Radar superestimarem os valores de umidade relativa do ar (demonstrado nas análises do perfis) podem explicar em parte, o pior desempenho das mesmas em prever o Índice K. Uma vez que os valores de umidade do ar em baixos e médios níveis são considerados para a obtenção do referido índice de instabilidade.

Tabela 5.5 – Erro de Viés (MBE) e Erro médio quadrático (RMSE) para os valores de Índice K simulados pelo modelo WRF para o período de 12 UTC de 07/11/2014 a 12 UTC de 08/11/2014.

Rodadas	MBE	RMSE
controle	3,664	6,999
default-Radar	4,705	9,598
exp1-2k-50hPa	3,052	7,011
exp1-2k-25hPa-Radar	3,570	9,282

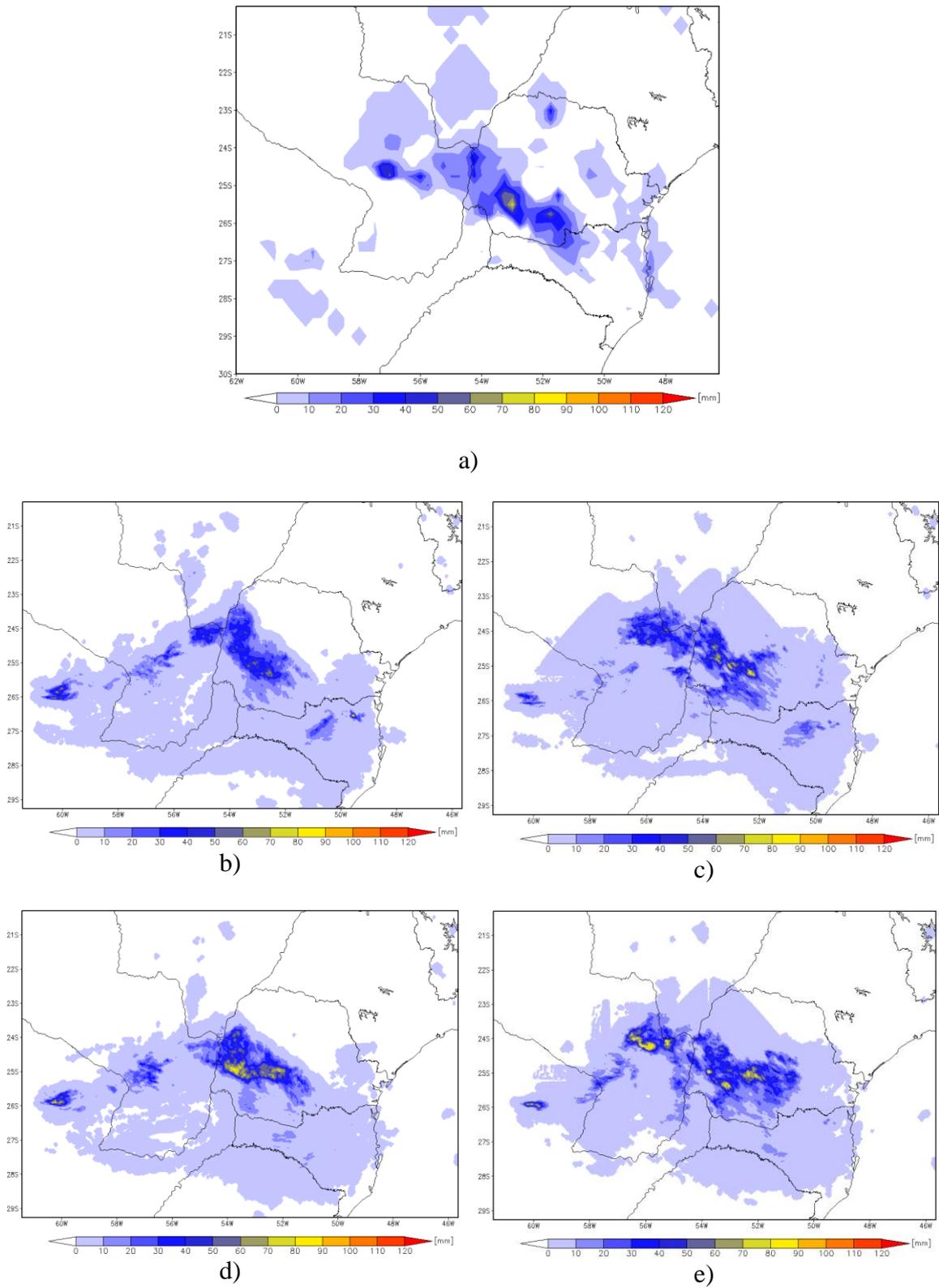
c) Avaliação do campo de precipitação.

A previsão de três horas de precipitação acumulada foi realizada para um intervalo de 24 horas, compreendendo o período de 1200UTC de 07/11/2014 a 1200UTC de 08/11/2014. As simulações foram então comparadas espacialmente com as estimativas de precipitação geradas pelo produto CoSch3.

A figura 5.35 apresenta os resultados obtidos pelas rodadas para a determinação dos campos de precipitação (posicionamento e intensidade) para o período de 12 a 15UTC do dia 07/11/2014. No campo gerado pelo produto CoSch3 (figura 5.35.a) se destaca um núcleo mais intenso de precipitação associado a ocorrência do CCM, localizado entre o estado do Paraná e o Paraguai, região de cobertura dos radares de Cascavel e Assunção. As simulações geradas, mostram que houve variações significativas no

posicionamento e intensidade desse núcleo de precipitação. As rodadas sem assimilação Radar (figuras 5.35.b e 5.35.d) previram de forma subestimada a precipitação mais intensa sobre o Paraguai, medida pelo CoSch3, sendo que a rodada Controle (figura 5.35.b) também apresentou valores subestimados para os valores ocorridos sobre estado do Paraná. A rodada exp1-2k-50hPa-Radar (figura 5.35.e) previu mais acertadamente o posicionamento do maior volume de precipitação associada a ocorrência do CCM, quando comparadas com os valores medidos pelo CoSch3. A mesma rodada também apresentou melhores resultados ao prever uma menor área de precipitação inexistente sobre a Argentina.

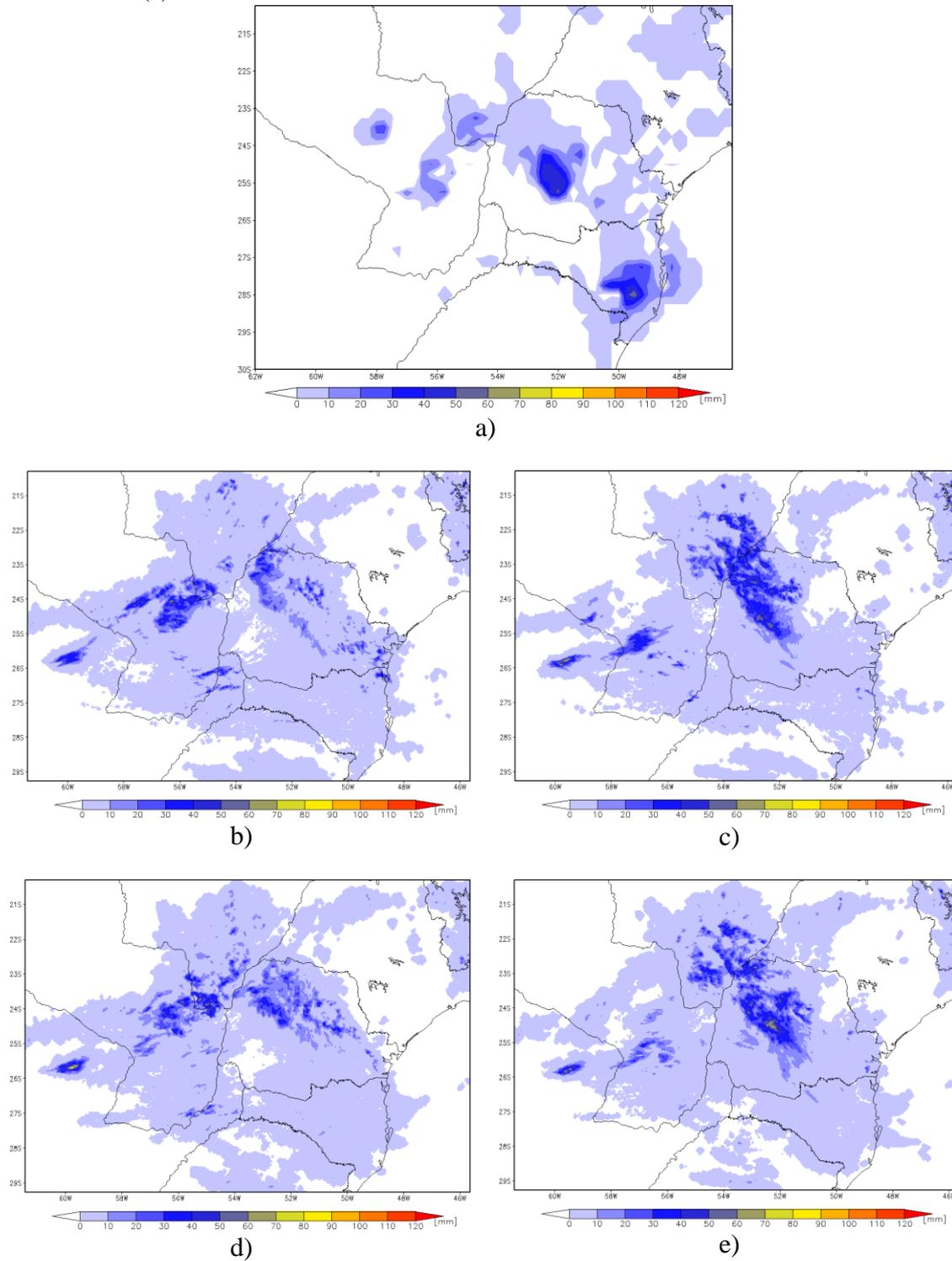
Figura 5.35 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 12 e 15UTC do dia 07/11/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o Controle (b), Default-Radar(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-50hPa-Radar (e).



Fonte: Produção do autor.

Na análise dos resultados das simulações para a previsão de precipitação do período de 15 a 18UTC do dia 07/11/2014 (figuras 5.36) fica mais evidente a subestimação gerada pela rodada Controle (figura 5.36.b) para os valores de precipitação acumulada sobre o estado do Paraná quando comparada com os resultados obtidos pelo CoSch3 (figura 5.36.a). Novamente a rodada exp1-2k-50hPa-Radar (figura 5.36.e) apresentou melhores resultados na previsão do posicionamento e intensidade desse núcleo de acumulado de precipitação. Também se observa que nenhuma rodada foi capaz de prever o núcleo de precipitação mais intensa medida pelo CoSch3 sobre o sudeste de Santa Catarina. Os resultados apresentados acima sugerem que a assimilação de dados dos radares de Cascavel e Assunção melhorou a capacidade do modelo em prever as áreas de previsão intensa sobre a área de cobertura dos mesmos.

Figura 5.36 - Comparativos da previsão de precipitação acumulada em 3 horas entre 15 e 18UTC do dia 07/11/2014. A estimativa do CoSch3 em (a), previsão do WRF para o Controle (b), Default-Radar(c), exp1-2k-50hPa(d) , exp1-2k-50hPa-Radar (e).



Fonte: Produção do autor.

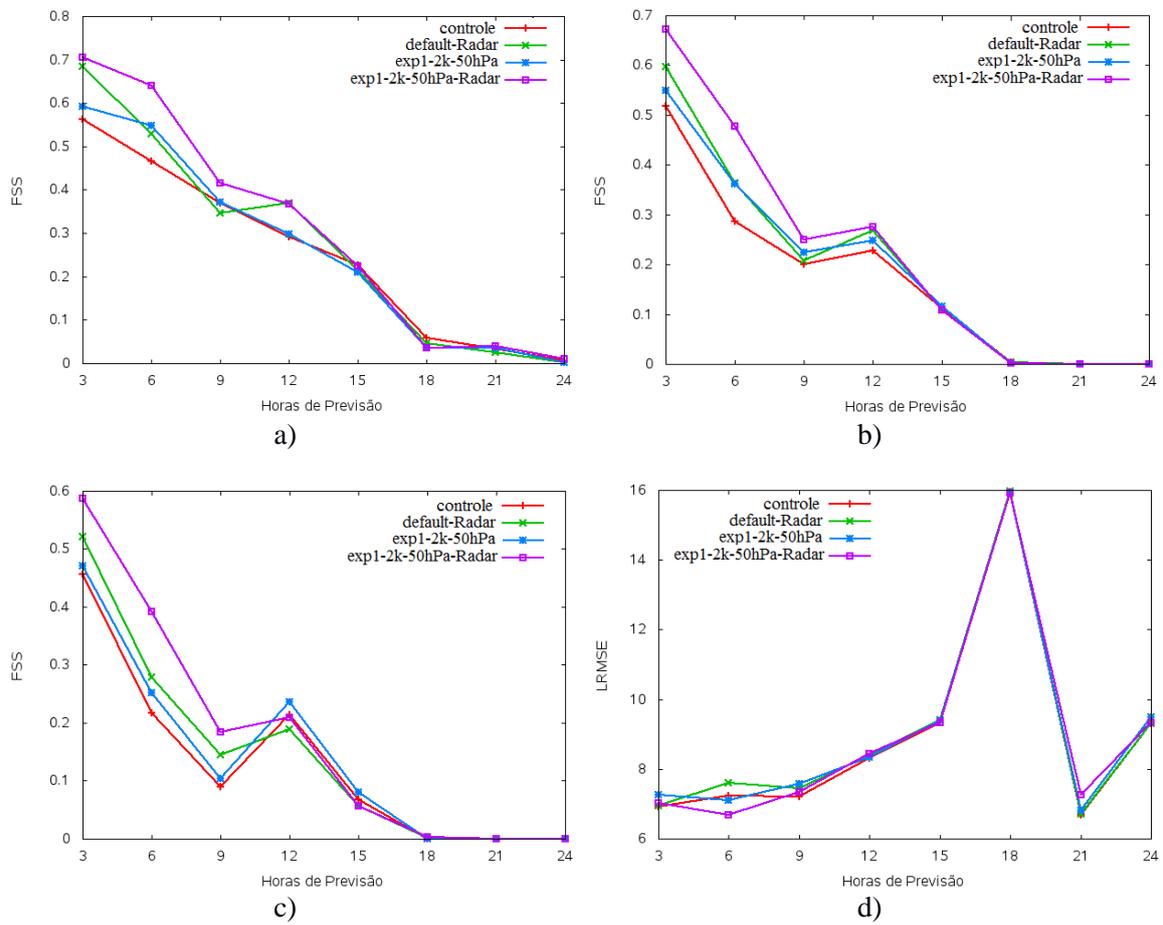
Na análise dos índices de FSS nos três limiares de precipitação (figura 5.37) encontrados para o estudo de caso em estudo fica evidente que nenhuma das rodadas foi capaz de prever o deslocamento do CCM que atingiu a região em estudo, uma vez que em todos os casos os índices tendem a valores próximos a zero a partir de 18 horas de previsão. Também fica evidente pelos valores encontrados para o LRMSE (figura 5.37.d) que a partir de 9 horas as rodadas não apresentaram mudanças significativas quanto à previsão da magnitude do volume de precipitação acumulado.

Já ao se analisar as 12 primeiras horas de previsão para esse estudo de caso, dois resultados ficam evidentes:

- A melhor definição dos níveis verticais em baixos níveis melhorou a capacidade do modelo em prever o posicionamento dos núcleos de acumulado de precipitação, uma vez que, independente do limiar de precipitação, o FSS (figuras 5.37.a, 5.37.b e 5.37.c) calculado para a rodada exp1-2k-50hPa foi maior que o valor encontrado para a rodada Default. Resultado confirmado por Aligo et. al (2009), que demonstrou em seu estudo que ao adicionar dois níveis próximo a superfície na resolução vertical de 31 níveis, melhorou a capacidade do modelo em prever a localização do campo de precipitação;
- A adição de Assimilação de dados dos radares de Cascavel e Assunção aumentou consideravelmente a previsibilidade da ocorrência de precipitação. Os valores encontrados para o índice FSS nos limiares de precipitação de 1, 5 e 10 mm foram sistematicamente maiores para as rodadas realizadas com assimilação de dados dos dois radares. Resultado ratificado pelo estudo de Wang et al. (2013), que também obtiveram melhoras significativas na habilidade do modelo em prever o campo de precipitação para a previsão de curto prazo (7 horas) ao realizar a assimilação de dados de refletividade de seis radares.

Os dois resultados acima combinados gerou uma melhoria significativa na previsibilidade do campo de precipitação. A simulação exp1-2k-50hPa-Radar obteve valores de FSS constantemente maiores que as demais, evidenciando que a rodada realizada com uma maior definição vertical em baixos níveis e com assimilação de dados de Radar melhorou consideravelmente a capacidade do modelo em prever o campo de precipitação.

Figura 5.37 - Avaliação dos índices para previsão de precipitação entre 12UTC de 07/11/2014 e 12UTC de 08/11/2014. FSS (1mm/10km)(a), FSS (5mm/10km)(b), FSS (10mm/10km)(c) e LRMSE(d).



Fonte: Produção do autor.

6. CONCLUSÕES

O presente trabalho teve por objetivo realizar um estudo sobre possíveis impactos de diferentes resoluções verticais nas simulações geradas pelo modelo WRF, com principal enfoque ao aumento de níveis verticais na CLP e na elevação da fronteira superior do modelo. Para tanto, dividiu-se o estudo em três partes. A primeira consistiu em avaliar o campo de precipitação acumulada gerado pelo modelo nas diferentes distribuições de níveis estudadas, buscando uma melhoria na previsão do campo observado pelo produto CoSch3. Posteriormente foi avaliado o impacto causado pelas mudanças na discretização vertical no WRF, comparando o perfil atmosférico gerado pelo modelo com as sondagens atmosféricas disponíveis na área de estudo. Por último foi realizado um estudo de caso, onde se investigou o impacto causado pela assimilação de dados dos radares de Cascavel e Assunção nas simulações realizadas com a resolução vertical que obteve melhores resultados nas duas análises anteriores.

Quanto à análise do perfil vertical gerado pelo modelo, se chegou à conclusão que o aumento da resolução vertical em baixos níveis melhorou a capacidade do modelo em simular o perfil atmosférico observado pelas radiossondagens disponíveis. Nos casos analisados, a melhor definição em baixos níveis favoreceu a previsão de processos observados na CLP, como inversões térmicas, mudanças significativas no perfil de umidade e variações na velocidade do vento. Tais processos causam alterações na iniciação convectiva, influenciando no fluxo turbulento e fluxo na camada superficial. Já na análise do perfil atmosférico em médios e altos níveis, as simulações realizadas não apresentaram mudanças significativas entre si, com todas as rodadas convergindo para valores muito próximos. Assim dentre todas as simulações realizadas, a que obteve melhores resultados foi à realizada com melhor definição na CLP (da superfície a 2000m de altura) e sem expansão da fronteira superior do modelo. Na avaliação do Índice K simulado pelo modelo, os parâmetros estatísticos calculados confirmaram os resultados obtidos na análise dos perfis atmosféricos, com a rodada realizada com maior definição na CLP e com a fronteira superior do modelo em 50 hPa apresentando melhores resultados.

Na análise dos campos de precipitação gerados pelo modelo, conclui-se que as rodadas realizadas com maior resolução em baixos níveis conseguiu uma leve melhora na previsão do posicionamento dos núcleos de acumulado de precipitação para a maioria

dos casos. Porém não houve mudanças significativas na previsão da magnitude do acumulado de precipitação medido pelo CoSch3 e na previsão do deslocamento dos sistemas precipitantes. O ganho na previsão da precipitação não foi tão significativo como à observada nas simulações dos perfis atmosféricos devido ao fato de sua previsibilidade estar associada a fatores como: comportamento episódico, ou seja, altamente variável no espaço e no tempo; descontinuidade espacial e temporal; influência da topografia e a circulação local; e imprecisão nas parametrizações convectivas e de microfísica. Dentre todas as simulações realizadas, novamente a que obteve melhores resultados foi à realizada com melhor definição na CLP (da superfície a 2000m de altura) e sem expansão da fronteira superior.

Quanto à adição de assimilação de dados dos radares de Cascavel e Assunção pode-se concluir que, para o estudo de caso apresentado, o resultado foi parcialmente satisfatório. A rodada realizada com esse procedimento e com maior resolução em baixos níveis melhorou a capacidade do modelo em prever a localização dos campos de precipitação mais intensa nas primeiras doze horas de previsão. Porém, quanto à análise dos perfis atmosféricos gerados pelo modelo, pode-se concluir que as rodadas realizadas com assimilação de dados de radar não melhoram a capacidade do modelo em prever os perfis das variáveis nos pontos de grade coincidentes com as sondagens disponíveis. Essa afirmação foi confirmada pela análise dos erros estatísticos calculados para a previsão do Índice K, onde as rodadas realizadas com assimilação de dados dos radares de Cascavel e Assunção apresentaram maiores erros.

Como continuidade para este estudo e recomendações para futuros trabalhos podem ser considerados:

- Realizar testes com diversas configurações de spinup, com o objetivo de ajustar a influência da escala sinótica em modelos de mesoescala, buscando assim corrigir os erros de grande escala;
- Como no presente estudo a assimilação de dados de Radar foi feita para um estudo de caso apenas, realizar mais testes adicionando dados de outros radares meteorológicos e com um número maior de simulações;

- Testar diferentes combinações de parametrizações de camada limite planetária e de microfísica de nuvens. Uma vez que estas tem grande influência nas variáveis analisadas no presente estudo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHRENS, C. D. **Essentials of meteorology: an invitation of atmospheric**. 3. ed. Hammond: Owlsbooks, 2007. p.110- 140.
- ALIGO, E.A.; GALLUS, W.A. **On the impact of WRF model vertical grid resolution on midwest summer rainfall forecasts**. Ames, Iowa: Department of Geological and Atmospheric Sciences, Iowa State University, 2009., v.24, p. 575-594.
- AMERICAN METEOROLOGICAL SOCIETY, cited 2014: Glossary of Meteorology. [Disponível em: <<http://glossary.ametsoc.org/wiki>>
- ANDRADE, K.; CAVALCANTI, I. F. A. Climatologia dos sistemas frontais e padrões de comportamento para o verão na América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 13., 2004, Fortaleza. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMET, 2004.
- ARAUJO, A. N.; GUETTER, A. K. Validação da chuva estimada por satélite “CMORPH” na modelagem hidrológica do Alto Iguaçu. RBRH — **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 12, n. 3, p. 189-198, 2007.
- BERGERON, T. Uber die dreidimensional verkniipfende Wetteranalyse I. **Geofys. Publikasjoner**, v. 5, n. 6, p.1-111, 1928.
- BONNEIR, W.D.; ESBENSEN, S.; GREENBERG, R. Kinematics of the low level jet. **Journal of Climate and Applied Meteorology**, v.7, n.3, p.339 – 347, 1968.
- BROOKS, H. E.; DOSWELL, C. A.; KAY, M. P. Climatological estimates of local daily tornado probability for the United States. **Wea. Forecasting**, 18, 626–640, 2003.
- BROWNING, K. A. Conceptual models of precipitation systems. **Meteorological Magazine**, Bracknell. Eng., v.114, n.1359, p. 293-319, 1985.
- BROWNING, K. A. Conceptual models of precipitation systems. **Weather Forecast.**, v.1, p. 23–41, 1986.
- CALVETTI, L.; BENETI, C.; ZANDONÁ, C. W. Sistema integrado de análise e visualização de dados de radar meteorológico Doppler. In: CONGRESSO

BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 12., 2002, Foz do Iguaçu, PR. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2002.

CARVALHO, D. J. S. **Optimização do modelo numérico de previsão do tempo WRF no contexto de previsão e produção de energia eólica.** 2009. 60 p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia e Oceanografia Física) - Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal, 2009.

CAVALCANTI, I.F.A.; COURA DA SILVA, L.H.R. **Identificação de sistemas frontais em uma simulação de 10 anos com o modelo de Circulação Geral da Atmosfera CPTEC/COLA na Região Sul e Sudeste do Brasil.** Cachoeira Paulista: Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, (Relatório PIBIC/CNPq/INPE), 2002.

CAVALCANTI, I. F. A.; FERREIRA, N. J. DIAS, M. A. F.; JUSTI, M. G. A. **Tempo e clima no Brasil.** São Paulo: Oficina de Textos, 2009.

CHAVES, R.R.; SATYAMURTY, P. Estudo das condições regionais associadas a um evento de forte ZCAS em Janeiro de 2003. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.19, n.1, 89-98, 2006.

COLLE, B. A.; MASS, C. F. The 5–9 February 1996 flooding event over the Pacific Northwest: sensitivity studies and evaluation of the MM5 precipitation forecasts. **Mon. Wea. Rev.**, v.128, p, 593–617, 2000.

COTTON, W. R.; ANTHES, R. A. **Storm and cloud dynamics.** Academic Press, 1989. v. 44. International Geophysical Series,

CUSTÓDIO, M.A.M.; HERDIES, D.L. O jato de baixos níveis a leste da Cordilheira dos Andes - um estudo de caso. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 7., 1994, Belo Horizonte. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1994.

DERECZYNSKY, C. P. **Estudo de caso de uma nuvem vírgula invertida e a subsequente ocorrência de ventos na Bacia de Campos, São Paulo.** Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 1995.

DONE, J.; DAVIS, C. A.; WEISMAN M. L. The next generation of NWP: explicit forecasts of convection using the Weather Research and Forecast (WRF) model. **Atmos. Sci. Lett.**, v. 5, p. 110–117, 2004.

DRUMOND, A.; NIETO, R.; GIMENO, L.; AMBRIZZI, T. A Lagrangian identification of major sources of moisture over Central Brazil and La Plata Basin, **Journal of Geophysical Research**, 113, D14128, 2008.

DURKEE, J. D.; MOTE, T.L.; SHEPHERD, J. M. The contribution of mesoscale convective complexes to rainfall across subtropical South America. **Journal of Climate**, v. 22, n. 17, p. 4590-4605, 2009.

FALCK, A. S.; MAGGIONI, V.; TOMASELLA, J.; VILA, D. A.; DINIZ, F. L. R. Propagation of satellite precipitation uncertainties through a distributed hydrologic model: a case study in the Tocantins-Araguaia basin in Brazil. **Journal of Hydrology**, v. 527, p. 943-957, 2015.

FERREIRA, R. **Estudo de sistemas convectivos de mesoescala com uso de assimilação de dados de radar**. 2016. 152 p. IBI: <8JMKD3MGP3W34P/3L59FBP>. (sid.inpe.br/mtc-m21b/2016/02.05.13.11-TDI). Dissertação (Mestrado) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil. 2016. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3L59FBP>>.

FIGUEROA, S. N.; NOBRE, C. Precipitation distribution over central and western tropical South America. **Climanálise**, v. 5, p. 36-45, 1990.

FISCH, G. Características do perfil vertical do vento no Centro de Lançamento de foguetes de Alcântara (CLA). **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 14, n. 1, p. 11-21, 1999.

FRISCH, U. **Turbulence**. Cambridge: Cambridge University Press, 1995.

GEORGE.J.J. **Weather forecasting for aeronautics**. Academic press, 1960. 673p.

GRIMM, A. M.; PAL, J.; GIORGI, F. Connection between spring conditions and peak summer monsoon rainfall in South America: role of soil moisture, surface temperature, and topography in eastern Brazil. **Journal of Climate**, v. 20, p. 5929-5945, 2007.

GRIMM, A. M. Interannual climate variability in South America: impacts on seasonal precipitation, extreme events and possible effects of climate change. **Stochastic Environmental Research and Risk Assessment**. v. 25, n. 4, p. 537-554, DOI: 10.1007/s00477-010-0420-1, 2011.

HARROLD, I. W.; BROWNING, K. A. The polar Reed, R. I. 1979. Cyclogenesis in polar airstreams. low as a baroclinic disturbance. **Quart. J. Roy. Met. Mon. Weather Rev.** 107, 38-52. Soc. 95, 710-723, 1969.

HERDIES, D. L.; DA SILVA A.; SILVA DIAS M.A.F.; FERREIRA R.N. The moisture budget of the bimodal pattern of the summer circulation over South America. **Journal of Geophysical Research**, Washington-DC, v. 107, n. D20, p. 42-1-42-10, 2002.

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

HOUZE, R.A. Observed structure of mesoscale convective systems and implications for largescale heating. **Quart. J. Roy. Meteor. Soc.**, v.115, p. 425-461, 1989.

JEGEDE, O. O.; FOKEN, T.H. A Study of the internal boundary layer due to a roughness change in neutral conditions observed during the LINEX field campaigns. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 62, p. 31-41, 1998.

JONES, C.; CARVALHO, L. M. V. Active and break phases in the South American monsoon system. **Journal of Climate**, v.15, p.905-914, 2002.

JOLLIFEE, I. T.; STEPHENSON, D. **Forecast Verification**. John Wiley & Sons Ltd. 2003. 240p.

JOYCE, R. J.; JANOWIAK, J. E.; ARKIN, P. A.; XIE, P. CMORPH: A method that produces global precipitation estimates from passive microwave and infrared data at high spatial and temporal resolution. **Journal of Hydrometeorology**, v.5, p. 487-503, 2004.

KAIMAL, J. C.; WYNGAARD, J. C.; HAUGEN, D. A.; COT, O. R.; IZUMI, Y.; CAUGHEY, S. J.; READINGS, C. J. Turbulence structure in the convective boundary layer. **J. Atmos. Sci.** v. 33, p. 2152-2169, 1976.

- KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. Cambridge University Press, 2003.
- KIMBALL, S. K.; DOUGHERTY, F. C. The sensitivity of idealized hurricane structure and development to the distribution of vertical levels in MM5. **Mon. Wea. Rev.**, v. 134, p. 1987–2008, 2006.
- KOUSKY, V.; CAVALCANTI, I. F. A. Eventos oscilação Sul - El Niño: características, evolução e anomalias de precipitação. **Ciência e Cultura**, v. 36, n. 11, 1888-1899, 1984.
- LEMOS, C.F.; CALBETE, N. O. Sistemas frontais que atuaram no litoral de 1987-1995. **Climanálise**, Edição comemorativa 10 anos, (INPE-10717- PRE/6178), 1996.
- LIM, K. S. S; HONG, S. Y. Development of an effective doublemoment cloud microphysics scheme with prognostic cloud condensation nuclei (CCN) for weather and climate models. **Monthly weather review**, v. 138, n. 5, p. 15871612, 2010.
- LIMA, J. S. **Aspectos climáticos da região metropolitana de Porto Alegre**. Porto Alegre: Instituto de Proteção ao Voo. Ministério da Aeronáutica, 1985. 54 p.
- LIMA, D., R.O. **Diagnóstico de chuvas e previsão meteorológica para a Bacia Hidrográfica do Rio Manso**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - COPPE-UFRJ. Rio de Janeiro, 2005.
- LIN, Y. Tornado dynamics. In: LIN, Y.-L. **Mesoscale dynamics**. 3. ed. Cambridge: Cambridge, 2007. p. 309–321.
- LIN, C. et al. Precipitation forecast skill of numerical weather prediction models and radar nowcasts. **Geophysical Research Letters**, v. 32, n. 14, 2005.
- LUNA, T.; ROCHA, A.; CARVALHO, A.; FERREIRA, J.; SOUSA, J. Modelling the extreme precipitation event over Madeira Island on 20 February 2010. **Nat. Hazard. Earth. Sys.**, v. 11, p. 2437–2452, 2011.
- LYONS, W. A.; TREMBACK, C. J.; PIELKE, R. A. Applications of the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) to provide input to photochemical grid models

for the Lake Michigan Ozone Study (LMOS). **Journal of Applied Meteorology**, v. 34, n. 8, p. 1762 - 1786, 1995.

MACEDO, L. R. **O impacto do uso da técnica de assimilação de dados 3DVAR nos prognósticos do modelo WRF**. 2014. Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), 2014.

MACHADO, L.A.T.; ROSSOW, W.B.; GUEDES, R.L.; WALKER, A.W. Life cycle variations of mesoscale convective systems over the Americas. **Monthly Weather Review**, v.126, p. 1630–1654, 1998.

MADDOX, R. A. Mesoscale convective complexes. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v. 61, n. 11, p. 1374-1387, 1980.

MARCELINO, I. P. V. D. O. **Análise de episódios de tornado em Santa Catarina: caracterização sinótica e mineração de dados**. 2003. 222 p. (INPE-12145-TDI/969). Dissertação (Mestrado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/jeferson/2003/08.19.09.24>>.

MARENGO, J.A.; SOARES, W.R.; NICOLINI, M.; SAULO, C. Climatology of low-level jet East of the Andes as derived from the NCEP-NCAR reanalyses: characteristics and temporal variability. **Journal of Climate**, v.17, n.12, p.2261-2280, 2004.

MARKOWSKI, P. M.; RICHARDSON, Y. P. Tornadogenesis: Our current understanding, forecasting considerations, and question to guide future research. **Atmospheric Research**, v. 93, p. 3–10 2009.

MARTIUS, O.; POLVANI, L.M.; DAVIES, H.C. Blocking precursors to stratospheric sudden warming events. **Geophys. Res. Lett.**, v. 36, n. 14, L14805, 2009.

MATTOS, L.F. **O papel de formação horizontal na frontogênese na região sul brasileira**. 1987. 118p. (INPE-4469-TDL/322). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1987. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HettM>>.

MASS, C. F. Synoptical frontal analysis: time for a reassessment? **Bull. Am. Meteorol. Soc.**, v. 72, n. 3, p. 348-363, 1991.

MASS, C. F.; OVENS D.; WESTRICK K.; COLLE B. A. Does increasing horizontal resolution produce better forecasts? The results of two years of real-time numerical weather prediction over the Pacific Northwest. **Bull. Amer. Meteor. Soc.**, v. 83, P. 407–430, 2002.

MENDONÇA, R.W.B. **Estudo das trocas horizontais e verticais durante episódios de ZCAS: influência da resolução das análises e dos modelos e de parametrização de convecção**. 2005. 206 p. (INPE-14213-TDI/1114). Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/08.24.18.43>>.

MOREIRA, P.D.; TUCHTENHAGEM, P.N. **Relação entre índices de instabilidade e ocorrência de convecção em Uruguaiana**. Pelotas, RS, 2008.

MOTA, G. V. **Characteristics of rainfall and precipitation features defined by the tropical rainfall measuring mission over South America**. 2003. 201f. Tese (Doutorado em Meteorologia) - University of Utah, Utah, 2003.

NASCIMENTO, E. L. Previsão de tempestades severas utilizando-se parâmetros convectivos de modelos de mesoescala: Uma estratégia operacional adotável no Brasil- **Revista Brasileira de Meteorologia**, v.20, n.1, p.121-140, 2005.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil**. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística, 1989. 421p.

NOBRE, C. Ainda sobre a Zona de Convergência do Atlântico Sul: a importância do Oceano Atlântico. **Climanálise**, v. 3, n. 4, p. 30-35, abr. 1988.

NÓBREGA, R. S.; SOUZA, E. P.; GALVÍNCIO, J. D. Análise da Estimativa de Precipitação do TRMM em uma Sub-bacia da Amazônia Ocidental. **Revista de Geografia**, Recife, v. 25, n. 1, 2008.

NOGUEIRA, J. H. A. **Sensibilidade da precipitação simulada na região do Centro de Lançamento de Alcântara a esquemas de convecção explícita: estudos de caso**. 2010. 154 p. IBI: <8JMKD3MGP8W/37AUJDB>. (sid.inpe.br/mtc-m18@80/2010/04.13.16.18-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto

Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2010. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/37AUJDB>>. .

NOLAN, D. S.; ZHANG, J. A.; STERN, D. P. Evaluation of planetary boundary layer parameterizations in tropical cyclones by comparison of in situ observations and high resolution simulations of hurricane Isabel (2003). Part I: initialization, maximum winds, and the outer-core boundary layer. **Monthly Weather Review**, v. 137, n.11, p. 3651-3674, 2009.

NOWOSAD, A. G. **Novas abordagens em assimilação de dados meteorológicos**. 2001. 120 p. IBI: <6qtX3pFwXQZ3P8SECKy/Bquu3>. (INPE-8481-TDI/779). Tese (Doutorado em Computação Aplicada) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE , São José dos Campos. 2001. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZ3P8SECKy/Bquu3>>.

OLIVEIRA, A. S. **Interações entre sistemas frontais na América do Sul e convecção na Amazônia**. 1986. 134p. (INPE-4008-TDL/239). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 1986. Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HetLL>>.

OLIVEIRA, L.L.; VIANELLO, R.L.; FERREIRA, N.J. **Meteorologia Fundamental**. Erichim, RS: EDIFAPES, 432 p, 2001.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. Bulletin of the **American Meteorological Society**, v.56, n. 5, p. 527-530, 1975.

PARRISH, D. F.; DERBER, J. C. The National Meteorological Center's spectral statistical-interpolation analysis system. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 8, p. 1747-1763, 1992.

PELLEGRINI, C. C.; CERQUEIRA, S. A. A. G.; SILVA, A. F. G. Algumas características da ilha térmica urbana da Região Metropolitana de Belo Horizonte. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., 2008, São Paulo, SP. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 2008.

PETTERSEN, S. **Weather analysis and forecasting**. New York: McGraw-Hill, v.1, 498p, 1956.

PEZZI, L.P.; CAVALANTI, I. F. A. O jato subtropical sobre a América do Sul no período de 1980 a 1989. CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 8., 1994, Belo Horizonte. **Anais...** Rio de Janeiro: SBMet, 1994. v. 2, p. 148 - 151. (INPE-12485-PRE/7787).

QUADRO, M. F. L. **Estudo de episódios de Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) sobre a América do Sul.** 1993. 124 p. (INPE-6341-TDI/593). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – INPE, São José dos Campos, Disponível em: <<http://urlib.net/6qtX3pFwXQZGivnJSY/HgN7e>>..

QUADRO, M.F.L.; MACHADO, L.H.R.; CALBETE, S.; BATISTA, N.N.M.; SAMPAIO, G. Climatologia de precipitação e temperatura. **Climanálise**, Edição comemorativa 10 anos, (INPE-10717-PRE/6178), 1996.

REBOITA, M.S.; GAN, M. A.; DA ROCHA, R. P.; AMBRIZZI, T. Regimes de Precipitação na América do Sul: Uma Revisão Bibliográfica. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 25, n. 2, p.185-204, 2010.

REED, R. J. Cyclogenesis in polar air streams. **Mon. Wea. Rev.**, v.107, p. 38-52, 1979.

RIEHL, H. **Jet Streams of the Atmosphere.** Colorado State University, 1969. 117p. Tech. Paper n° 32.

SANCHES, M.B.; SILVA DIAS, M.A.F. Análise Sinótica de Verão: A Influência da Zona de Convergência do Atlântico Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 9., 1996, Campos do Jordão. **Anais Eletrônicos...** Rio de Janeiro: SBMet, 1996.

SATYAMURTY, P.; MATTOS, L.F. Climatological lower tropospheric frontogenesis in the midlatitudes due to horizontal deformation and divergence. **Monthly Weather Review**, v.117, n. 6, p. 1355-1364, June 1989.

SATYAMURTY, P.; NOBRE, C. A.; SILVA-DIAS, P. L. Meteorology of the Southern Hemisphere. In: **Meteorological monographs.** [S.l.]: American Meteorological Society. Boston, MS, p. 119–139, 1998.

SILVA, A.E. **Variabilidade da circulação e umidade no regime de monção da América do Sul**. Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Astronômico e Geofísico, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2009.

SILVA DIAS, M. A. F. **Mesoscale weather systems** – South American phenomena. Presented at the 40th Session of the Executive Council World Meteorological Organization. Geneva, 14 June, 1988.

SILVA DIAS, V. **Análise para os índices de instabilidade para previsão de formações convectivas severas para a região do aeródromo do Galeão**. Rio de Janeiro, RJ, 2008.

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**. National Center for Atmospheric Research, 2008. 125 p. NCAR Technical Note.

STANSKI, H.R.; WILSON, L.J.; BURROWS, W.R. **Survey of common verification statistics in meteorology**. Ontario, Canada: WMO, 1989. 114p. WMO/TD n. 358.

STENGEL, R. **Optimal control and estimation**. Dover Publications, 1994.

STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology**. Boston: Kluwer Academic Publishers, 1988. 637p.

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

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

VELASCO, I.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective complexes in the Americas. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres (1984–2012)**, v. 92, n. D8, p. 9591-9613, 1987.

VENDRASCO, E. P. Impacto da assimilação de dados de radar na previsão de curto prazo /**The impact of radar data assimilation in the short-range forecast**. 2015. 208 p. IBI: <8JMKD3MGP8W/3JDJQU2>. (sid.inpe.br/mtc-m18/2015/04.30.17.42-TDI). Tese (Doutorado em Meteorologia) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, SP, Brasil. 2015. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP8W/3JDJQU2>>.

VIANELLO, R.L.; ALVES, A.R. **Meteorologia básica e aplicações**. Viçosa – MG. Imprensa Universitária, 449p, 1991.

XIAO, Q.; SUN, J. Multiple-radar data assimilation and short-range quantitative precipitation forecasting of a squall line observed during IHOP 2002. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 10, p. 3381-3404, 2007.

ZHANG, D.L.; WANG X. Dependence of hurricane intensity and structure on vertical resolution and time-step size. **Adv. Atmos. Sci.**, v. 20, p. 711–725, 2003.

WALLACE, M. J.; HOBBS, P.V. **Atmospheric Sciences: an introduction survey**. Academic Press, 1977. p.467.

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.

WEISMAN, M. L.; DAVIS, C. A.; WANG, W.; MANNING, K. W.; KLEMP, J. B. Experiences with 0–36-h explicit convective forecasts with the WRF-ARW Model. **Wea. Forecasting**, v. 23, p. 407–437, 2008.