

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CENTRO ESTADUAL DE PESQUISAS EM SENSORIAMENTO REMOTO E
METEOROLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM SENSORIAMENTO REMOTO

LUANA RIBEIRO MACEDO

**O IMPACTO DO USO DA TÉCNICA DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS
3DVAR NOS PROGNÓSTICOS DO MODELO WRF.**

Porto Alegre, RS, Brasil.

2014

LUANA RIBEIRO MACEDO

**O IMPACTO DO USO DA TÉCNICA DE ASSIMILAÇÃO DE DADOS
3DVAR NOS PROGNÓSTICOS DO MODELO WRF.**

Dissertação apresentada como um
Dos requisitos para a obtenção do
Grau de Mestre em Sensoriamento
Remoto, área de concentração em
Sensoriamento Remoto aplicado a
Meteorologia.

Orientadora: Prof^a. Dra Rita de Cássia Marques Alves.

Co-orientador: Prof. Dr. Yoshihiro Yamasaki (UFPEL)

Porto Alegre, RS, Brasil.

2014

Dedicatória

Para minha mãe, Elizete Ribeiro Macedo.

AGRADECIMENTOS

Agradeço a Deus por me dar sabedoria e força para chegar até aqui e concluir esta etapa na minha vida.

Ao inestimável Dr. Yoshihiro Yamasaki, pela incansável orientação durante a graduação e o mestrado. Pela amizade, apoio, incentivo, pelo conhecimento transmitido e por seus conselhos ao longo desses anos que são de grande valia para mim.

A minha mãe que sempre priorizou a minha educação em todos os momentos, pelo seu esforço, dedicação, compreensão e amor.

A minha amada Dinda Nair Spiering (in memorian) pelo incentivo, amor, carinho e pelos valiosos conselhos.

A minha irmã por me incentivar a seguir em frente pelo amor e amizade que sempre demonstrou por mim.

A Dra. Rita de Cássia Marques Alves pelo seu otimismo contagiante, pela confiança e incentivo prestados a mim. Fazendo-me acreditar que as dificuldades seriam vencidas com a minha dedicação e trabalho.

Aos colegas do Laboratório de Meteorologia e Qualidade do Ar pelo apoio e companheirismo diário em especial ao Gabriel Bonow Munchown que sempre se prontificou em ajudar quando solicitado.

A todos os meus amigos pelo carinho, compreensão e força em especial para Inajara Macedo, Vanessa Arruda que durante esses dois anos partilharam comigo os momentos de alegrias e aflições, pelo apoio e amizade.

Aos colegas do Centro de Previsão e Pesquisas Meteorológicas em especial a Eliane Alves pela ajuda sempre que solicitada e ao amigo João Basso pelos momentos de descontração e pelo incentivo.

Ao Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) e as inúmeras Organizações e Instituições Nacionais e do Exterior (UCAR/NOAA/NCEP/INPE/DCEA) por ter proporcionado o acesso ao banco de dados.

A coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo provimento da bolsa de estudo.

Ao programa de Pós – Graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul por viabilizar a realização deste trabalho.

Muito Obrigada!

*“A mente que se abre a uma nova ideia
jamais voltará ao seu tamanho original”.*

Albert Einstein

Resumo

O uso da técnica de assimilação de dados meteorológicos é extremamente importante para a correção de imprecisões nos dados que compõem as condições iniciais e de fronteira dos modelos de previsão do tempo. Neste trabalho, faz-se uso da técnica de assimilação de dados 3DVAR contida no modelo de mesoescala WRF (*Weather Research and Forecasting*), o objetivo principal do trabalho é analisar o impacto da assimilação de dados meteorológicos de diversas fontes de dados (GTS – Sistema Global de Telecomunicações, estações automáticas, dados radar) no modelo WRF. Para analisar a consistência da assimilação de dados no WRF verificou-se a diferença entre a análise com e sem assimilação de dados. Confirmando a consistência da mesma, foram realizados os procedimentos necessários para gerar os prognósticos com assimilação de dados para cada caso individualmente. Os experimentos com assimilação de dados foram realizados para cada tipo de dado e em conjunto, possibilitando assim fazer uma análise do impacto que cada dado tem na previsão. Os resultados foram comparados entre si espacialmente utilizando dados do modelo global GFS (*Global Forecast System*) e satélite da Missão de Medida da Chuva Tropical (TRMM). A variável da precipitação acumulada foi comparada e validada espacialmente com os dados do TRMM, constatou-se para o caso do mês de janeiro uma superestimação dos valores acumulados para algumas regiões e para o caso do mês de abril uma subestimação, isso se deve ao fato da frequência temporal dos dados do satélite TRMM, pois provavelmente elas não foram compatíveis com o horário das precipitações. Quando comparado com o volume de chuva pontual com os dados da estação automática a maioria dos processamentos mostrou-se eficaz. Também no estudo de caso ocorrido no mês de janeiro a inserção de dados assimilados possibilitou uma melhora na intensidade e localização da célula convectiva. As variáveis da temperatura e do vento foram comparadas espacialmente com as análises do modelo GFS. A variável da temperatura ora apresentou valores superiores, ora inferiores ao modelo GFS, mesmo assim os resultados foram satisfatórios, uma vez que, foi possível simular temperaturas superiores antes da passagem do sistema e inferiores após a passagem do mesmo. Para o campo de vento houve uma pequena discrepância em

todas as simulações em relação a magnitude, porém a direção do vento foi plotada de forma coerente, simulando até o ciclone presente no caso do mês de abril. Para o perfil vertical da temperatura e temperatura do ponto de orvalho o impacto da assimilação de dados foi pequeno, porém ambas as simulações representaram de forma coesa os perfis quando comparados com o perfil observado. Em suma, o estudo comprova que, embora se tenha algumas incoerências assimilação 3DVAR contribui de modo significativo nas previsões do tempo do modelo WRF.

Palavras-chave: Assimilação de dados, 3DVAR, WRF, TRMM.

ABSTRACT

The use of meteorological data assimilation technique is extremely important for the correction of the imprecisions of observational data for the initial and boundary conditions of weather forecasting models. In the present work it is used the 3DVAR data assimilation technique of the mesoscale model WRF system (Weather Research and Forecasting) aiming the analysis of the impact of the assimilation of meteorological data from several data sources (GTS - Global Telecommunication System, automatic surface stations network and radar) in the WRF model. To analysis the consistency of the data in the WRF assimilation it has been gathered the difference between analysis, with and without data assimilation. Confirming its consistency the procedures required, to generate predictions with data assimilation for each individual case were performed. The data assimilation experiments were performed for each data type as well as including all of them allowing, therefore, the analysis of the impact of each over the forecast. The results were compared and validated using data from the spatially global forecasting model GFS (Global Forecast System), satellite and the mission of the Tropical Rain Measurement (TRMM) data. The cumulative rainfall variable was compared spatially with data from TRMM, where it has been observed, in the case of January, an overestimation of the accumulated values for some regions and an underestimation for the case of April. These have been occurred because of temporal frequency of the TRMM satellite data - which probably because were not compatible with the precipitation time occurrence. Comparison between the accumulated precipitation with data from automatic station presented mostly effective results. Also, in the case study of the January with assimilated data, produced an improvement in the intensity as well as in the location of the convective cell. The wind and temperature variables were compared with the spatially GFS's analysis. The higher temperature variable values presented alternated, from higher and lower values compared to the GFS results. The results were nevertheless unsatisfactory, because the simulated temperatures presented prior to passing the frontal system and after passing it. For the wind field there was a small discrepancy in all simulations regarding the magnitude, but the wind direction was plotted consistently simulating up to the present in the case of

April cyclone. For the vertical profiles of temperature and dew point temperature the impact of data assimilation was small, but both simulations made represented good profiles, compared with the observed values. In summary, the study shows that, although there were some inconsistencies, compared with the observations, the 3DVAR assimilation contributes significantly to WRF model forecasts.

Key - Words: Data Assimilation, 3DVAR, WRF, TRMM.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Primeira imagem do satélite TIROS.....	6
Figura 2 - Satélites com órbita geoestacionária ou geossíncrona.....	7
Figura 3 - Espectro Eletromagnético.....	8
Figura 4 - Matriz de valores estruturada em pixels.....	8
Figura 5 - Aquisição de dados – O resultado é uma série de "fatias" da superfície, que juntas produzem a imagem final.....	9
Figura 6 - Noção de Campo de Vista Instantâneo.....	10
Figura 7- Instrumentos a bordo do satélite TRMM.....	13
Figura 8 - Diagrama básico de um radar Doppler.....	19
Figura 9 - Localização e alcance (250 km) dos radares localizados no Brasil e instituições responsáveis.....	20
Figura 10 - Diagrama esquemático do ciclo de assimilação de dados intermitentes. Fonte: (NOWOSAD, 2001).....	25
Figura 11 - Diagrama esquemático do ciclo de assimilação de dados contínua.....	26
Figura 12 - Mapa do Estado do Rio Grande do Sul.....	31
Figura 13 — Recorte da Região Metropolitana de Porto Alegre.....	32
Figura 14 - Localização Estações de Radiossondagem.....	36
Figura 15 - Localização da área de atuação dos radares do Rio Grande do Sul. Fonte: (DAS/INPE).....	36
Figura 16 - Localização das estações automáticas do INMET no RS.....	37
Figura 17 - Diagrama de Funcionamento do modelo WRF.....	39
Figura 18 - Coordenada η utilizada no modelo WRF. Próximo à superfície terrestre e diante de grandes variações da topografia.....	40
Figura 19 - Grade alternada horizontal e vertical do tipo C.....	44
Figura 20 - Exemplos de aninhamentos de grade permitido no WRF.....	45
Figura 21 - Exemplo de aninhamento de grades na grade C de Arakawa.....	46
Figura 22 - Processamento WPS.....	48

Figura 23 – Processamento WRF.....	48
Figura 24 - Sistema ARWpost.....	49
Figura 25 - Sequência do fluxo de processamento do WRFVAR. Fonte:(SKAMAROCK et al., 2008).....	53
Figura 26 - Domínio de Integração do modelo WRF.....	55
Figura 27 - Sequência de imagens do canal infravermelho do satélite GOES - 13...58	
Figura 28 – Carta de superfície do dia 07/01/2013 às 12 UTC.	59
Figura 29 - Campo de linhas de corrente e divergência no nível de 250 hPa	60
Figura 30 - Linhas de corrente e magnitude do vento no nível de 250 hPa	60
Figura 31 - Campo de vorticidade relativa e linha de corrente em 500 hPa.....	61
Figura 32 - Campo de umidade relativa, temperatura e linhas de corrente em 850 hPa.....	61
Figura 33 - Distribuição espacial dos dados processados pelo OBCPROC,.....	62
Figura 34 - minimização da função custo para o processamento Var – Superfície.,	64
Figura 35 - gradiente da função custo para o processamento Var – Superfície.....	64
Figura 36 - Diferença entre a temperatura (T) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.....	65
Figura 37 - Diferença entre a componente zonal (U) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.....	65
Figura 38 - Diferença entre a componente meridional (V) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.....	66
Figura 39 - Diferença entre a temperatura (T) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa, para o processamento Var – Superfície e Radar.	67
Figura 40 - Diferença entre a componente zonal (U) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa, para o processamento Var – Superfície e Radar.	67
Figura 41 - Diferença entre a componente meridional (V) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa, para o processamento Var – Superfície e Radar.	68

Figura 42 - Precipitação acumulada em 6 horas do dia 07/01/2013 às 19:00 UTC ao dia 08/01/2013 às 01:00 UTC para simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.	69
Figura 43 - Precipitação acumulada para o período de 24 horas do TRMM.	70
Figura 44 - Campos de precipitação acumulada em 24 horas do dia 07/01/2013 às 12:00 UTC ao dia 08/01/2013 às 12:00 UTC para simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.	71
Figura 45 - Análise dos campos de temperatura à 2m do modelo global GFS, (a) Temperatura para o dia 07/01/2013 às 18:00 UTC e (b) Temperatura para o dia 08/01/2013 às 06:00 UTC.	72
Figura 46 - Campos de temperatura à 2m para as 18:00 UTC do dia 07/01/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.	73
Figura 47 - Campos de temperatura à 2m para as 06:00 UTC do dia 08/01/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.	74
Figura 48 - Magnitude do vento à 10 m do modelo global GFS, (a) Magnitude do vento para o dia 07/01/2013 às 18:00 UTC e (b) Magnitude do vento para o dia 08/01/2013 às 06:00 UTC.	75
Figura 49 - Magnitude do vento à 10 m para as 18:00 UTC do dia 07/01/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.	75
Figura 50 - Magnitude do vento à 10 m para as 06:00 UTC do dia 08/01/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.	76
Figura 51 - Campos de precipitação acumulada em 6 horas para simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.	77
Figura 52 - Evolução temporal da temperatura a 2m para o período de 24 horas. ...	78
Figura 53 – Evolução temporal da magnitude do vento a 10m para o período de 24 hora.	79
Figura 54 - Evolução temporal da precipitação acumulada para o período de 24 horas.	80
Figura 55 - Perfis Verticais de TD em Porto Alegre para o dia 08/01/2013 às 00:00 a linha preta representa o valor observado e a linha vermelha apresenta o valor simulado.	81

Figura 56 - Perfis Verticais de T em Porto Alegre para o dia 08/01/2013 às 00:00 UTC a linha preta representa o valor observado e a linha vermelha apresenta o valor simulado.....	82
Figura 57 - Imagens do canal infravermelho do satélite GOES – 13 do dia 04 de abril de 2013. Fonte: INPE/CPTEC/DAS NOAA.	84
Figura 58 - Cartas da pressão ao nível do mar no dia 04 de abril de 2013.....	85
Figura 59 - Campo de linhas de corrente e divergência no nível de 250 hPa.	86
Figura 60 - Linhas de corrente e magnitude do vento no nível de 250 hPa.	86
Figura 61 - Campo de vorticidade e geopotencial e linhas de corrente no nível de 500 hPa.....	87
Figura 62 - Campo de umidade relativa linhas de corrente e temperatura no nível de 850 hPa.....	87
Figura 63 - Locais com dados processados pelo OBSPROC na análise das 00:00 UTC do dia 04/04/2013. (a) estações do INMET, (b) radiossondagens, (c) SATOB.	88
Figura 64 – Diferença entre a temperatura (T) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.....	90
Figura 65 - Diferença entre a componente zonal (U) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.....	90
Figura 66 - Diferença entre a componente meridional (V) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.....	90
Figura 67 - Precipitação acumulada em mm, para o período das 06-12 UTC do dia 04/04/2013, para o domínio 1. (a) WRF (b) VAR – Superfície, (c) VAR – Radar..	92
Figura 68 - Campos de precipitação acumulada em 24 horas. (a) WRF, (b) VAR – Superfície, (c) VAR – Radar, (D) TRMM..	93
Figura 69 - Campo de Temperatura a 2 metros às 00:00 UTC do dia 04/04/2013. (a) WRF (b) VAR – Superfície (c) VAR – Radar (d) TRMM.....	94
Figura 70 - Campo de Temperatura a 2 metros às 12:00 UTC do dia 04/04/2013. (a) WRF (b) VAR – Superfície (c) VAR – Radar (d) TRMM..	95
Figura 71 - Magnitude do vento à 10 m para as 00:00 UTC do dia 04/04/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) GFS.....	96

Figura 72 - Magnitude do vento à 10 m para as 00:00 UTC do dia 04/04/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) GFS.....	97
Figura 73 - Campos de precipitação acumulada em 6 horas para simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar.	98
Figura 74 - Evolução temporal da temperatura a 2m para o período de 24 horas. ...	99
Figura 75 - Evolução temporal da magnitude do vento a 10m para o período de 24 horas.	99
Figura 76 - Evolução temporal da magnitude do vento a 10m para o período de 24 horas.	100
Figura 77 - Perfis Verticais de T em Porto Alegre para o dia 04/04/2013 às 12:00 UTC a linha preta representa o valor observado e a linha vermelha apresenta o valor simulado.....	101
Figura 78 - Perfis Verticais de TD em Porto Alegre para o dia 04/04/2013 às 12:00 UTC a linha preta representa o valor observado e a linha vermelha apresenta o valor simulado.....	102

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Bandas de radar e os correspondentes intervalos de frequência e comprimentos de onda.

Tabela 2 – Características Gerais das Simulações do WRF.

Tabela 3 – Número de Estações com dados assimilados pelo obsproc

Tabela 4 – Número de Estações com dados assimilados pelo obsproc

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

ATOVS – Advanced TIROS Operational Vertical Sounder

CAPPI – Constant Altitude Plan Position Indicator

CERES – Sensor de Energia Radiante da Superfície Terrestre e das Nuvens

Cfa – Clima Subtropical Úmido

Cfb – Clima Oceânico

COSMO – Consortium for Small-Scaling Modelling

CPTEC – Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos

DAO – Data Assimilation Office

DAS(INPE) – Divisão de Satélites Ambientais (INPE)

DECEA – Departamento de Controle do Espaço Aéreo

DWD – Deutscher Weather Service

ECMWF – European Centre for Medium Range Weather Forecast

EPTC – Empresa Pública de Transporte e Circulação

EUA – Estados Unidos da América

GAUSS – Cluster SGI Altrix Gauss

GFS – Global Forecasting System

GOES – Geostationary Operational Environmental Satellite

GTS – Global Telecommunication System

IFOV - Instantaneous Field of View

INMET – Instituto Nacional de Meteorologia

INPE – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais

JBN – Jatos de Baixo Níveis

JMA – Japan Meteorological Agency

JST – Jato Subtropical

LIS – Sensor para Imageamento de Relâmpagos

MCGA – Modelo de Circulação Geral da Atmosfera

MBAR – Modelo Brasileiro de Alta Resolução

MM5 – Penn State Mesoscale Model

NASA – National Aeronautics and Space Administration

NCEP – National Centers for Environmental Prediction

ND – Número Digital

NESDIS – National Environmental Satellite and Information Service

NMC – National Meteorological Center

NOAA – National Oceanic and Atmospheric Administration

OI – Optimal Interpolation

PCDs – Plataformas de Coleta de Dados

PNT – Previsão Numérica do Tempo

POA – Porto Alegre

PPI – Plan Position Indicator

PR – Radar de Precipitação

PSAS – Physical Space Statistical Analysis System

QPF – Quantitative Precipitation Forecasting

RAMS – Regional Atmospheric Modelling System

RMPA – Região Metropolitana de Porto Alegre

RS – Rio Grande do Sul

SR – Sensoriamento

SR – Sensoriamento Remoto

T – Temperatura

TD – Temperatura do Ponto de Orvalho

TMI – Imageador de Microondas

TIROS – Television Infra Red Operational Satellite

TRMM – Tropical Rainfall Measuring Mission

UFRGS – Universidade Federal do Rio Grande do Sul

VCAN – Vortice Ciclônico de Altos Níveis

VIRS – Radiômetro no Visível e no Infravermelho

WRF – Weather Research and Forecasting

WRFVAR – Modelo Variacional WRF

3DVAR – Three Dimensional Variational Data Assimilation

4DVAR – Four Dimensional Variational Data Assimilation

SUMÁRIO

1. Introdução	1
2. Revisão Bibliográfica	4
2.1 Sensoriamento Remoto	4
2.2 Satélites Meteorológicos	6
2.2.1 Satélite GOES – 13	11
2.2.2 Satélite TRMM.....	12
2.3 Radar Meteorológico	15
2.3.1 Radar do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA)	20
2.4 Previsão Numérica do Tempo.....	21
2.5 Assimilação de Dados	24
2.6 Área de Estudo.....	31
3. Dados e Metodologia	33
3.1 Dados.....	33
3.1.1 Imagens GOES – 13 no canal infravermelho.....	33
3.1.2 Análises e Prognósticos do Modelo Global GFS.....	33
3.1.3 Dados do Sistema de Observação Global (GOS).....	34
3.1.4 Radiossondagens da Atmosfera	35
3.1.5 Radar Meteorológico.....	36
3.1.6 Rede de Estações Automáticas do INMET	37
3.2 Metodologia	37
3.2.1 Modelo de Mesoescala WRF.....	37
3.2.2 Coordenada Vertical η	39
3.2.3 Equações Governantes	40
3.2.4 Discretização Temporal	42
3.2.5 Discretização Espacial.....	43
3.2.6 Condições Iniciais e de Fronteira.....	44
3.2.7 Aninhamentos de Grades.....	44
3.2.8 Processos Físicos	46
3.2.9 Processamento do WRF	47
3.3 Sistema WRFDA.....	49
3.3.1 Método Variacional Tridimensional.....	49
3.3.2 Processamento do WRF-3DVAR.....	52

3.4 Experimentos numéricos	54
3.4.1 Configuração do Modelo de Mesoescala	54
4. Resultados e Discussão	57
4.1 Estudo do Caso 1	57
4.1.1 Descrição Sinótica Caso 1	57
4.1.2 Análise First- Guess x Análise.....	61
4.1.3 Análise dos campos de precipitação D1	68
4.1.4 Análise dos campos de Superfície D1	71
4.1.5 Análise da Precipitação Acumulada D3.....	76
4.1.6 Evolução Temporal das Variáveis de Superfície e da Precipitação.....	78
4.1.7 Perfil Termodinâmico	80
4.2 Estudo de Caso 2	83
4.2.1 Descrição Sinótica do Caso 2	83
4.2.2 First-guess X Análise	87
4.2.3 Análise dos campos de precipitação acumulada D1	91
4.2.4 Análise dos Campos de Superfície D1	93
4.2.5 Análise do Campo de Precipitação para o D4	97
4.2.6 Evolução Temporal das Variáveis de Superfície e Precipitação	98
4.2.7 Diagrama Termodinâmico	100
5. Conclusão	103
6. Sugestões de Trabalhos Futuros	105
7. Referências Bibliográficas	106

1. Introdução

A ocorrência de eventos severos têm se tornado frequente no Brasil, tendo em vista que geralmente estes causam grandes impactos tanto econômicos como sociais - a demanda por previsões do tempo mais precisas vem constantemente crescendo. Uma ferramenta muito utilizada para prognosticar esses eventos são os modelos numéricos que fornecem produtos de previsão numérica do tempo (PNT). Estes modelos contribuem de forma significativa, especialmente para avaliar a intensidade dos sistemas termo e hidrodinâmicos atuantes na atmosfera. Contudo, mesmo com o grande avanço dos sistemas computacionais, bem como das novas metodologias e incorporação de técnicas avançadas de tratamento físico dos processos atmosféricos - que vem sendo incorporadas nos modelos numéricos - a PNT ainda apresenta algumas falhas. Dentre outros, reconhece-se que grande parte das imprecisões das previsões do tempo oriundas dos modelos de PNT se deve às condições iniciais e de fronteira. Assim sendo, ressalta-se que a representação imprecisa do estado inicial da atmosfera resulta num erro na análise inicial que, conseqüentemente, causam drásticos erros nos resultados - porque as imprecisões introduzidas no sistema podem crescer ao longo do tempo e apresentar previsões, com uma margem de erro maior que o esperado (KALNAY, 2003).

A falta de dados observacionais adequados para inicializar os modelos de PNT é um problema recorrente que, ao longo dos anos, com a melhora do sistema de coleta de dados - que envolvem sofisticados e complexos equipamentos e metodologias; incluindo equipamentos para medidas convencionais de superfície e altitude e não convencionais, como o radar, satélites e boias - e com o avanço computacional têm se tornado menor. É evidente que essas formas de medidas apresentam erros e vieses, além do fato de que há áreas no globo, onde é praticamente impossível de se proceder a coleta de dados. Entretanto, ainda assim, esses dados - quando apresentados em conjunto - são capazes de representar de forma mais coerente às condições atmosféricas locais.

A disponibilidade de um conjunto de dados mais completos permite, aos meteorologistas, um aprimoramento de técnicas que contribuem para gerar melhores condições iniciais. Uma técnica que vem sendo muito utilizada para minimizar os erros das condições iniciais é a assimilação de dados. Esta utiliza o máximo de observações disponíveis, considerando seus erros, para gerar a análise.

Esta análise representa o estado da atmosfera coerente, não somente com respeito às observações, como também com a dinâmica da atmosfera - gerada em instantes anteriores fornecidos pelo modelo prognóstico. Esse processo de assimilação de dados é feito com o auxílio de um campo de *background* (ou de suporte), que é gerado a partir de uma simulação feita anteriormente, utilizando um modelo numérico, para o instante das observações. Minimizando assim a diferença entre o campo *background* e as observações, é gerada então uma representação ótima do estado da atmosfera, considerando suas respectivas matrizes de erros e suas correlações (KALNAY, 2003).

Existem várias técnicas de assimilação de dados. Nos últimos anos, as técnicas baseadas no método variacional vêm ganhando destaque nos grandes centros de meteorologia. Dentre outras, pode-se citar a técnica 3DVAR - que teve suas primeiras aplicações feitas no *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF). Ela também já foi utilizada na *Deutscher Wetterdienst* (DWD – Serviço Meteorológico Alemão), para a assimilação de dados no modelo global (RHODIN, 2010), por Santos et al. (2012) e no Modelo Brasileiro de Alta Resolução MBAR, utilizado no INMET, bem como no *Weather Research Forecast Model* (WRF) (BECK, 2013).

Um modelo que vem sendo muito utilizado para fins operacionais e de pesquisas meteorológicas é o WRF, que apresenta um módulo de assimilação de dados 3DVAR. Sendo assim, o objetivo principal da proposta é avaliar o impacto da assimilação de dados meteorológicos de diversas fontes de observação na previsão do tempo do modelo WRF.

Considerando este cenário os objetivos específicos são:

- Processar o modelo WRF com quatro domínios aninhados, com grades de alta resolução espacial - de 18 km, 6 km, 2 km e 1 km - e prognósticos horários para até 48 horas;
- Desenvolver e implementar rotinas computacionais para a assimilação de dados convencionais de superfície e altitude, bem como de radar;
- Implementar e realizar testes de assimilação de dados 3DVAR;
- Processar o modelo WRF com e sem assimilação de dados – para os casos da inclusão independente de cada tipo de dado;
- Desenvolver metodologias para proceder estudos de verificação dos resultados dos processamentos do modelo WRF e WRFVAR com as observações;

Levando em consideração que no Estado do RS, o Instituto Nacional de Meteorologia (INMET), órgão responsável pelos prognósticos do tempo utiliza o modelo global MBAR, que atualmente está em processo de substituição pelo modelo global COSMO, salienta-se a importância de se fazer um estudo utilizando o modelo regional WRF, pois este apresenta uma resolução espacial maior do que a dos modelos globais, e com a assimilação de dados - seu desempenho é ainda mais significativo e potencialmente capaz de prover melhores prognósticos que os modelos globais.

O capítulo 2 apresenta uma revisão bibliográfica sobre sensoriamento remoto, satélites meteorológicos, radar, previsão numérica do tempo, assimilação de dados bem como uma descrição da área de estudo. O capítulo 3 apresenta os dados e a metodologia utilizada, incluindo uma descrição mais detalhada do sistema WRF, WRFDA e do método 3DVAR, além das parametrizações utilizadas e descrição da formatação dos dados. No capítulo 4 são descritos os resultados obtidos com os processamentos com e sem assimilação de dados Finalmente, no capítulo 6, são apresentadas as conclusões e no capítulo 7 as sugestões para futuros trabalhos.

2. Revisão Bibliográfica

2.1 Sensoriamento Remoto

O sensoriamento remoto (SR) é uma técnica muito útil, especialmente em estudos ambientais. Este termo, SR, apresenta inúmeras definições diferenciadas entre si dependendo do ponto de vista a ser analisado, de forma ativa ou passiva. Uma das definições mais conhecida e clássica da forma passiva é: *“Sensoriamento remoto é uma técnica de obtenção de imagens dos objetos da superfície terrestre sem que haja um contato físico de qualquer espécie entre o sensor e o objeto.”* (MENESES, 2012, p. 3).

Considerando um ponto de vista mais específico, baseado em usuários que utilizam ferramentas como imagens de satélite, segundo Novo (1989, p. 28), define o SR da seguinte forma:

“Sensoriamento remoto consiste na utilização conjunta de modernos instrumentos (sensores), equipamentos para processamento e transmissão de dados e plataformas (aéreas ou espaciais) para carregar tais instrumentos e equipamentos, com o objetivo de estudar o ambiente terrestre através do registro e da análise das interações entre a radiação eletromagnética e as substâncias componentes do planeta Terra, em suas mais diversas manifestações.”

Segundo Figueiredo (2005), o SR teve início com a invenção da câmara fotográfica. As fotografias aéreas foram os primeiros produtos deste tipo a serem utilizados, tanto é assim que a fotogrametria e a foteointerpretação são nomenclaturas que antecedem o termo SR. Dessa forma, a história do SR pode ser dividida em dois períodos: o primeiro totalmente dominando pelas fotografias aéreas e o segundo, caracterizado pela multiplicidade de sistemas de sensores, que começou por volta de 1960 e se estende até os dias atuais.

A primeira fotografia foi obtida em 1839, por Daguerre e Niepce, e em 1840 seu uso estava sendo recomendado para levantamentos topográficos. O grande desenvolvimento nesta área fez com que, em 1958, o Centro de Engenharia da França começasse a utilizar fotografias tomadas a partir de balões, para o mapeamento topográfico de amplas áreas do território francês (NOVO,2008). Desde

então, a fotogrametria, teve grandes avanços por ocasião das duas guerras mundiais. Mas, durante os cem anos correspondentes ao período inicial do SR, os produtos, os meios de obtenção e a forma de interpretação e a análise destes produtos evoluíram de forma gradativa.

O termo SR começou a ser utilizado em meados de 1960, introduzido por Evelyn L. Pruitt e colaboradores. Sua origem deve-se ao espetacular desenvolvimento da área espacial nesses anos, que ficou conhecida como a década da corrida espacial. Nesse período é que ocorreu o mais rápido desenvolvimento de foguetes lançadores de satélites, que possibilitou colocar no espaço os satélites artificiais para várias finalidades (MENESES, 2012).

Os satélites meteorológicos foram os pioneiros e, por meio deles, quase que de uma maneira acidental, é que o sensoriamento remoto deu os seus primeiros passos. O primeiro satélite meteorológico foi o TIROS-1 (*Television Infra Red Operational Satellite*), lançado em 1960 pelos Estados Unidos. As imagens do TIROS (Figura 1) mostravam os padrões de cobertura de nuvens e algumas feições da superfície da Terra, que pela primeira vez demonstraram ser possíveis de serem vistas do espaço. O aprimoramento dos sensores dos satélites meteorológicos propiciaram estudos mais detalhados de características terrestres, como o de áreas de coberturas de neves, gelos polares, águas oceânicas e cadeias de montanhas (NASA, 2007).

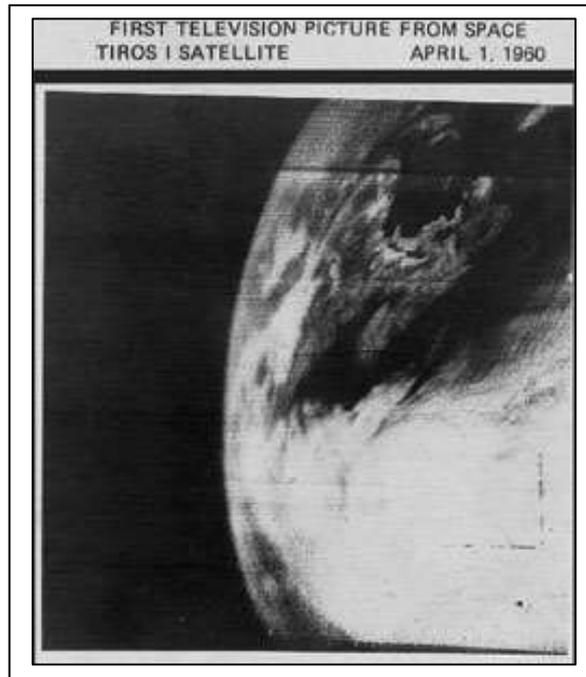


Figura 1 - Primeira imagem do satélite TIROS.

Fonte: (NASA, 2014)

A evolução do SR se deve a um esforço multidisciplinar que envolve avanços, de diversas áreas como a Física, Química, Biociências, Geociências e etc. A complexidade das atuais técnicas de SR faz com que, um maior número de pessoas de diferentes áreas participe do processo de transformação da energia registrada pelo sensor, em informação que possam ser aplicadas nas mais variadas áreas. Dentre as áreas de aplicação do SR, encontram-se os levantamentos de recursos naturais e mapeamentos temáticos, bem como de monitoramento ambiental, detecção de desastres naturais, desmatamentos florestais, previsões de safra agrícola, meteorologia entre outras.

2.2 Satélites Meteorológicos

Os satélites meteorológicos são considerados artificiais, ou seja, são feitos pelo homem e colocado em órbita ao redor da Terra ou de qualquer corpo celeste, através de um veículo de lançamento (foguetes). Uma vez completado o seu tempo de vida útil, é possível que fique a orbitar como lixo (poeira) espacial. Estes satélites

levam a bordo instrumentos (radiômetros de inúmeras bandas do espectro eletromagnético) projetados para monitorar as condições do tempo.

A maioria dos satélites meteorológicos apresenta órbita geoestacionária (Figura 2). Neste caso apresentam a mesma posição em relação à Terra, ou seja, o seu movimento, orbitando no plano equatorial, é síncrono com o movimento de rotação da Terra. Sendo assim, os instrumentos a bordo do satélite observam sempre a mesma zona da Terra, que permite uma resolução temporal bem pequena, em geral de várias observações por hora (FONSECA, 2004).

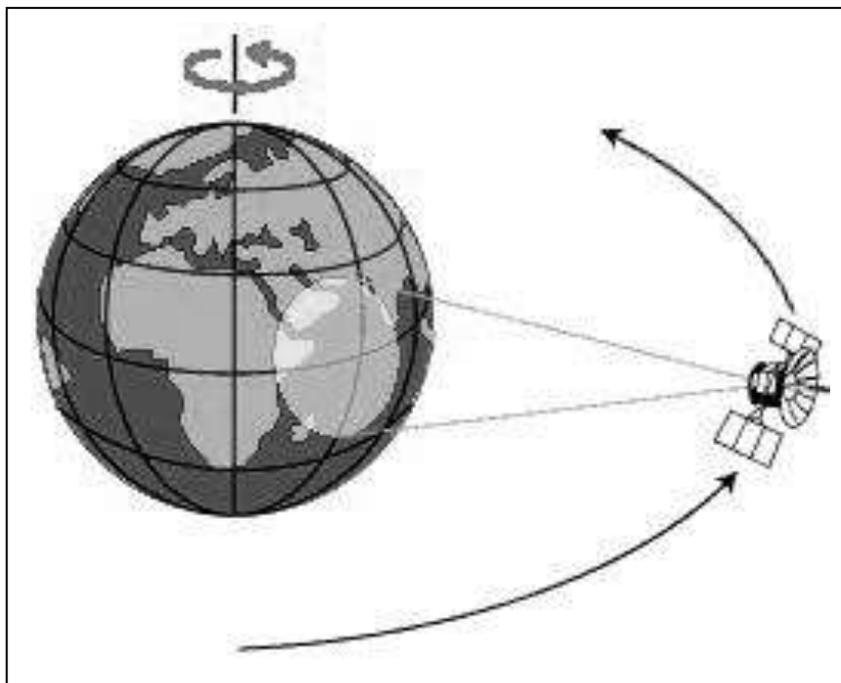


Figura 2 - Satélites com órbita geoestacionária ou geossíncrona.

Fonte: (FONSECA, 2014)

Os instrumentos ou sensores (radiômetros e ou espectro – radiômetros) a bordo de satélites de observação da Terra captam a energia em vários comprimentos de onda, também chamados de bandas ou canais do espectro eletromagnético. Conforme ilustrado na Figura 3, podem realizar medições, como a da energia solar refletida ou a energia infravermelha emitida pelos corpos. Para cada banda é produzida uma imagem (matriz de valores) que é estruturada em pixels (elementos da matriz que representam os elementos de imagem), conforme demonstrado na Figura 4. Cada pixel corresponde a uma área do objeto também

chamada cena, relacionada com o IFOV (*Istantaneous Field of View*), isto é, campo de visão instantânea, com a altitude do satélite e com a inclinação do ângulo de observação conforme Figura 5 (IPMA, 2014).

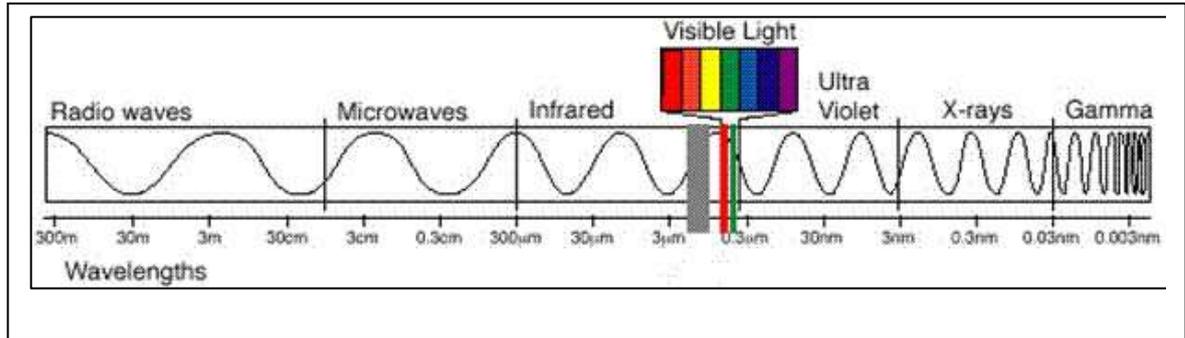


Figura 3 - Espectro Eletromagnético.

Fonte: (IPMA, 2014).

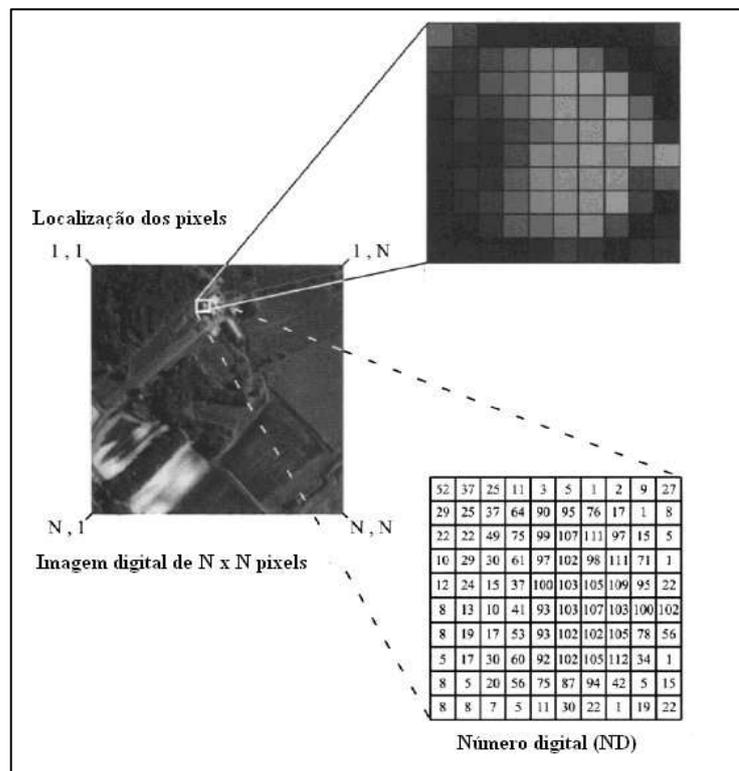


Figura 4 - Matriz de valores estruturada em pixels.

Fonte: (Adaptado IPMA, 2014).

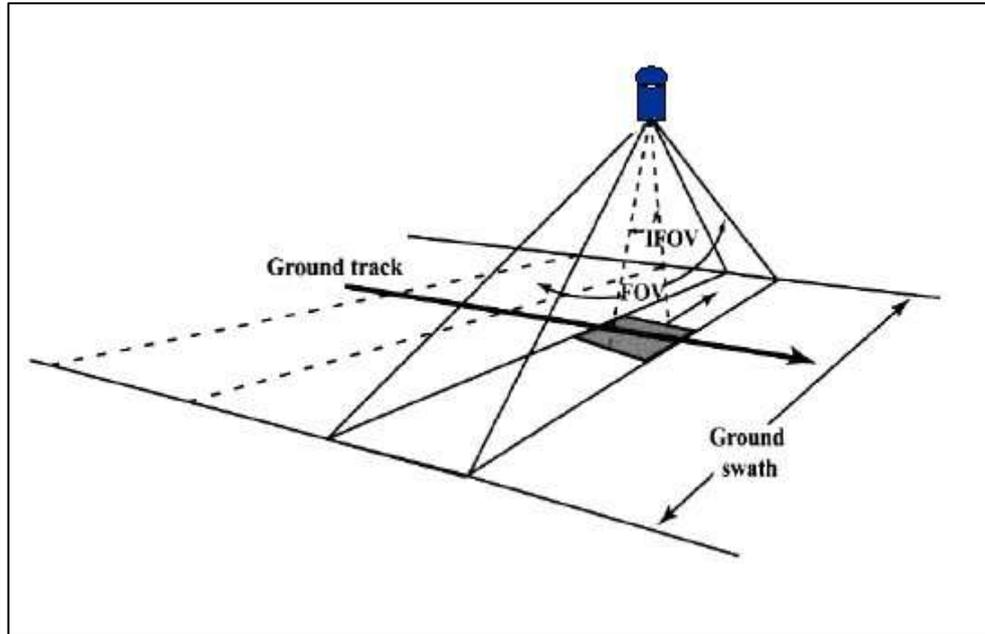


Figura 5 - Aquisição de dados – O resultado é uma série de "fatias" da superfície, que juntas produzem a imagem final.

Fonte: (IPMA, 2014).

O valor de um pixel, numa determinada banda, é designado por número digital (ND). O ND é a conversão da radiância que chega ao sensor numa gama de valores inteiros. O número de níveis em que a radiância pode ser traduzida, isto é, o número de ND, é frequentemente designado por resolução radiométrica e depende do número de bits da representação dos números. As imagens de satélite/radiómetro são adquiridas em formato digital. O termo imagem é, na verdade, um conjunto de matrizes, uma para cada banda do sensor. O ND de um determinado pixel, de uma determinada banda, traduz a quantidade de energia do espectro eletromagnético captada pelos sensores dessa banda, e que é refletida/emitida pelos corpos.

As imagens obtidas por observação remota (os pixels da matriz) são caracterizadas pelo tipo resolução. “Define-se a resolução como a medida da capacidade que o detector tem de distinguir entre sinais próximos, do ponto de vista espacial, ou similares, do ponto de vista espectral.” (FONSECA, 2004, p. 40). As resoluções podem ser distinguidas por quatro tipos diferentes: a resolução espacial, resolução espectral, resolução temporal e resolução radiométrica.

A resolução espacial de um sensor é definida como o seu IFOV. Este pode ser dado pelo ângulo de vista instantâneo ou pelo diâmetro do círculo definido no terreno pelo IFOV (Figura 6). É função da altitude orbital do satélite, das dimensões do radiômetro e da distância focal do sistema óptico.

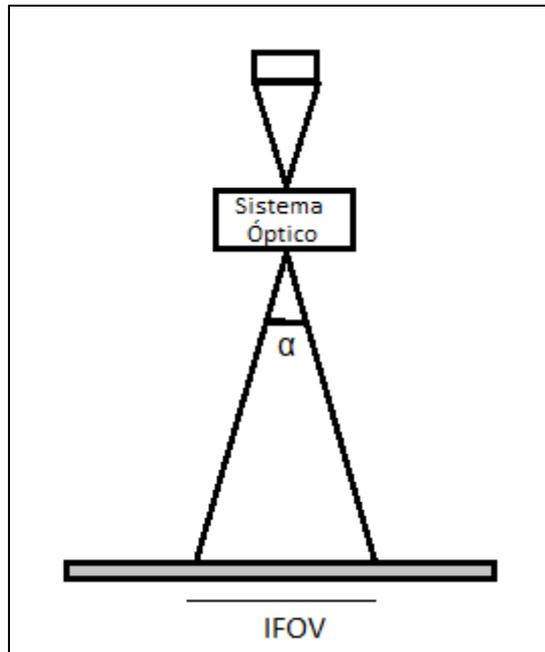


Figura 6 - Noção de Campo de Vista Instantâneo.

Fonte: (Adaptado FONSECA, 2004).

A resolução espectral é determinada pela função de resposta do sensor, a qual caracteriza a largura do canal, centrada num dado comprimento de onda. A alta resolução espectral corresponde a canais (bandas espectrais) relativamente estreitos (FONSECA, 2004).

A resolução temporal é o resultado combinado do tipo de órbita do satélite e das características do sensor. Por exemplo, no caso da órbita geoestacionária é possível, em princípio, obter imagens em qualquer instante. No entanto, o sensor necessita de tempo para efetuar a aquisição de dados sobre uma região de varredura, que depende das características do sensor e da área definida. Normalmente, a resolução temporal está associada ao tempo que medeia entre duas observações sucessivas do mesmo local (FONSECA, 2004).

A resolução radiométrica caracteriza a precisão das medidas do sensor num dado canal. Quanto maior o número de bits, maior a resolução radiométrica. Assim, em imagens de 10 bits é possível distinguir 1024 tons de cinza, enquanto com 8 bits é possível distinguir 256 tons e com 6 bits apenas 64 tonalidades de cinza. Quanto maior o número de níveis de valores possíveis de distinguir melhor a resolução radiométrica. Normalmente este número de valores está relacionado com a representação informática da medida (número de bits) (FONSECA, 2004).

Em meteorologia dois tipos de satélites, que vem sendo muito utilizado é o GOES – 13 e o TRMM.

2.2.1 Satélite GOES – 13

O GOES 13 (*Geoestationary Operational Environmental Satellites*) é um satélite geoestacionário operado pela *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) e suas informações são distribuídas pelo *National Environmental Satellite and Information Service* (NESDIS). O satélite está localizado no plano do Equador a 75° W de Longitude e a cerca de 35.800km acima da superfície da Terra, com velocidade de giro orbital igual à da velocidade de rotação da Terra. Ele fornece imagens em cinco canais espectrais, uma no visível e quatro no infravermelho. Este satélite foi lançado em Maio de 2006, em substituição ao GOES 12.

No canal infravermelho os sensores medem a energia emitida pela superfície terrestre e pela atmosfera e segundo a Lei de Plank, dependem da temperatura de brilho do emissor. Esta temperatura é obtida a partir da radiância, com emissividade igual a do corpo negro. Quanto mais alta a temperatura, mais brilhante é a cena. No entanto, por convenção, as imagens são mostradas de forma invertida, ou seja, quanto mais baixa a temperatura, mais brilhante é a cena (HENDERSON-SELLERS, 1984).

O canal 4 (11µm) detecta a radiação vinda das nuvens e da superfície terrestre, com pouca interferência da atmosfera. O canal 5 tem as mesmas características, porém detecta uma contribuição do vapor de água na baixa troposfera. Outra contribuição importante é obtida pelo canal 3 centrado na faixa de 6,7 µm. A maior parte da radiação recebida pelo sensor nessa faixa vem de temperaturas muito frias, uma vez que o vapor de água é um absorvedor muito ativo

naquela porção do espectro e, assim, qualquer radiação que alcança o sensor vem da emissão desse componente, que é muito alta na atmosfera.

2.2.2 Satélite TRMM

O satélite TRMM (*Tropical Rainfall Measuring Mission*) é um projeto resultante de uma parceria entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) e a *Japan Aerospace Exploration Agency* (JAXA). O TRMM foi lançado no dia 27 de novembro de 1997 a partir do Centro Espacial Tanegashima, em Tanegashima, no Japão. Este satélite foi construído para medir a precipitação na faixa tropical (entre 35°N e 35°S), sua variabilidade e o calor latente associado. As observações incluem áreas do oceano onde se tem poucas informações sobre a precipitação que lá ocorrem. A órbita deste satélite é baixa, oblíqua, não-heliossíncrona, com cerca de 403 km de altitude, com uma inclinação de 35° com respeito ao plano do Equador. Pelo menos uma vez por dia cada amostra de uma área é orbitada em horários variados, levando 35 dias para passar no mesmo ponto e no mesmo horário (NASA, 2007).

Os instrumentos a bordo do satélite TRMM são: Imageador de Microondas (TMI), Radar de Precipitação (PR), Radiômetro no Visível e no Infravermelho (VIRS), Sensor de Energia Radiante da Superfície Terrestre e das Nuvens (CERES) e Sensor para Imageamento de Relâmpagos (LIS), conforme Figura 7. Dentre esses, os principais instrumentos do TRMM são TMI, VIRS e PR que atualmente é o mais inovador radar de precipitação (NASA, 2007).

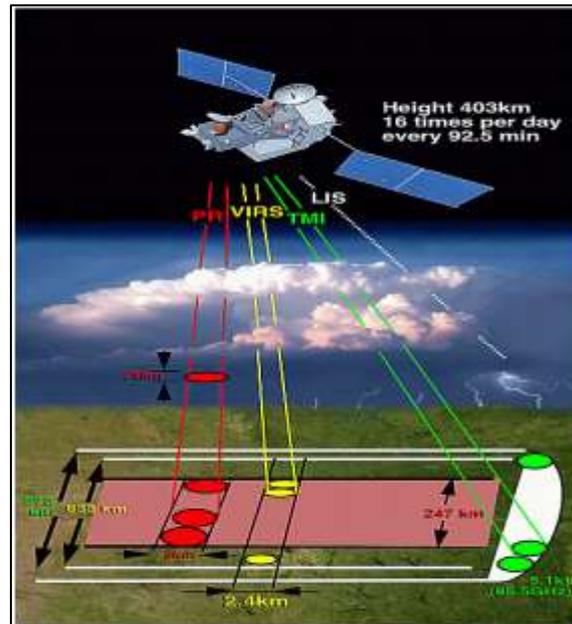


Figura 7- Instrumentos a bordo do satélite TRMM.

Fonte: (NASA, 2007).

O PR foi o primeiro instrumento, projetado para fornecer mapas tridimensionais da estrutura da tempestade. Estas medições fornecem informações valiosas sobre a intensidade e distribuição da chuva, do tipo chuva, profundidade da tempestade e a altura em que a neve derrete na forma de chuva. As estimativas do calor liberado na atmosfera em diferentes alturas, com base nestas medições, podem ser usadas para melhorar os modelos de circulação atmosférica global.

O PR tem uma resolução horizontal no terreno de cerca de 5 km e uma largura de faixa de 247 km. Uma das suas características mais importantes é a sua capacidade de fornecer perfis verticais da chuva e da neve, a partir da superfície até uma altura de cerca de 20 km. Esse radar é capaz de separar os ecos de chuva para tamanhos de amostras verticais de cerca de 820 pés (250 metros) quando se olha diretamente para baixo. Também realiza todas estas medidas, ao usar apenas 224 watts de potência, a energia elétrica de apenas algumas lâmpadas domésticas.

O *Imager Microondas* (TMI) é um sensor de microondas passivo projetado para fornecer informações quantitativas precipitação, sobre uma grande área sob o satélite TRMM. Medindo cuidadosamente as quantidades de energia de microondas emitida pela Terra e sua atmosfera minutos, o TMI é capaz de quantificar o vapor de água, a água nuvem, e a intensidade de chuva na atmosfera.

O TMI não é um instrumento totalmente novo, foi idealizado tendo como base o desenho do Sensor *Microwave Especial / Imager* (SSM / I), que tem sido colocado a bordo de forma contínua nos *Defense Meteorological Satellites* desde 1987. O TMI mede a intensidade da radiação em cinco frequências separadas: 10,7, 19,4, 21,3, 37, 85,5 GHz. Estas frequências são semelhantes aos do SSM / I, exceto para o canal adicional do TMI, em 10,7 GHz. Este sensor foi desenvolvido para dar uma resposta mais linear para as altas taxas de precipitações, muito comuns na precipitação tropical. A outra principal melhoria do TMI é a maior resolução do solo. Essa melhora, no entanto, não é o resultado de todas as melhorias do instrumento; mas sim, em função da altitude inferior do TRMM, a 250 milhas (402 km), em comparação com 537 milhas (860 km) do SSM / I). O TMI tem 547 milhas (878 quilômetros) de largura na faixa na superfície. Quanto maior é a resolução da TMI no TRMM, bem como a frequência adicional de 10,7 GHz, faz do TMI um instrumento melhor que a de seus antecessores.

O cálculo das taxas de precipitação de TMI requer algumas manipulações bastante complicadas. A base destes cálculos está na lei de radiação de Planck, que descreve a quantidade de energia que um corpo irradia dada a sua temperatura. A dependência entre a energia radiante e o comprimento de onda é dada pela lei de Planck (LIOU, 1980):

$$B\lambda(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 (e^{\frac{hc}{\lambda T}} - 1)}, \quad (1)$$

onde:

h= constante de Planck ($6,626 \cdot 10^{-34} \text{ J s}$),

c= velocidade da luz ($2,99792458 \cdot 10^8 \text{ m s}^{-1}$),

k= constante de Boltzman ($1,381 \cdot 10^{-23} \text{ J K}^{-1}$),

λ = comprimento de onda (m)

T = temperatura absoluta (K).

O Visível Infravermelho Scanner (VIRS) é um dos principais instrumentos a bordo do TRMM. Como o próprio nome indica, VIRS detecta radiação vinda da terra em cinco regiões do espectro, variando de visível ao infravermelho, ou seja, de 0,63

a 12 micrômetros. VIRS está incluído no conjunto de instrumentos primários por duas razões. Primeiro é a sua capacidade de delinear a chuva. O segundo, e a mais importante razão, é servir como um padrão de transferência para outras medições que são feitas rotineiramente usando o GOES. A intensidade da radiação nas várias regiões espectrais (ou bandas) pode ser usada para determinar o brilho (visível e infravermelho próximo) ou temperatura (infravermelha) da fonte.

O VIRS usa um espelho rotativo para fazer a varredura em toda a faixa de observações do TRMM, varrendo, assim, uma região de 833 km de largura, a medida que o satélite prossegue ao longo de sua órbita. Olhando diretamente para baixo (nadir), VIRS pode obter características de nuvem individuais tão pequenas quanto 2,4 km.

2.3 Radar Meteorológico

Radar é um acrônimo para *RADio Detection And Ranging* (Radio Detecção e Localização). É um dispositivo eletrônico, que atua como sensor ativo, utilizado para detectar objetos (alvos) e estimar sua distância. Seu princípio de funcionamento encontra-se baseado nos fenômenos de espalhamento e reflexão, resultantes da interação entre estes objetos e ondas de rádio. O transmissor gera pulsos de energia em frequência de micro-ondas que é concentrada pela antena num estreito feixe e têm a capacidade de interceptar alvos, no caso as gotas de chuvas, causando um retroespalhamento dessa energia, que é detectada no receptor. (PEEBLES, 1998).

A classificação dos radares é feita em função do comprimento de onda eletromagnética em que operam, e são identificados por letras (Tabela 1). A radiação eletromagnética, como o próprio nome sugere são oscilações de campos elétricos e magnéticos, associados e que se propagam através do espaço transportando energia à velocidade da luz (c). Uma das características importantes da radiação eletromagnética é sua frequência (f), outra é seu comprimento de onda (λ). Eles são relacionados com a velocidade c da luz através da Equação 2.

$$f = c/\lambda, \quad (2)$$

A Tabela 1 lista as bandas do espectro eletromagnético que comumente são utilizados pelos radares, com suas frequências e comprimentos de onda (RINEHART, 2004).

Tabela 1 - Bandas de radar e os correspondentes intervalos de frequência e comprimentos de onda. Fonte: (Adaptado RINEHART, 2004)

Banda	Frequência	Comprimento de Onda
HF	3 – 30 MHz	100 -10 m
VHF	300 – 300 MHz	10 – 1 m
UHF	300 – 100 MHz	1 – 0,3 m
L	1 – 2 GHz	30 – 15 cm
S	2 – 4 GHz	15 – 8 cm
C	4 – 8 GHz	8 – 4 cm
X	8 – 12 GHz	4 – 2,5 cm
K_u	12 – 18 GHz	2,5 – 1,7 cm
K	18 – 27 GHz	1,7 – 1,2 cm
K_a	27 – 40 GHz	1,2 – 0,75 cm
mm ou W	40 – 300 GHz	7,,5 – 1 mm

Conforme Antônio (2007, p.14):

“A medição da intensidade das chuvas por radares meteorológicos é baseada na quantidade de energia refletida pelos hidrometeoros, para tanto, o equipamento emite um pulso de microondas (radiação eletromagnética), temporizado em milésimos de segundos, através de uma antena. Ao ser bloqueado, por hidrometeoros, parte da microonda emitida é refletida de volta à antena emissora. A energia recebida é

aplicada à relação ZR para a quantificação da precipitação. O tempo decorrido entre a transmissão e recepção do eco de microonda determina a distância do alvo e o posicionamento da antena, a direção e altura dos ecos de chuvas.”

Os primeiros trabalhos de identificação de chuva por radar surgiram na década de 40 do Século XX, em virtude da sua interferência nas aplicações bélicas dos radares. Um estudo de grande destaque foi feito por Marshall e Palmer (1948), onde estes determinaram a primeira equação de transformação do sinal eletrônico do radar em intensidade de precipitação, denominada relação ZR.

A expressão empírica que relaciona a taxa de precipitação e o fator de refletividade tem a forma dada pela Equação 3.

$$Z = AR^b, \quad (3)$$

Onde os coeficientes A e b são determinados por um ajuste de mínimos quadrados e estão relacionados ao tamanho das gotas de precipitação. Com o uso da relação Z-R, a informação de refletividade, dada em mm^6/m^3 , passa a ser expressa em mm/h .

O desenvolvimento das técnicas Doppler de radar no início da década de 60, permitiu que estes radares quantificassem, além da potência retro-espalhada pelo alvo (obtida por radares convencionais), a sua velocidade radial (MEISCHNER, 2003). Na Figura 8 é apresentando um diagrama com os principais elementos de um radar Doppler.

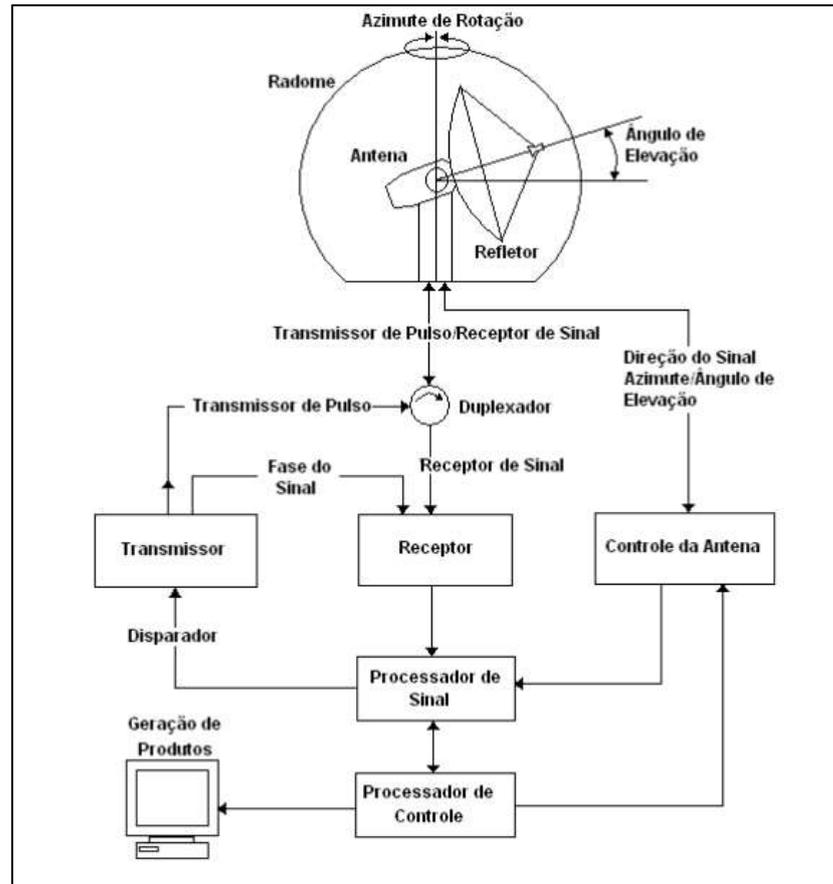


Figura 8 - Diagrama básico de um radar Doppler.

Fonte (MEISCHNER, 2003).

O radar meteorológico é baseado, basicamente, na seguinte operação: o transmissor é controlado pelo processador de sinal e produz pulsos de ondas eletromagnéticas que são direcionadas ao duplexador - este envia o sinal transmitido para a antena. A antena por sua vez, irradia as ondas eletromagnéticas concentrando a sua energia em uma determinada direção, podendo interagir com os hidrometeoros das nuvens. Parte da energia retro-espalhada volta em direção a antena, e desta vez, o duplexador direciona os sinais retroespalhados para o receptor. O tempo transcorrido entre transmissão e recepção é pequeno, da ordem de microssegundos. Os sinais emitidos pela antena podem superar 1 MW enquanto os sinais recebidos podem chegar a 10-14 W. Dessa forma, o radar pulsado apresenta dois períodos distintos de funcionamento: o primeiro, no qual ele transmite um pulso de energia, e o segundo, no qual ele “escuta” o eco deste pulso produzido pelos alvos.

2.3.1 Radar do Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA)

No Brasil atualmente existem mais de vinte radares meteorológicos que pertencem a diversas instituições. A Figura 9 mostra a distribuição dos radares em território brasileiro e inclui dois radares pertencentes à Argentina.

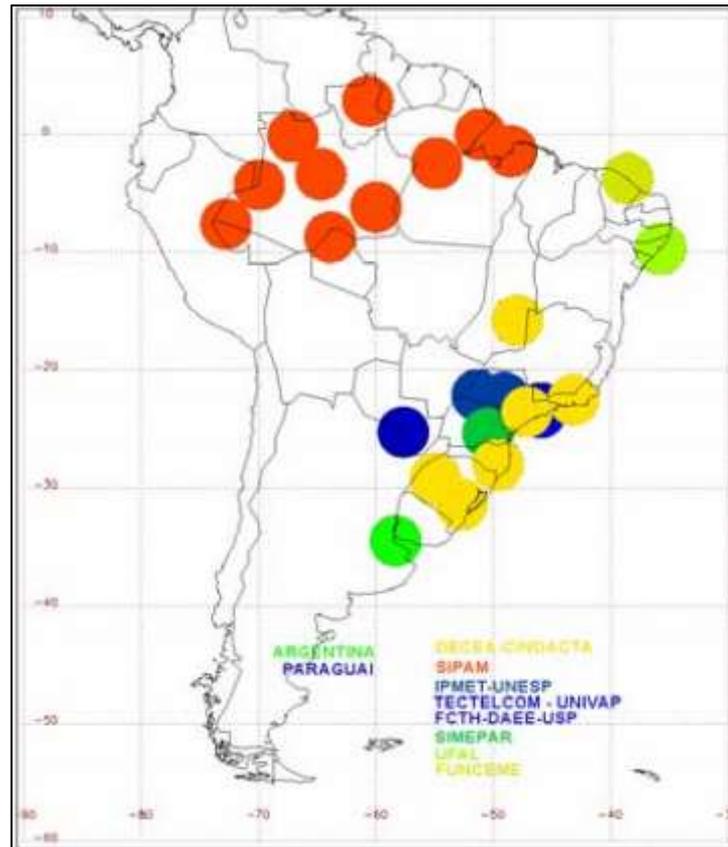


Figura 9 - Localização e alcance (250 km) dos radares localizados no Brasil e instituições responsáveis.

Fonte: (REDEMETS, 2014).

O Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), por um convênio estabelecido com o DECEA, acessa os dados brutos do radar de Canguçu e perfaz o processamento dos mesmos. No processamento eles são colocados no formato CAPPI ("Constant Altitude Plan Position Indicator") e formatados em 15 níveis verticais, de 2 km a 16 km. O produto CAPPI é obtido a partir da refletividade do radar, coletados de cada azimute e elevação. No final do processo da varredura eletrônica, o volume tridimensional de dados do radar é o que possibilita obter todo o

perfil vertical da refletividade do radar em dBz, dentro da área de cobertura. O CAPPI é obtido com os dados da varredura completa do radar, em todas as elevações da antena, na altura desejada. Após fixar a altura, é feita a interpolação das informações, contidas em cada uma das elevações da PPI ("Plan Position Indicator"), formando assim um campo de refletividade em um plano de altitude constante.

2.4 Previsão Numérica do Tempo

A Previsão Numérica do Tempo (PNT) como seu próprio nome indica é a previsão do tempo não baseada em metodologias aproximadas de caráter subjetivo, mas sim na integração de um sistema de equações que traduzem as leis físicas que regem o comportamento termohidrodinâmico da atmosfera. O esquema de integração numérica básico da PNT, a "*Numerical Weather Prediction*", começou a ser desenvolvido há aproximadamente um século antes da montagem do primeiro computador eletrônico e teve como pioneiro o meteorologista norueguês Vilhelm Bjerkenes. Segundo Bjerkenes (1904), uma boa previsão do tempo era composta por duas etapas: a etapa diagnóstica, em que o estado inicial era determinado a partir de dados observados e a etapa prognóstica que utilizava a Equação do movimento, para calcular como o estado atmosférico avança ao longo do tempo. Sendo assim, propôs conhecendo as informações do estado atual da atmosfera os estados futuros poderiam ser prognosticados - integrando no tempo as equações governantes do fluxo atmosférico - e que o estado da atmosfera poderia ser descrito a partir de sete variáveis básicas: pressão, temperatura, densidade, umidade e as três componentes da velocidade do vento.

Em meados de 1913 Lewis Fry Richardson, meteorologista britânico, iniciou suas pesquisas em PNT, acreditando que um dia seria possível avançar com a previsão do tempo, com um custo de tempo menor (PLATZMAN, 1967). Em 1922 Richardson, finalmente publicou os resultados de quase uma década de pesquisas, o livro chamado *Weather Prediction by Numerical Process* (Previsão do Tempo por Métodos Numéricos), onde discretizou as equações governantes da atmosfera proposta por Bjerkenes - integrando-as no tempo a partir de um estado inicial - para fornecer o valor das tendências em vários campos, em um número finito de pontos no espaço. O autor mostrou como os termos de pequenas magnitudes, das

equações termohidrodinâmicas, poderiam ser deprezados como uma primeira aproximação. No entanto, Richardson foi ridicularizado porque seus cálculos não eram muito promissores na época - pois para um período de previsão de seis horas a variação na pressão apresentava-se com duas ordens de magnitude. O fracasso de Richardson foi atribuído ao fato de ter utilizado um campo inicial onde as diferentes variáveis não se apresentam consistentes umas com as outras.

Passado alguns anos, Charney et al. (1950), começaram a ver a previsão numérica do tempo com outra perspectiva. No Instituto de Princeton Charney, Fjörtoft e Neumann, chegaram a conclusão que o problema da PNT poderia ser solucionado computacionalmente, conseqüentemente trabalharam no desenvolvimento de programas computacionais que pudessem equacionar numericamente o movimento dinâmico da atmosfera. Os autores utilizaram modelos mais simples e fizeram o máximo de aproximações possíveis, chegando a um modelo que se reduz a uma única variável a ser integrada em tempo. Para a época os resultados obtidos foram satisfatórios, porque naquele momento a previsão do tempo ganhava características meteorológicas com boa qualidade.

No ano de 1955, os Estados Unidos da América (EUA) junto ao *National Meteorological Center* (NMC) começaram a investir na área de PNT, com ênfase na parte operacional. Entretanto, foi somente em 01 de agosto de 1979, que se obtiveram as primeiras previsões operacionais de médio prazo no *European Centre for Medium - Range Weather Forecast* (ECMWF). Esse Centro foi bem sucedido na sua missão e continua a desenvolver previsões e outros produtos com alta precisão (LYNCH, 2007). Desde então, inúmeros outros centros de meteorologia em vários países começaram a trabalhar - com a parte operacional e desenvolver pesquisas na área de PNT. É evidente que muitas são as melhorias a serem feitas, pois os modelos de circulação geral global ainda são obrigados a ter espaçamento de grade relativamente grande, devido a restrições tecnológicas computacionais, dificultando assim a representação de pequenos comprimentos de onda. Esse problema relativo à resolução espacial - em muitos casos - é resolvido utilizando os modelos regionais, que permitem o uso de uma grade menor, com alta resolução espacial - simulando assim com maior destreza os fenômenos de mesoescala quando comparado a modelos globais. Os modelos globais fornecem as condições iniciais e de contorno para os modelos regionais, ressaltando conseqüentemente que os erros

provenientes deste contorno também são fatores limitantes na utilização dos modelos regionais (BUSTAMANTE et al., 2005).

A grande melhora na habilidade dos modelos de previsão numérica do tempo nos últimos anos se deve ao aumento da potência dos supercomputadores - o que vem permitindo melhor resolução e aproximações numéricas menores nos modelos operacionais atmosféricos; além da melhor representação dos processos físicos nos modelos; o uso de métodos mais precisos, que resultam em melhoria das condições iniciais para os modelos e o aumento da disponibilidade de dados, especialmente dados de satélite ao longo dos oceanos e do hemisfério sul (KALNAY, 2003).

Recentemente diversos trabalhos têm sido realizados com os modelos regionais, sendo que os mais comumente utilizados estão o RAMS (*Regional Atmospheric Modelling System*), o MM5 (*Penn State Mesoscale Model*) e o WRF (*Weather Research and Forecasting*) que é o sucessor do MM5. Amaral et al.(2008), configuraram os modelos MM5 e WRF utilizando três grades aninhadas com resoluções espaciais de 18 km, 6 km e 2 km para caracterizar um evento de chuva intensa ocorrido em novembro de 2008 no Estado de Santa Catarina (SC). Ambos os modelos foram inicializados com dados do GFS (*Global Forecast System*) do NCEP (*National Centers for Environmental Prediction*), no formato GRIB2 com 0.5° de resolução espacial e processados para um período de 48 horas. Os autores afirmam que ambos os modelos apresentaram resultados numéricos para a precipitação consistentes, quando comparado com os dados observados. Também salientam que a grade com resolução de 2 km apresentou um melhor desempenho do que as grades mães. Silveira et al. (2011), assim como Amaral et al.(2008), também utilizaram dois modelos de mesoescala para estimar a ocorrência de eventos de precipitação no Ceará, porém estes apresentaram resultados das simulações feitas com o modelos RAMS e WRF, testando ora com a mesma parametrização ora com parametrizações distintas, para a previsão de precipitação convectiva. Ambos os modelos utilizaram grades de 115 x 115 pontos, centrada no Estado do Ceará com 25 km de resolução espacial, cobrindo boa parte do Nordeste brasileiro, assim como uma porção do Oceano Atlântico. Os resultados apontam que o modelo RAMS tende a superestimar a ocorrência de eventos de precipitação. O modelo WRF apesar de ter apresentado um índice de acerto e uma probabilidade de detecção inferior a do RAMS, apresentou um menor índice de falso alarme justificando assim a sua utilização na parte operacional. Padilha (2011) simulou três

eventos de chuvas intensas ocorridas no Estado do Rio de Janeiro. O modelo de mesoescala WRF foi integrado em grades aninhadas de 54, 18,6 e 2 km, sendo utilizadas as análises e previsões do NCEP. Os resultados, embora não tenham sido totalmente satisfatórios, demonstraram que a técnica de modelagem numérica de eventos de chuvas intensas é promissora.

O uso de modelos regionais com distintas parametrizações trouxe grandes avanços para a PNT, porém ainda há um déficit nas condições iniciais e de fronteira que por vezes acarretam em pequenos erros. Esses erros atualmente estão sendo estabilizados por técnicas de assimilação de dados (assunto que será abordado no próximo item).

2.5 Assimilação de Dados

Modelos de mesoescala necessitam de condições iniciais e de contorno com grandes detalhes e fidedignas com a realidade, ou seja, que contenham um grande número de informações precisas sobre determinada área a ser explorada. O aumento na riqueza de detalhes destas condições é feita através da inserção de dados observados que servirão como análise ao modelo, a qual chamamos de assimilação de dados (LORENC, 1986). Com o intuito de melhorar as condições iniciais, já em 1956, os dados passaram a ser preparados através de um sistema conhecido como análise objetiva. Esta análise consiste em estimar as variáveis atmosféricas, dependentes para cada ponto de grade regularmente espaçado no espaço bidimensional ou tridimensional (DALEY, 1991). No entanto, mesmo conseguindo interpolar os dados espacialmente, para os pontos de grade de um modelo, ainda há um grande problema para ser resolvido em relação aos dados disponíveis para inicializar os modelos numéricos - com isso surgiu à necessidade de utilizar as informações adicionais para complementar as condições iniciais.

Bergthorssen e Doos (1955) juntamente com Cressman (1959) desenvolveram algoritmos para determinar as condições iniciais e inicializar os modelos de previsão numérica em duas dimensões. Os algoritmos consistiam em um campo de *background* criado a partir de uma previsão de tempo anterior, definido em ponto de grade, que então é interpolado ao ponto da observação. Os valores de *background* eram subtraídos do dado observado e interpolados de volta ao ponto de grade, gerando assim incrementos computacionais. Este método ficou

conhecido como método das correções sucessivas e desde então o sistema de análise objetiva começou a evoluir para o que chamamos hoje de sistema de assimilação de dados.

O Sistema de Assimilação de Dados (DAS) produz uma estimativa sobre as condições atmosféricas de um dado instante de tempo referido como análise, estas são realizadas a partir de informações de observações ou previsões anteriores, que são chamadas de primeira aproximação, assim como seus respectivos erros e leis da física (SILVA, 2012). Quando a assimilação de dados é sequencial no tempo, chama-se ciclo de assimilação de dados, este ciclo pode ser intermitente ou contínuo (KALNAY, 2003). Na Figura 10, é apresentado o ciclo de assimilação intermitente, onde as observações são feitas em um intervalo de aproximadamente três horas. Na sexta hora estas são coletadas e passam pelo controle de qualidade. O passo de inicialização é então executado, a partir deste estado analisado, para produzir uma previsão de seis horas, que é utilizada como estimativa a priori para a próxima análise. Na Figura 10, é apresentado o ciclo de assimilação intermitente, onde as observações são feitas em um intervalo de aproximadamente três horas. Na sexta hora estas são coletadas e passam pelo controle de qualidade. O passo de inicialização é então executado, a partir deste estado analisado, para produzir uma previsão de seis horas, que é utilizada como estimativa a priori para a próxima análise.

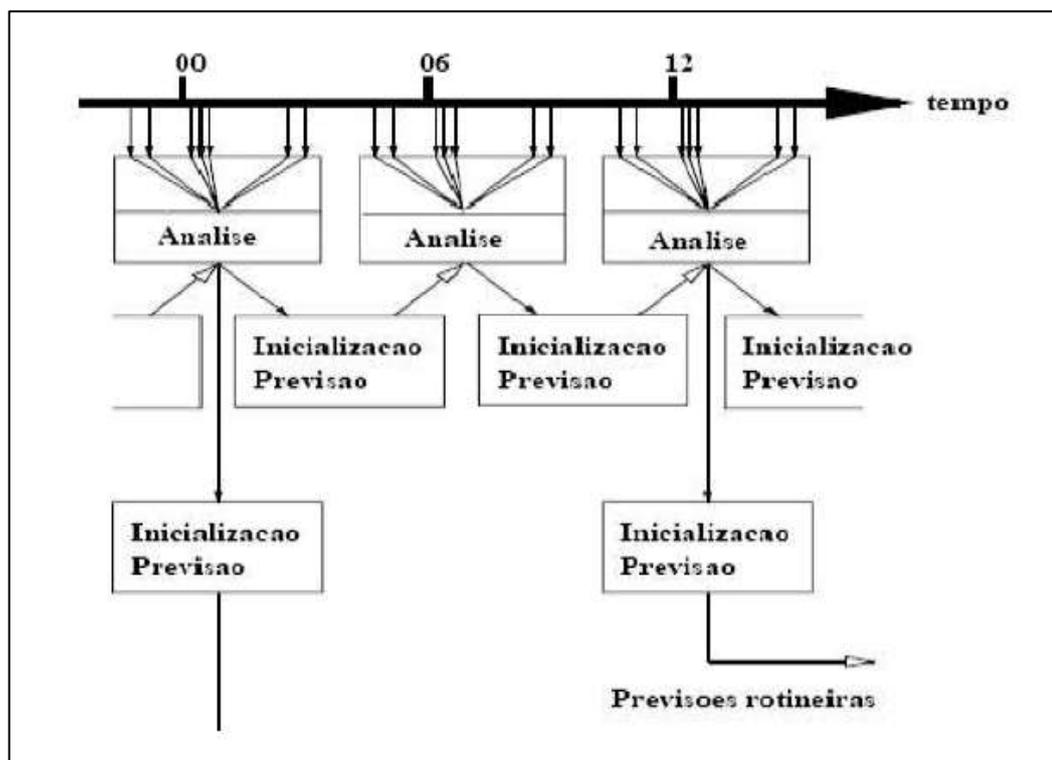


Figura 10 - Diagrama esquemático do ciclo de assimilação de dados intermitentes.
Fonte: (NOWOSAD, 2001)

Na Figura 11 é apresentado o ciclo de assimilação de dados contínuo, neste ciclo as observações são assimiladas na mesma taxa que são observadas, claro com um déficit do tempo real para permitir que os dados sejam comunicados e processados. O estado atmosférico simulado pelo modelo numérico é ajustado de modo contínuo para aproximar as novas observações.

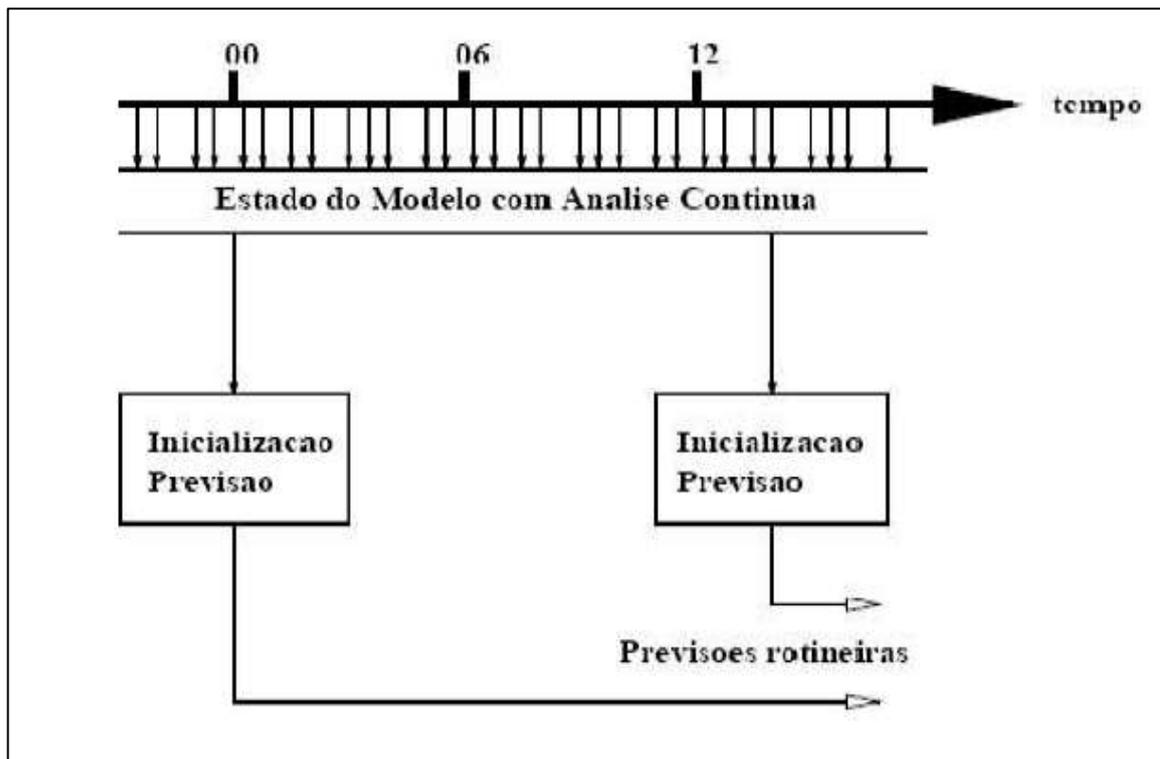


Figura 11 - Diagrama esquemático do ciclo de assimilação de dados contínuo.

Fonte: (NOWOSAD, 2001)

O ciclo de assimilação de dados possui quatro subcomponentes que são (DALEY, 1991). 1) Controle de qualidade dos dados; 2) Análise objetiva; 3) Inicialização; 4) Previsão de curto prazo para preparar a estimativa a priori. Geralmente o número de informações no estado atual do modelo, provenientes das observações anteriores, é maior que as das informações contidas em um único tempo sinótico (DALEY, 1985). Portanto, fica evidente o quanto é importante levar em consideração o item do subcomponente 4 - do ciclo de assimilação.

As principais técnicas de assimilação de dados utilizadas atualmente são os baseados na teoria da estimativa estatística como o *Optimal Interpolation* (OI) e o *Kalman Filter* e no método variacional 3DVAR e 4DVAR.

O OI é um método simples apresentado por Gandin em 1963. Este método foi implementado primeiramente no Canadá na década de 70 e o primeiro a apresentar uma base estatística na análise utilizando as funções de covariância das variáveis meteorológicas foi feito por Talagrand (1997). Este método foi muito utilizado nas décadas de 1980 e 1990 (KALNAY, 2003). O *Kalman Filter* é baseado no método de análise dos mínimos quadrados - no âmbito de uma assimilação de dados sequencial - em que cada plano *background* é fornecido por uma previsão que começa a partir de uma análise anterior. A assimilação é feita em tempo real, onde as observações são adaptadas para serem distribuídas em tempo ao modelo de previsão. Os métodos variacionais minimizam as diferenças entre os campos obtidos de uma estimativa anterior e os campos observados, por meio de correlações de erros instrumentais e da interpolação. A análise variacional *Three Dimensional Variational Data Assimilation* (3DVAR) é utilizado no NCEP, este método assimila as três dimensões espaciais do tempo. O *Four Dimensional Variational Data Assimilation* (4DVAR), é um método utilizado no *European Centre for Medium-Range Weather Forecasts* (ECMWF) e no *Japan Meteorological Agency* (JMA). O 4DVAR assimila as três dimensões espaciais e o tempo através de um modelo adjunto e pode ser pensado como a minimização da soma das funções custo básicas 3DVAR para todos os passos de tempo no intervalo temporal de assimilação de dados (Kalnay,2003).

Os principais métodos utilizados para a assimilação de dados na área de meteorologia fundamentam-se na Equação 4, porém, diferem-se na forma como é obtida a matriz peso (W) (KALNAY,2003).

$$x^a = x^b + W[y^o - H(x^b)], \quad (4)$$

Onde x^a é a análise, x^b o campo de background, W a matriz peso, y^o o vetor de observações e $H(x^b)$ o operador observação que realiza a interpolação necessária e a transformação das variáveis do modelo para o espaço das observações. A diferença $[y^o - H(x^b)]$ (observação menos o *background*) é o incremento observacional (KALNAY, 2003). A matriz peso W é definida de acordo com o método de assimilação - que para o caso de um sistema 3D-Var, é definida pela Equação 5.

$$W = (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1}, \quad (5)$$

onde a matriz covariância dos erros de background é representada por B , H é o operador observação linearizado e R a matriz de covariância dos erros das observações.

Nos últimos anos diversos estudos têm comprovado a eficácia do uso das técnicas de assimilação de dados para melhorar a qualidade da previsão numérica do tempo.

Ferreira (2003) utilizou uma adaptação do esquema de assimilação do espaço físico *Physical space Statistical Analysis System* (PSAS), desenvolvido pelo *Data Assimilation Office* (DAO) da *National Aeronautics and Space Administration* (NASA) no Modelo Global do Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC), o qual denomina-se GPSAS. Através deste sistema várias análises e previsões foram produzidas com diferentes conjuntos de dados. Um dos conjuntos incluía os dados de sondagem de satélites derivados do *Advanced TIROS Operational Vertical Sounder* (ATOVS); e nos demais esses dados foram omitidos. As diferentes análises e previsões foram então comparadas com as análises do NCEP, para o Hemisfério Norte e Sul, para a região Antártica e para a América do Sul. Os resultados confirmam que os dados de ATOVS produzem melhorias nas previsões do tempo no Hemisfério Sul. Também para este mesmo tipo de assimilação, Mattos (2006) aplicou o uso de Pseudo-Temps, para gerar condições iniciais de contorno para o Modelo de Circulação Geral da Atmosfera (MCGA). Os resultados obtidos nos experimentos foram comparados com as previsões sem a inclusão de Pseudo-Temps, com reanálises obtidas do *South America Low Level Jet Experiment* e com dados das estações em superfície sobre a América do Sul. Os resultados mostraram que a utilização das Pseudo-Temps, proporcionou um impacto positivo nas previsões do MCGA.

Castro (2008) avaliou o desempenho do uso da técnica de assimilação de dados de Relaxamento Newtoniano no modelo atmosférico *Regional Atmospheric Modeling System* (RAMS 6.0). O autor utilizou dados observados de velocidade e direção do vento, umidade relativa do ar e temperatura registradas nas Plataformas de Coletas de Dados (PCDs) da Fundação Cearense de Meteorologia e Recursos Hídricos (FUNCEME). A assimilação de dados foi implementada no modelo numérico e os resultados foram obtidos para as simulações com raios de influência da assimilação de dados observados em torno das PCDs de 10km, 20km 50km e

100km, usados na Interpolação *Kriging*. Os resultados demonstraram uma melhora em relação à simulação sem a assimilação de dados observados, principalmente para os raios de 50km e 100km. Em modo operacional de previsão de tempo, isto é, assimilando dados somente para os horários anteriores ao do início da rodada operacional ora implementada na FUNCEME, foi verificado que os benefícios da assimilação de dados observados estão limitados ao primeiro dia de previsão.

Santos et al. (2012) e Beck(2013), assim como Castro (2008) também assimilaram dados observados para tentar melhorar as condições iniciais dos modelos de mesoescala, porém utilizaram o método variacional 3DVAR. Santos et al. (2012), assimilaram dados das estações meteorológicas do INMET para inicializar o Modelo Brasileiro de Alta Resolução (MBAR) 10 km. Os resultados apresentaram sinais de melhorias nas previsões geradas pelo MBAR 10 km, verificando assim um desempenho melhor no comportamento da previsão de precipitação utilizando dados assimilados para inicializar o modelo. Já Beck(2013), assimilou não só os dados observados das estações automáticas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) como também as radiossondagens da Região Sul do Brasil na previsão do modelo WRF com assimilação 3DVAR. Os resultados evidenciaram que o WRF com assimilação de dados reproduziu satisfatoriamente o cenário sinótico observado nos dois casos analisados e produziu prognósticos melhores que os do WRF sem assimilação. As análises termodinâmicas mostraram que o WRF com assimilação de dados produziu perfis verticais de temperatura do ar e temperatura do ponto de orvalho bem próximos dos perfis observados, com pequena melhora na previsão em relação ao WRF sem assimilação.

Sugimoto et al. (2009), avaliaram o impacto do método de assimilação em 3 dimensões (3DVAR) no modelo de mesoescala WRF, para previsão da quantidade de precipitação e identificação de células convectivas. Os dados assimilados foram de radares doppler do WSR-88 e a validação dos resultados foi feita com dados observados de experimentos realizados ao sul de Great Plains. Os autores concluíram que, a assimilação de todos os dados possíveis (velocidade radial e de dados de refletividade), melhora o desempenho de curto alcance na previsão de precipitação. A recuperação dos dados de vento, assimilando velocidades radiais é de primordial importância no âmbito 3DVAR, para o caso tempestades severas. A assimilação para os dados de refletividade, também é benéfico especialmente para

precipitação intensa. Nota-se que a utilização do método 3DVAR a previsão do QPF melhorou significativamente.

Ainda utilizando o método 3DVAR para o modelo WRF, podemos citar Fierro et al. (2012) que propuseram a assimilação de dados de refletividade e velocidade radial de radar. Estes autores observaram que as simulações feitas com os dados assimilados representaram melhor a estrutura da tempestade, porém Fierro ressaltou que os prognósticos gerados com a assimilação 3DVAR deixam a desejar no quesito de intensidade e localização dos núcleos convectivos.

Recentemente, estudos têm demonstrado que além de dados de radar, o uso de dados de satélite para a assimilação vem se tornando muito comum. Zhang et al. (2013) testaram a assimilação de dados de radiância para melhorar os prognósticos do modelo WRF. Dois experimentos de assimilação foram realizados utilizando radiâncias afetadas pela precipitação, obtida a partir de sensores de microondas passivas, uma para uma tempestade tropical e o outra para um evento de chuva forte no sudeste dos Estados Unidos. Os resultados verificaram que a assimilação por conjunto de radiâncias afetadas pela precipitação melhora a qualidade de precipitação analisada em termos de distribuição espacial e intensidade da chuva acumulada, conforme verificado por observações de precipitação.

Jones et al. (2014), avaliaram o impacto da assimilação de dados de satélite e radar nas previsões de 1 – 3 horas. Neste trabalho as estatísticas de correlação mostraram que as observações de dados de radar e de satélite são sensíveis a diferentes variáveis. Assimilar 6,95 mícrons Tb melhorou principalmente o vapor de água atmosférico, gelo e neve. Já a assimilação da refletividade do radar, revelou-se mais eficaz na baixa e média troposfera com os melhores resultados observados para a água da chuva, neve e gelo. Os impactos da assimilação de ambos os conjuntos de dados diminuem rapidamente em função do tempo de previsão. Os autores ainda constataram que por 1 h, os efeitos de dados de satélite se tornam pequenos para a previsão, embora continue a ser útil para o vapor de água na atmosfera. Os impactos de dados radar duram um pouco mais, às vezes até 3 h, mas também apresentam uma grande diminuição da eficácia em 1 h. Geralmente, assimilando satélite e dados de radar simultaneamente obtêm-se uma melhor análise e previsão para a maioria das variáveis.

2.6 Área de Estudo

O Estado do Rio Grande do Sul (RS) está localizado abaixo do trópico de capricórnio entre as latitudes 27° 03' 42" S e 33° 45' 09" S, e as longitudes de 57° 40' 57" W e 33° 45' 41" W (Figura 12). Compreende uma área de aproximadamente 282.000 km², sendo 14.656 km² cobertos por água. O Estado é banhado pelo Oceano Atlântico e possui duas das maiores lagoas do Brasil: a Lagoa Mirim e a Lagoa Mangueira, além de possuir uma das maiores lagoas do mundo: a Lagoa dos Patos. Sua posição no globo faz com que seu clima seja influenciado pela dinâmica das massas de ar provenientes das regiões polares. Segundo Köppen–Geiger, dois tipos climáticos caracterizam o Estado do Rio Grande do Sul: o clima subtropical úmido e o clima oceânico.

O clima subtropical úmido (*Cfa* na escala de Köppen–Geiger), predominante na maior parte do RS, possui chuvas bem distribuídas durante o ano e verões quentes, a temperatura média anual registra valores em torno de 18°C e 20°C. O clima oceânico (*Cfb*) também apresenta chuvas bem distribuídas durante o ano, mas os verões são amenos. Ocorre nas porções mais elevadas do território sul-riograndense, isto é, a porção mais elevadas do planalto e serra, registrando temperatura média anual entre 13°C e 17°C.



Figura 12 - Mapa do Estado do Rio Grande do Sul.

Fonte: adaptado de <http://profdanielgeo.blogspot.com.br/>

A Região Metropolitana de Porto Alegre (RMPA) também conhecida como grande Porto Alegre encontra-se na região centro-leste do RS. Sua localização é muito distinta, pois ao Sul é banhada pela Lagoa dos Patos; a Leste, há a planície costeira e o Oceano Atlântico; a norte a serra geral e uma região de planalto, que declina moderadamente em direção ao Sul e abruptamente em direção a Leste; a Oeste há a Depressão Central. A RMPA compreende 33 municípios do estado do Rio Grande do Sul, incluindo o Vale dos Sinos e o Vale Paranhana (Figura 13), compreende uma área de 10.234.012 km² e, possui 4.011.224 habitantes (Censo IBGE 2010). A capital do RS tem como característica marcante a grande variabilidade no clima, sendo que o lago Guaíba, situado próximo a essa região contribui para elevar a taxa de umidade atmosférica e modificar as condições climáticas locais, com a formação de microclimas.



Figura 13 – Recorte da Região Metropolitana de Porto Alegre

Fonte: adaptado de <http://profdanielgeo.blogspot.com.br/>

3. Dados e Metodologia

No decorrer do ano de 2013 vários foram os eventos de precipitação intensa ocorridos no Estado do Rio Grande do Sul. Desses, optou-se por analisar dois casos que assolaram a RMPA, mais especificamente a cidade de Porto Alegre. As análises destes eventos foram feitas utilizando imagens do satélite GOES – 13 no canal infravermelho, em alta resolução espacial; cartas de superfície do Centro de Hidrografia da Marinha, os campos das análises do modelo global - The Global Forecast System (Sistema de Previsão Global – GFS) do NCEP, imagens do satélite TRMM, bem como os resultados das simulações do modelo WRF e WRFDA. Para processar o modelo WRF foram utilizados os prognósticos do modelo global GFS. Posteriormente foi feita a inserção dos dados das variáveis meteorológicas das estações de superfície do INMET; radiossondagens obtidas para todo o Estado do RS; dados dos radares de Canguçu-RS, Santiago-RS e Morro da Igreja-SC para o ciclo de assimilação de dados para o processamento do modelo.

As simulações numéricas foram realizadas com o modelo de mesoescala WRF (*Weather Research Forecast*) Skamarock et al. (2008). As análises diagnósticas preliminares e geração de condições iniciais para as simulações do WRF foram efetuadas com o sistema de assimilação de dados WRFVAR Barker et al. (2012).

3.1 Dados

3.1.1 Imagens GOES – 13 no canal infravermelho

Foram utilizadas imagens do satélite geoestacionário GOES-13, as imagens têm uma frequência de 15 minutos e são disponibilizadas operacionalmente pelo Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos (CPTEC) do Instituto Nacional de Pesquisas espaciais (INPE).

3.1.2 Análises e Prognósticos do Modelo Global GFS

As análises do modelo global GFS, são disponibilizadas pelo NCEP, a cada seis horas, junto com os prognósticos, de 3 em 3 horas - das 00Z,06Z,12Z, 18Z; possuem 27 níveis isobáricos compreendidos entre 1000 hPa e 10 hPa. Dentre os campos disponíveis estão as componentes zonal (m/s), meridional (m/s) e vertical do vento (Pa/s), umidade relativa (%), temperatura do ar (°C) e pressão atmosférica ao nível do mar (hPa), além de variáveis derivadas como altura geopotencial (gpm) e Cape ($J\ kg^{-1}$). Essas análises são utilizadas como condições iniciais e os prognósticos numéricos como condições de contorno para o modelo WRF. A análise é também utilizada para avaliação das condições sinóticas da atmosfera em cada um dos casos explorados bem como para comparação espacial das variáveis de superfície.

3.1.3 Dados do Sistema de Observação Global (*Global Observing System – GOS*)

O GOS é um sistema coordenado de métodos e recursos para realização de observações meteorológicas e ambientais em escala global. O sistema é composto de subsistemas baseados no espaço à base de superfície e operacionalmente fiável. O GOS fornece dados de observação para a agrometeorologia, meteorologia aeronáutica e climatologia, todas essas observações trafegam pelo GTS, composto de uma rede automática, para a distribuição de dados de observação. As principais observações que compõem o GOS na forma codificada são descritas abaixo:

- SYNOP/SHIP – são observações de superfície terrestre e marítima temperatura, pressão, umidade, velocidade e direção do vento, nuvens, e precipitação.
- BUOY - contém observações de superfícies marítimas, os dados obtidos das boias de deriva, são recebidos remotamente através do sistema Argos (sistema franco-americano que opera nos satélites da série NOAA). Com o uso de boias ancoradas é possível realizar a coleta de variáveis oceanográficas em vários níveis de profundidade e variáveis meteorológicas de superfície, os dados são transmitidos via satélite em tempo quase real.
- METAR – são observações de superfície terrestre sistemática, são emitidos em intervalos regulares de uma hora, medem variáveis do vento visibilidade, temperatura, temperatura do ponto de orvalho e etc...

- TEMP – a denominação TEMP é dada para as observações de ar superior, essas são medidas por radiossondas (balões meteorológicos). No Brasil, essas observações são realizadas duas vezes ao dia as 00 e 12 GMT (tempo médio de Greenwich). As principais medidas são temperatura, umidade e vento.
- PILOT – trata-se de observações de velocidade do vento obtidas por balões piloto para a baixa troposfera. Esses dados não costumam ser tão precisos quanto os dados de radiossondas devido aos erros considerados pela velocidade de subida dos balões.
- AIREP – são observações reportadas de aeronaves, elas normalmente são realizadas fora do horário sinótico mede temperatura e vento próximo ao nível de 200-300 hPa (altitude de “cruzeiro”).
- SATOB – mede dados de velocidade do vento em nível simples deduzidos da movimentação de nuvens detectadas por imagens de satélite geostacionário.

3.1.4 Radiossondagens da Atmosfera

A radiossonda é um conjunto de instrumentos e sensores destinados para se medir a temperatura do ar, umidade relativa e pressão atmosférica, enquanto é elevada na atmosfera até alturas típicas da ordem de 30 Km - por um balão inflado com gás hélio. O deslocamento da sonda é registrado por uma antena GPS - que permite a determinação da medida da direção e velocidade do vento. Os dados observados, minuto a minuto, são enviados via rádio para a estação receptora, no solo que os processa e gera uma mensagem codificada para ser enviada ao Centro Coletor - onde ocorre a distribuição ao sistema global. A Rede de Estações de Altitude no Brasil conta com aproximadamente 40 estações e está distribuída e operada pelo INMET, o Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) e a Diretoria de Hidrografia e Navegação da Marinha (DHN), que são órgãos operacionais. Neste trabalho foram utilizadas radiossondagens das cidades de Porto Alegre – RS, Santa Maria – RS e Uruguaiana (Figura 14) nos horários das 00:00 UTC e 12 UTC.

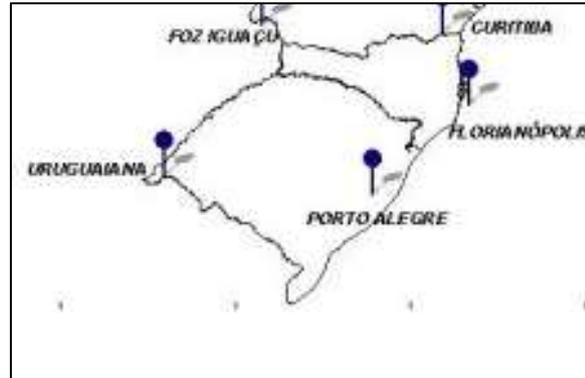


Figura 14 - Localização Estações de Radiossondagem.

3.1.5 Radar Meteorológico

Nesta pesquisa foram utilizadas as informações coletadas pelos radares Doppler, banda S, com comprimento de onda de 10 cm e abertura no feixe de aproximadamente 2°. Estes estão instalados nas cidades de Canguçu – RS, Santiago – RS e Morro da Igreja – SC (figura 15), levam 15 minutos para executar 15 varreduras volumétricas, e é operado 24 horas por dia pelo DECEA. A Figura 15 mostra a localização geográfica dos radares utilizados, bem como seu raio de ação.



Figura 15 - Localização da área de atuação dos radares do Rio Grande do Sul.
Fonte: (DAS/INPE).

Como a resolução horizontal dos dados do radar é maior que a do terceiro domínio do modelo, eles foram devidamente processados para apresentação compatível com a do modelo.

3.1.6 Rede de Estações Automáticas do INMET

As estações automáticas do INMET são compostas de uma unidade de memória central (“data logger”), ligada a vários sensores dos parâmetros meteorológicos (pressão atmosférica, temperatura e umidade relativa do ar, precipitação, radiação solar e as três componentes do vento) que integra os valores observados minuto a minuto e os automaticamente a cada hora. Os dados dessas variáveis foram convertidos para o formato (LITTLE_R), este utilizado no modelo WRF para compor o conjunto de dados para a assimilação. Na Figura 16 ilustra-se a localização das estações do estado do RS utilizadas no trabalho.



Figura 16 - Localização das estações automáticas do INMET no RS.

Fonte: (INMET, 2014)

3.2 Metodologia

3.2.1 Modelo de Mesoescala WRF

O modelo de mesoescala WRF é um sistema de modelagem numérica da atmosfera de última geração. O seu desenvolvimento é fruto dos esforços de vários centros de investigação e agências governamentais dentre os quais o *Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) Division do National Center for Atmospheric Research (NCAR)*, *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)*, *NCEP*, *Forecast Systems Laboratory (FSL)*, *Air Force Weather Agency (AFWA)*, *Naval Research Laboratory*, *Oklahoma University*, *Federal Aviation Administration (FAA)*, o *Center of Analysis and Prediction of Storms (CAPS)* e pesquisadores de várias outras universidades. O sistema WRF é de domínio público e está disponível gratuitamente na página oficial do modelo (<http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users>). O modelo oferece uma diversidade de opções físicas e um sistema avançado para assimilação de dados vem sendo desenvolvido em paralelo ao modelo. As aplicações incluem previsões numéricas do tempo, pesquisas de parametrizações físicas e assimilação de dados, aplicações na previsão da qualidade do ar, acoplamento com modelos de previsões oceânicas e de dispersão de poluentes atmosféricos e simulações idealizadas Skamarock et al.(2008).

O WRF está dividido em quatro partes (Figura 17): organização de dados externos, pré processamento – *WRF Preprocessing System (WPS)* incluindo a assimilação de dados WRFVAR, possui dois núcleos dinâmico de processamento o ARW (*Advanced Research WRF*) e o NMM (*Nonhydrostatic Mesoscale Model*) e por fim a parte do pós-processamento e visualização.

O presente trabalho fará uso do núcleo dinâmico WRF-ARW, versão 3.5.1, disponibilizado em 23 de setembro de 2013. Nos sub-itens subsequentes serão apresentados à coordenada vertical utilizada pelo modelo, as equações governantes, a discretização temporal e espacial, o esquema de parametrizações bem como uma pequena descrição do processamento do modelo.

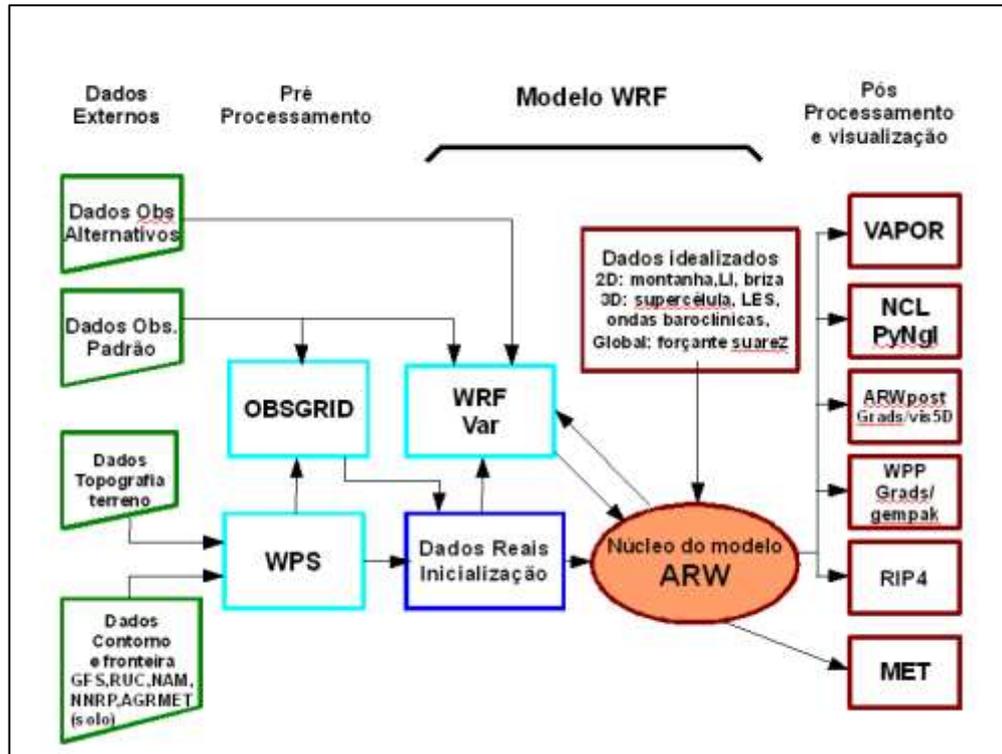


Figura 17 - Diagrama de Funcionamento do modelo WRF.

Fonte: (SKAMAROCK et al., 2008)

O WPS prepara os dados de contorno (como GFS) e os dados de características do terreno tais como topografia, vegetação, uso e cobertura do solo, tipos de solo e realiza a interpolação de dados meteorológicos, determinando assim as condições atmosféricas das fronteiras do modelo. No pré-processamento também é definido os domínios da simulação e aninhamento de grades, bem como as projeções do mapa.

3.2.2 Coordenada Vertical η

No WRF (ARW) a coordenada vertical utilizada é denominada η , que utiliza o componente hidrostático da pressão atmosférica com o objetivo de seguir o contorno do terreno para todos os tipos de regiões topográficas (Figura 18). Segundo Skamarock, et al., a coordenada η é definida por:

$$\eta = \frac{P_h - P_{ht}}{P_{hs} - P_{ht}}, \quad (6)$$

onde P_h é a componente hidrostática da pressão, P_{hs} e P_{ht} representam a pressão hidrostática na superfície e no topo do modelo respectivamente (WANG et al., 2012).

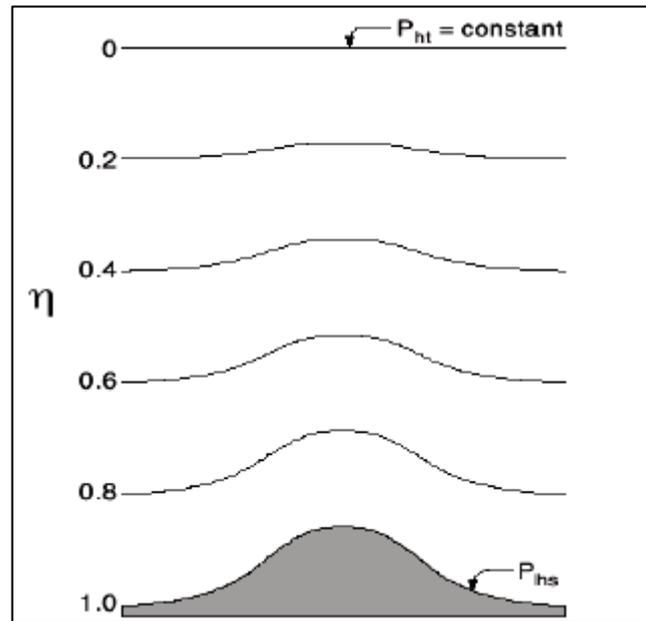


Figura 18 - Coordenada η utilizada no modelo WRF. Próximo à superfície terrestre e diante de grandes variações da topografia.

Fonte: (SKAMAROCK et al., 2008).

3.2.3 Equações Governantes

Para simular as condições da atmosfera, o modelo WRF usa como base um conjunto de equações que controlam o comportamento da atmosfera. Essas equações podem ser expressas na forma de fluxo de Euler diferencial como se segue.

Conservação da quantidade de movimento no WRF:

$$\partial_t U + (\nabla \cdot \vec{V}u) - \partial_x (p \partial_\eta \phi) + \partial_\eta (p \partial_x \phi) = F_U \quad (7)$$

$$\partial_t V + (\nabla \cdot \vec{V}v) - \partial_y (p \partial_\eta \phi) + \partial_\eta (p \partial_y \phi) = F_V \quad (8)$$

$$\partial_t W + (\nabla \cdot \vec{V}w) - g(\partial_\eta p - \mu) = F_W \quad (9)$$

Conservação da energia termodinâmica no WRF:

$$\partial_t \Theta + (\nabla \cdot \vec{V} \theta) = F_\Theta, \quad (10)$$

Conservação da massa no WRF:

$$\partial_t \mu + (\nabla \cdot \vec{V}) = 0, \quad (11)$$

Equação do Geopotencial no WRF:

$$\partial_t \phi + \mu^{-1} [(\vec{V} \cdot \nabla) \phi] - gW = 0, \quad (12)$$

Equação Hidrostática no WRF:

$$\partial_\eta \phi = -\alpha \mu \quad (13)$$

Estado termodinâmico no WRF:

$$p = p_o (R_d \theta / p_o \alpha)^\gamma, \quad (14)$$

onde $V = (u, v, w)$, θ é a temperatura potencial, $\phi = gz$ representa o geopotencial, p é a pressão, $\alpha = \frac{1}{\rho}$ é o inverso da densidade, $\gamma = C_p/C_v$ a razão entre as capacidades de calor para o ar seco, R_d a constante do gás para o ar seco, p_o é a pressão de referência, $\vec{V} = \mu V = (U, V, W)$, $\Omega = \mu \eta$ e $\Theta = \mu \theta$. F_U, F_V, F_W, F_Θ representam os termos forçantes devido à física do modelo, mistura turbulenta, projeções esféricas e rotações do modelo.

As equações apresentadas na forma acima são aplicadas apenas para situações idealizadas. Portanto, é preciso redefinir as equações e levar em conta o efeito de Coriolis, umidade do ar e a projeção cartográfica que está sendo utilizada. Além de, considerar as variáveis, as equações diferenciais parciais possuem variáveis de perturbação, pois isso diminui os erros de truncamento e

arredondamento no cálculo do gradiente de pressão horizontal e vertical, respectivamente. Com isso o sistema de equações são expressas nas seguintes formas:

$$\partial_t U + m_x [\partial_x (Uu) + \partial_y (Vu)] + \partial_n (\Omega u) + \mu_d \alpha \partial_x p + (\alpha/\alpha_d) (\partial_n p \partial_x \phi) = F_U \quad (15)$$

$$\partial_t V + m_y [\partial_x (Uv) + \partial_y (Vv)] + (m_x/m_y) \partial_n (\Omega v) + \mu_d \alpha \partial_y p + (\alpha/\alpha_d) (\partial_n p \partial_y \phi) = F_V \quad (16)$$

$$\partial_t W + (m_x m_y / m_y) [\partial_x (Uw) + \partial_y (Vw)] + \partial_n (\Omega w) - m_y^{-1} g [(\alpha/\alpha_d) (\partial_n p) - \mu_d] = F_W \quad (17)$$

$$\partial_t \Theta + m_x m_y [\partial_x (U\theta) + \partial_y (V\theta)] + m_y \partial_n (\Omega \theta) = F_\Theta \quad (18)$$

$$\partial_t \mu_d + m_x m_y [U_x + V_y] + m_y \partial_n (\Omega) = 0 \quad (19)$$

$$\partial_t \phi + \mu_d^{-1} [m_x m_y (U \partial_x \phi + V \partial_y \phi) + m_y \Omega \partial_n \phi - m_y g W] = 0 \quad (20)$$

$$\partial_t Q_m + m_x m_y [\partial_x (Uq_m) + \partial_y (Vq_m)] + m_y \partial_n (\Omega q_m) = F_{Q_m} \quad (21)$$

Sendo que as novas formas do momento foram expressas por: $U = \mu_d u/m$, $V = \mu_d v/m$, $W = \mu_d w/m$, $\Omega = \mu_d \dot{\eta}/m$. A Equação do estado não pode ser escrita na forma de perturbação devido ao expoente, mantendo portanto a mesma forma representada em 14.

3.2.4 Discretização Temporal

O modelo WRF utiliza um esquema de integração do passo de tempo (*time-split*), onde as ondas de baixa frequência são integradas através do esquema de Runge-Kutta de 3º ordem (RK3). Entretanto o modo horizontal de propagação de ondas acústicas é resolvido com o esquema de integração *forward-backward* e, o modo vertical, com um esquema implícito.

Para o núcleo ARW as variáveis são definidas como $\Phi = (U, V, W, \theta, \phi', \mu', Q_m)$ e as equações do modelo, $\Phi_t = R(\Phi)$. Para avançar a solução de $\Phi(t)$ a $\Phi(t + \Delta t)$:

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (22)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (23)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (24)$$

onde Δt é o passo de tempo utilizado para ondas lentas. O esquema RK3, tem precisão de 3º ordem apenas para equações lineares, para equações não lineares é de 2º ordem.

3.2.5 Discretização Espacial

O domínio de simulação do WRF é o espaço físico representado no espaço por uma malha de cálculo tridimensional (Figura 19). A discretização espacial é feita utilizando uma grade tipo C Arakawa (ARAKAWA e LAMB, 1977). No centro da malha são definidas as variáveis de massa, enquanto que nos limites da malha são definidas as componentes do vento. No centro de malha (onde estão definidas as variáveis relativas ao vento a 10m e a temperatura a 2m), as variáveis U e V são interpoladas.

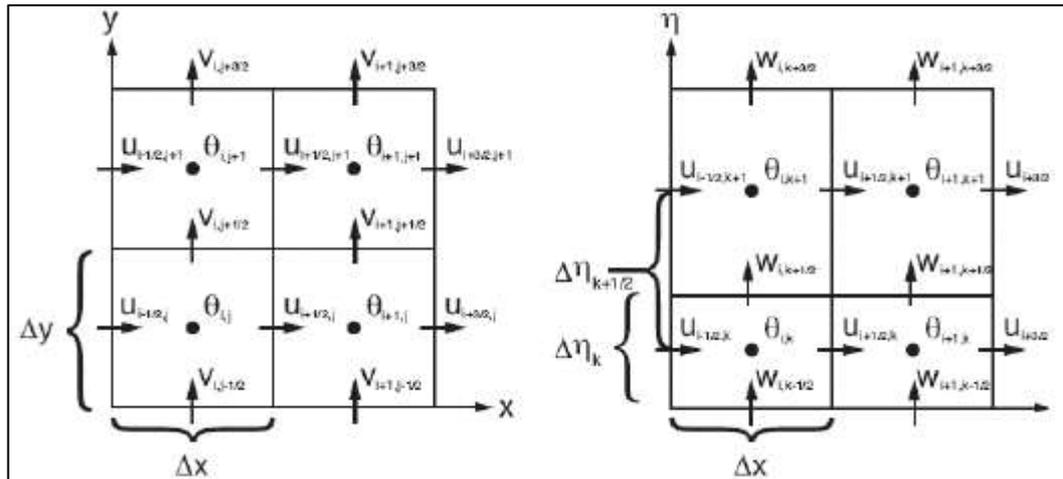


Figura 19 - Grade alternada horizontal e vertical do tipo C.

Fonte: (adaptado de SKAMAROCK et al.,2008).

Nos níveis verticais da grade os cálculos são procedidos pelos valores das variáveis em coordenada η (eta), definida em relação à componente hidrostática de pressão conforme já foi mencionado anteriormente no item 3.2.1.1 . Cada superfície η é retalhada numa rede retangular de localizações horizontais, definida no plano de uma projeção cartográfica particular.

O espaçamento da malha e o número de nós determinam as suas dimensões - sua posição é definida pelas coordenadas de longitude e latitude correspondente ao centro geométrico ou a outro ponto à escolha.

3.2.6 Condições Iniciais e de Fronteira

O WRF necessita de condições de fronteira laterais que representem, dentro do possível, o estado real da atmosfera ao longo do tempo de integração de equações dinâmicas. As condições de fronteira na maioria das vezes são obtidas através de um modelo de simulação de escala global.

As condições de fronteira lateral são obtidas por interpolação das previsões do modelo global sobre os nós que contornam a malha e nos sucessivos incrementos de tempo de integração constante. A fronteira superior é uma superfície constante.

3.2.7 Aninhamentos de Grades

O modelo WRF permite o aninhamento (*nesting*) de um domínio menor e grade mais fina, no interior de um domínio maior com uma grade mais ampla. O domínio aninhado (*nest*) é controlado nas suas fronteiras laterais pelo domínio pai (*parent*). A vantagem de utilizar grades aninhadas é, possibilitar o processamento simultâneo, "2-way *nesting*", e dispor de prognósticos de uma determinada área com alta resolução espacial, sem que toda a grade tenha que ser rodada com um Δx menor. A Figura 20 mostra exemplos de possíveis aninhamentos de grades no WRF.

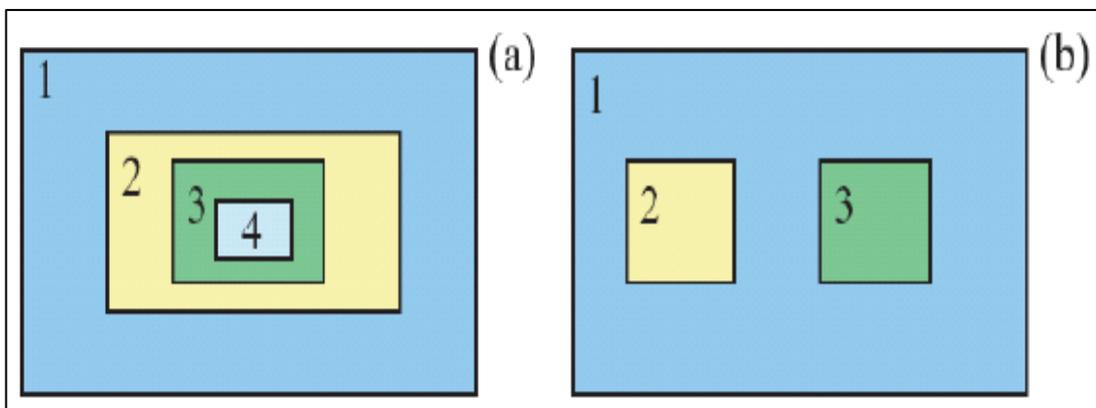


Figura 20 - Exemplos de aninhamentos de grade permitido no WRF.

Fonte: (adaptado de SKAMAROCK et al.,2008).

Há duas opções para o aninhamento dos domínios: "one-way" ou "two-way". No aninhamento do tipo "one-way", as informações são passadas apenas do domínio 1 para o domínio 2 (condições de contorno) e não ocorre *feed-back* (*realimentação*) do domínio 2 para o domínio 1. Assim na Figura 20 em (a), o fluxo é de $1 \rightarrow 2 \rightarrow 3 \rightarrow 4$, em (b), é de $1 \rightarrow 2$ e $1 \rightarrow 3$. No aninhamento "two-way", ocorre o *feed-back*, ou seja, a solução do domínio 2 substitui o domínio 1 para os pontos de grade que se encontram dentro do domínio da grade fina ao término de cada incremento de tempo do domínio principal. Na Figura 21 é apresentado um exemplo de aninhamento de domínio, a grade C de Arakawa. É recomendado para aninhamentos de grades do tipo *two-way*, que o segundo domínio apresente grades com a resolução na razão de 1/3 da grade do primeiro domínio, para manter a estabilidade a razão de aninhamento deve ser ímpar.

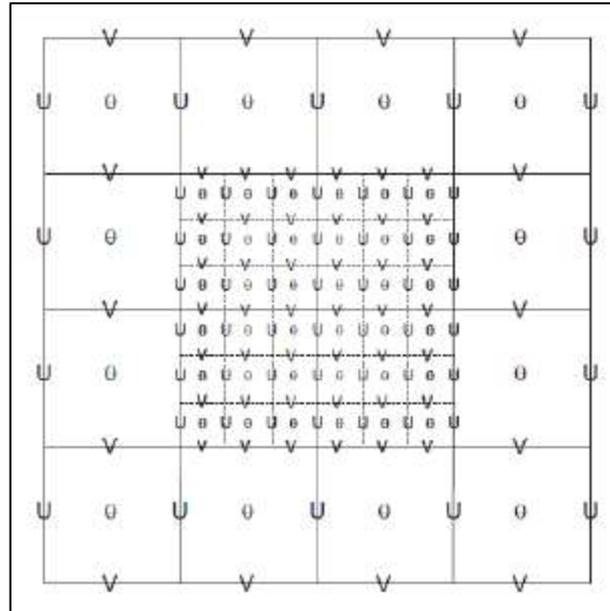


Figura 21 - Exemplo de aninhamento de grades na grade C de Arakawa.

Fonte: (adaptado de SKAMAROCK et al., 2008).

3.2.8 Processos Físicos

Em meteorologia os processos físicos incluem: as trocas radioativas no ar, nas nuvens e na superfície terrestre; a convecção térmica e forçada pelo vento na troposfera; os mecanismos de atrito turbulento junto a superfície; as trocas turbulentas de calor sensível e latente e de vapor de água, entre a superfície e a camada de atrito no interior da camada limite, e entre esta e a atmosfera livre; as trocas de calor por condução e as trocas de umidade, no interior do solo; a evapotranspiração e a condensação de água associadas à formação de nevoeiro, neblina e geada; a microfísica das nuvens e a precipitação em diversas formas.

Os processos físicos que não são resolvidos pelas equações dinâmicas próprias de um modelo numérico - são chamados de processos de sub-grade. É necessário relacionar os processos de subgrade com as variáveis de prognóstico das equações dinâmicas. Sendo assim, utiliza-se as parametrizações para estimar o efeito de determinado processo físico de subgrade, a partir das variáveis resolvidas pelo modelo dinâmico.

No WRF os processos físicos incorporados são: microfísica (MP), parametrizações de cumulus (CP), camada superficial (SL), modelo de cobertura de

solo (LSM), camada limite planetária (PBL) e radiação onda longa (LW) e onda curta (SW).

A parametrização da MP resolve a fase em que a água encontra-se na atmosfera, qualitativamente e quantitativamente, além da distribuição de diferentes hidrometeoros. O esquema CP soluciona os problemas relacionados a nuvens convectivas, redistribuindo o calor e a umidade verticalmente em uma coluna de ar atmosférica. O esquema SL, por outro lado, calcula a velocidade de fricção e a mudança dos coeficientes, que permitem obter os fluxos de calor e umidade relacionados com o modelo de superfície terrestre. O modelo LSM trata dos problemas relacionados às trocas de calor e de água no interior do solo enquanto a PBL define as trocas turbulentas ao longo de toda a coluna vertical do modelo. O esquema de radiação de LW define as trocas radiativas de onda longa (banda-infravermelho) e o SW as trocas de ondas curtas (luz e ultravioleta).

3.2.9 Processamento do WRF

O processamento do modelo WRF, consiste basicamente, em três etapas: pré-processamento, processamento e pós-processamento.

A etapa do pré-processamento é composta pelo WPS (WRF Preprocessing System), incluindo assimilação de dados (WRFVAR) e OBSGRID. O WPS prepara os dados de contorno (geralmente GFS) e dados de características de terreno tais como topografia, vegetação, uso e cobertura do solo além de realizar a interpolação de dados meteorológicos. Na Figura 22 é apresentado o esquema da fase do pré-processamento WPS, que se subdivide em 3 fases descritas respectivamente conforme a ordem de execução. A primeira fase deste pré-processamento é o GEOGRID, onde se definem os domínios da simulação, a interpolação dos dados de terreno tais como topografia, uso e cobertura do solo, tipos de solo. O UNGRIB cria arquivos em um formato intermediário, ou seja, ele “desgriba” os arquivos que contém dados meteorológicos que estão no formato GRIB OU GRIB2. E por fim o METEGRID – que, nessa fase são gerados os arquivos met_em*, em formato NETCDF, com todos os campos interpolados sobre o domínio de previsão. No namelist.wps são descritos os principais parâmetros de processamento, bem como as datas e horários dos processamentos.

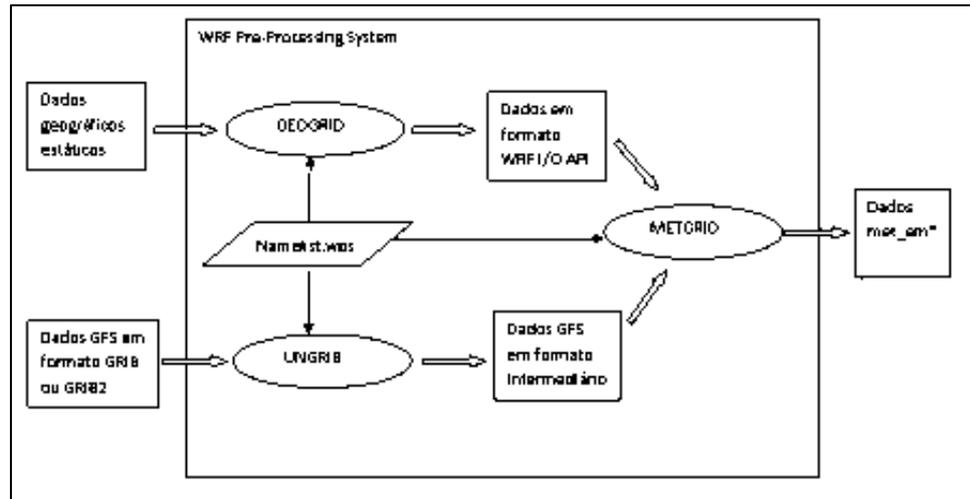


Figura 22 - Processamento WPS.

Fonte: (SKAMAROCK et al., 2008)

A Figura 23 ilustra o processamento do WRF. Nesta fase o programa REAL utiliza os arquivos *met_em**, (gerados na fase do METGRID no WPS) para gerar condição inicial *wrfinput* e de fronteira *wrfbody*. Após o processamento do REAL é que se processa o programa do WRF propriamente dito, para gerar as previsões em arquivos de saída com prefixo *wrfout*. As informações necessárias para se processar os programas do REAL e o WRF são inseridas no *namelist.input*.

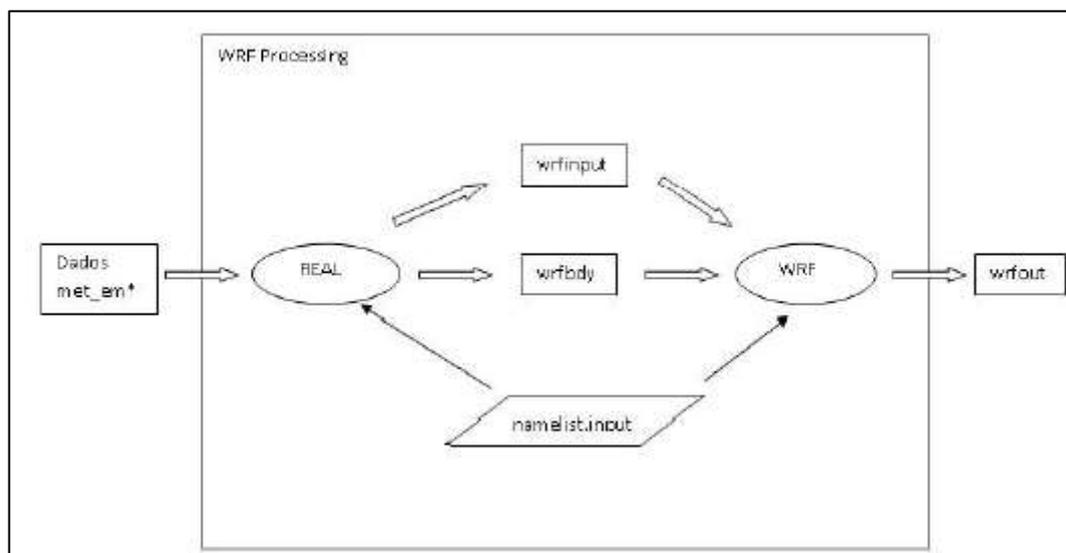


Figura 23 – Processamento WRF.

Fonte: (SKAMAROCK et al., 2008).

Após o processamento do WRF, para a visualização dos campos meteorológicos dos prognósticos numéricos, utiliza-se o sistema ARWPOST (Figura 24). Para isso é preciso fornecer as informações necessárias ao namelist.ARwpost e o arquivo wrfout de saída do processamento do WRF. Após o processamento o ARWpost são gerados dois arquivos um .dat e .ctl, que são possíveis de serem visualizados no sistema de visualização e plotagem grads.

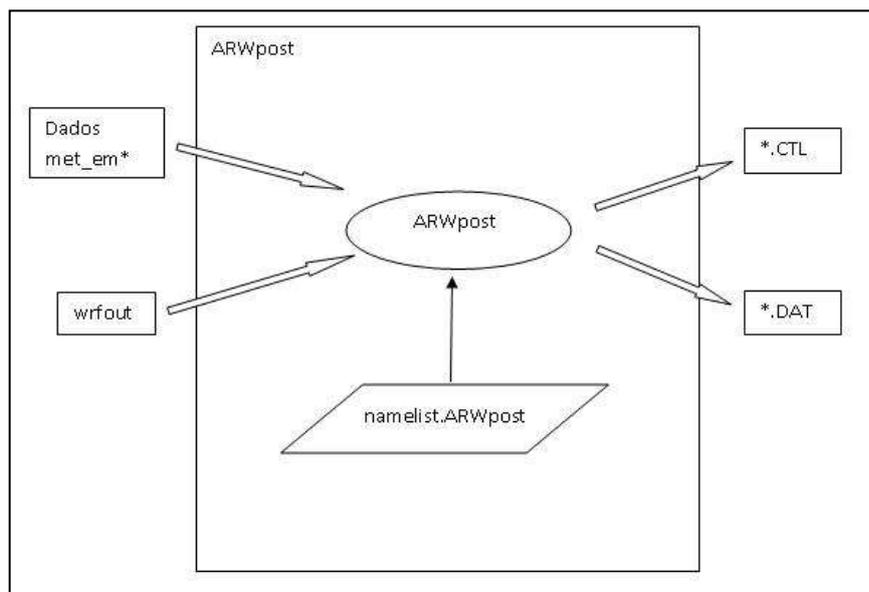


Figura 24 - Sistema ARWpost.

Fonte: (SKAMAROCK et al., 2008).

3.3 Sistema WRFDA

O WRFDA é um programa opcional de assimilação de dados do sistema WRF. A partir dele é possível adicionar dados observacionais nas análises interpoladas criadas pelo WPS e também pode ser feita a atualização das condições iniciais em um processamento do ciclo de assimilação de dados.

3.3.1 Método Variacional Tridimensional

A técnica de assimilação de dados variacional faz um ajuste para minimizar a diferença entre o campo ajustado e o observado em um processo iterativo, considerando as hipóteses físicas como restrições impostas ao escoamento para obter um equilíbrio dinâmico. Essa minimização é efetuada através da função custo

J , descrita por Lorenc (1986) com base na teoria de probabilidades bayesiana, como:

$$J(x) = \frac{1}{2}(x - x_b)^T B^{-1}(x - x_b) + \frac{1}{2}(y_0 - H(x_b))^T R^{-1}(y_0 - H(x_b)) \quad (25)$$

onde, x é a observação, x_b é o campo de *background*, y_0 é a estimativa inicial, H é um operador da observação, B é a matriz de covariância de erros de estimativa e R é a matriz de covariância de erros de observação.

A matriz covariância do erro B é a parte mais importante do método da análise variacional para determinar a taxa de impacto, distribuição, e relações dos incrementos das análises. Ele desempenha um papel muito importante na determinação da qualidade da análise variacional dos modelos de PNT. Ele controla o percentual que a inovação, se torna o incremento da análise, bem como o impacto de cada observação sobre uma grande área e o balanço entre diferentes análises das variáveis. Visto que, a maior parte dos dados de background da assimilação são provenientes de modelos de previsão de instantes de tempos anterior a matriz B pode ser definida como erro da covariância de erro do modelo da previsão.

$$\text{Previsão}(x) - \text{Verdade}(x_{\text{verdade}}) \quad (26)$$

Como o estado atual (verdadeiro) da atmosfera é desconhecido é necessário que o erro da previsão seja estimado. Quando se estima o erro da previsão os métodos mais comuns são o método NMC e o método de ensemble. No método NMC os erros das previsões são estimados com a diferença de duas previsões válidas para o mesmo tempo (tipicamente 12 h e 24 h). No método de ensemble os erros das previsões são estimados com o ensemble das perturbações (ensemble – *media_dos_ensembles*).

Devido ao número das variáveis do modelo, o tamanho total da matriz B é extremamente grande, tipicamente na ordem $10^6 \times 10^6$, o que no estado atual é impossível de ser armazenado em qualquer computador para processamento. Este problema é simplificado utilizando um conjunto ideal de análises de variáveis para a qual se deseja uma análise. Estas são geralmente referidas como variáveis de controle da análise e são selecionadas, de forma que a correlação cruzada entre essas variáveis são mínimas.

Para derivar a Equação da análise a partir de (25), considera-se o mínimo de $J(x)$ como $x = x_a$, tem-se então que o vetor gradiente $\nabla_x J(x_a) = 0$, sendo assim uma solução exata para o problema de minimização. Considerando que x é suficientemente próximo da análise final x_a , e que H é linear, é possível constatar que:

$$y_0 - H(x) = y_0 - H(x_b + (x - x_b)) \quad (27)$$

Sendo H linear, da Equação 27, obtém-se que.

$$y_0 - H(x) = (y_0 - H(x_b)) - H(x - x_b) \quad (28)$$

Substituindo a Equação 28 na Equação 27,

$$J(x) = \frac{1}{2} (x - x_b)^T B^{-1} (x - x_b) + \frac{1}{2} ((y_0 - H(x_b)) - H(x - x_b))^T R^{-1} ((y_0 - H(x_b)) - H(x - x_b)) \quad (29)$$

Desenvolvendo a Equação 29 obtém-se,

$$2J(x) = (x - x_b)^T B^{-1} (x - x_b) + (x - x_b)^T H^T R^{-1} H (x - x_b) - (y_0 - H(x_b))^T R^{-1} H (x - x_b) - (x - x_b)^T H^T R^{-1} (y_0 - H(x_b)) + (y_0 - H(x_b))^T R^{-1} (y_0 - H(x_b)) \quad (30)$$

A Equação 30 ainda pode ser simplificada colocando o fator $(x - x_b)$ em evidência, definindo o $\delta x = (x - x_b)$ e dividindo toda a equações por 2, tem-se que

$$J(x) = \frac{1}{2} \delta x^T (B^{-1} + H^T R^{-1} H) \delta x - (y_0 - H(x_b))^T R^{-1} H \delta x + \frac{1}{2} (y_0 - H(x_b))^T R^{-1} (y_0 - H(x_b)) \quad (31)$$

A Equação 31 descrita em termos de δx , representa a forma incremental da função custo de (Lorenç, 1986), porém para calcular o vetor gradiente $\nabla J(x)$, é utilizada a fórmula geral apresentada na Equação 32.

Dada à função quadrática $F(x) = \frac{1}{2} x^T A x + d^T x + c$, onde A é uma matriz simétrica, d um vetor e c um escalar obtém-se:

$$\nabla F(x) = Ax + d, \quad (32)$$

Aplicando a Equação 32 na Equação 31, tem-se

$$\nabla J(x) = (B^{-1} + H^T R^{-1} H) \delta x - H^T R^{-1} (y_0 - H(x_b)) \quad (33)$$

Como inicialmente foi considerado que $\nabla J(x) = 0$, a partir da Equação 33 é possível concluir que

$$(B^{-1} + H^T R^{-1} H) \delta x = H^T R^{-1} (y_0 - H(x_b)) \quad (34)$$

Logo reorganizando a Equação tem-se

$$\delta x = (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1} (y_0 - H(x_b)) \quad (35)$$

A Equação 34 pode ser expressa na forma incremental, ou seja, em função de x_a como é demonstrado na Equação abaixo.

$$x_a = x_b + (B^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1} (y_0 - H(x_b)) \quad (36)$$

A solução exata para o problema variacional 3DVAR de minimização da função custo $J(x)$, fica então representada pela Equação 36. Entretanto, o custo operacional, para a solução da Equação 36, é extremamente alto, então não é utilizado para minimizar a função custo para casos reais. Nesses casos o procedimento utilizado é precedido mediante os seguintes passos:

- 1) Calcula-se $J(x)$, da Equação 28, utilizando $x = x_b$ como chute inicial.
- 2) Calcula-se $\nabla J(x)$, Equação 32.
- 3) Para determinar a direção $F(\nabla J(x))$ ótima para a minimização, utiliza-se o método do gradiente conjugado (HOFFMAN, 1992).
- 4) Calcula-se então:

$$x^{n+1} = x^n + \alpha f(\nabla J(x)) \quad (38)$$

onde α é o coeficiente que determina o número de passos para a análise ótima e n o número de interações.

- 5) Verifica-se a ocorrência ou não de x^{n+1} , se houver a solução encontrada na convergência é a solução ótima, se não houver retoma ao passo 1.

3.3.2 Processamento do WRF-3DVAR

Data Assimilation System (WRFDA), é o nome dado ao pacote com os componentes necessários para a assimilação de dados variacionais no modelo WRF. O objetivo do sistema do WRFDA é gerar uma nova condição de contorno

(CI) denominado *wrfinput* e uma nova condição de fronteira (CF) *wrfbdy* para o processamento do WRF. Na Figura 25 é representado às fases do processamento do WRFDA.

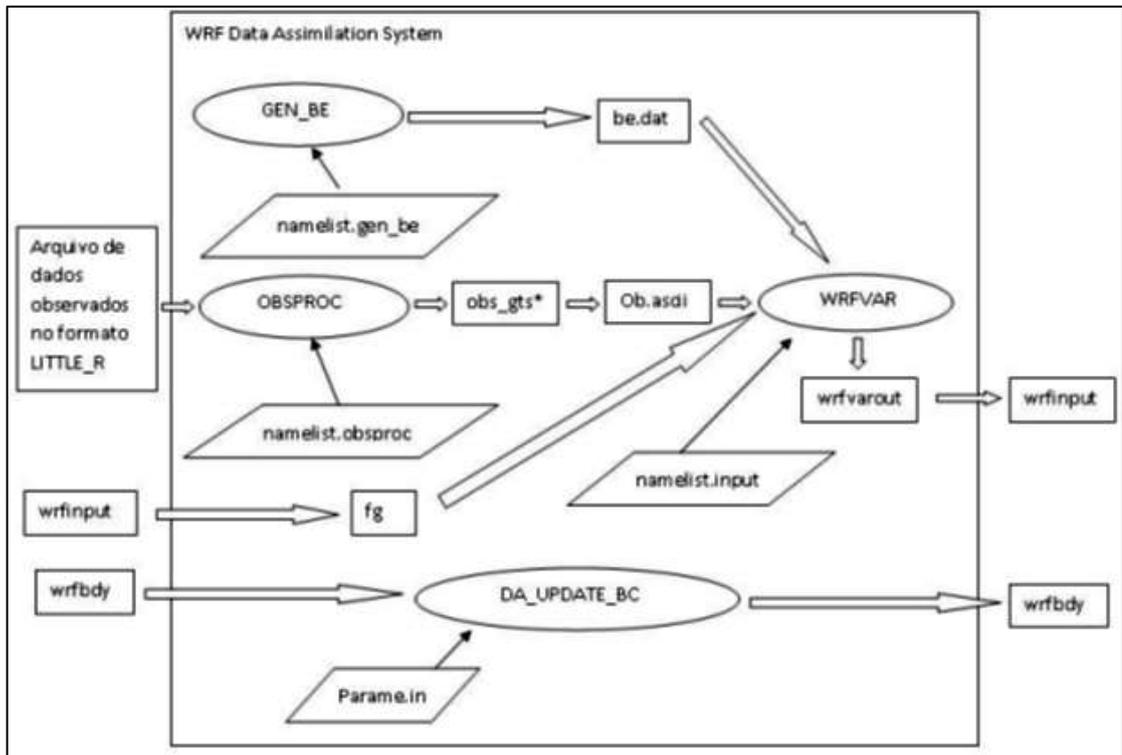


Figura 25 - Sequência do fluxo de processamento do WRFVAR.
Fonte:(SKAMAROCK et al., 2008).

Para executar o processamento do WRFVAR, que fornece a CI (condição inicial) com a assimilação de dados é necessário ter os seguintes arquivos: *be.dat* - contendo a matriz covariância de erros do modelo e de observações no domínio de integração, geradas do processamento do *GEN_BE* - o campo de background representado por *fg* - e o arquivo *ob.ascii*, obtido na etapa de preparo dos dados observados *OBSPROC* - contendo os dados a serem assimilados no formato *LITTLE_R*.

Após verificar se todos os arquivos estão coerentes, dá-se início ao processamento do WRFVAR, que gera como saída o *wrfvarout*, que posteriormente é renomeada e chamada de *wrfinput*, constituindo assim a nova CI, com os dados assimilados para a integração do WRF. Os incrementos da análise podem ser verificados utilizando scripts do NCL, onde é capaz de verificar o impacto da assimilação de dados ou através de comandos do NCO, que determinem a diferença

do conteúdo CI com e sem assimilação de dados. As novas CI e CF, geradas pelo sistema do WRFDA são utilizadas em um novo processamento do modelo WRF, que resultará em uma previsão com assimilação de dados.

3.4 Experimentos numéricos

Os experimentos numéricos visam analisar o impacto do uso de assimilação de dados nos prognósticos do modelo WRF para o Estado do Rio Grande do Sul e Região Metropolitana de Porto Alegre. Os processamentos numéricos de alta resolução espacial foram planejados para simular as variáveis de precipitação, temperatura velocidade e direção do vento durante o período de ocorrência de eventos severos. Inicialmente foi utilizado do modelo global GFS para gerar as condições iniciais para o WRF, posteriormente utilizou-se a assimilação de dados de SYNOP, METAR, SATOB, SHIP, BUOY, PILOT, AIREP, RADAR e de estações automáticas do INMET espalhadas sobre o RS, para a comparação dos resultados conforme já mencionado anteriormente foram utilizados os dados inferidos do satélite TRMM, análises do modelo GFS bem como os dados de radiossondagem.

3.4.1 Configuração do Modelo de Mesoescala

O modelo de mesoescala WRF, não hidrostático, foi configurado com quatro domínios aninhados - cobrindo a área de integração apresentada na Figura 26. A resolução espacial, o número de pontos na vertical bem como o nível eta na vertical e a pressão no topo referente aos processamentos são apresentados na Tabela 2. As integrações numéricas foram realizadas para um período de 48 horas – sendo que a hora inicial foi definida à parte, para cada caso simulado - e o passo de tempo utilizado foi de 27 segundos para a maior parte dos casos processados. Ressalta-se que o pequeno passo de tempo foi necessário para evitar o problema de CFL que se mostrou crítico - quando da ocorrência de precipitação muito intensa. As simulações foram realizadas com um total de 36 processadores paralelos no cluster da UFRGS.

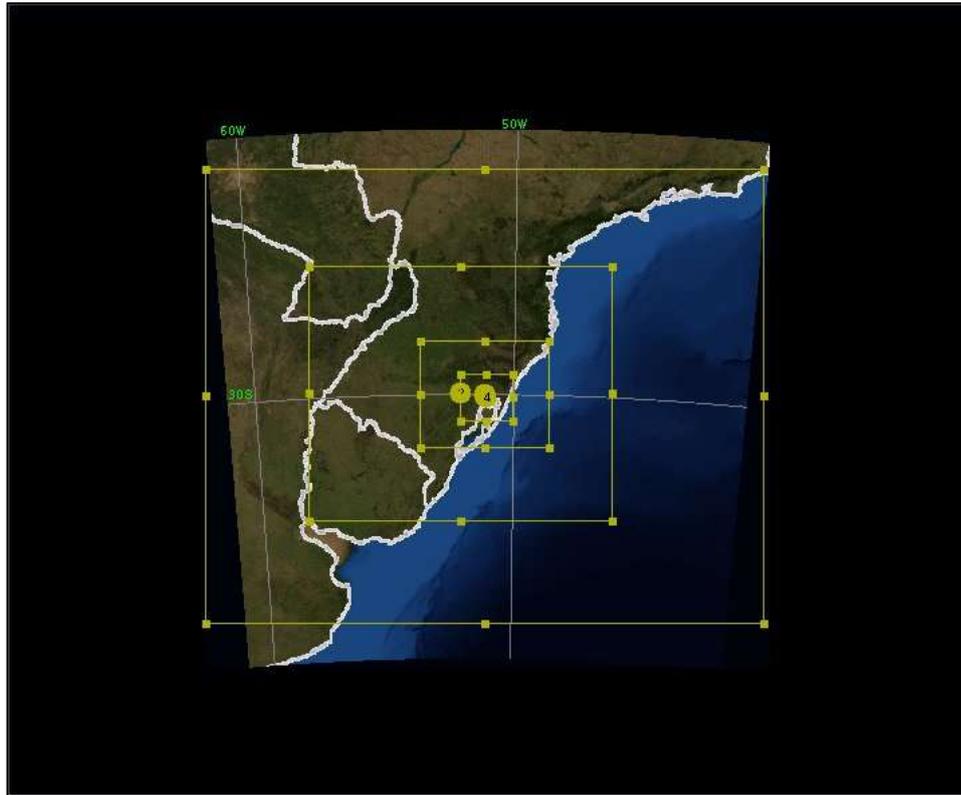


Figura 26 - Domínio de Integração do modelo WRF.

Tabela 2- Características Gerais das Simulações do WRF.

Características Gerais da Simulação	Resolução Horizontal das Grades			
	D1 (18 km)	D2 (6 km)	D3 (2 km)	D4 (1 km)
Número de pontos na horizontal	115x94	187x157	238x196	289x256
Níveis na Vertical	35	35	35	35
Topo do Modelo	50 hPa	50 hPa	50 hPa	50 hPa

Os processamentos foram inicialmente realizados utilizando, como condições iniciais e de contorno, os processamentos do modelo global GFS do NCEP. Na sequência, foram realizados processamentos com a assimilação de dados de SYNOP, METAR, SATOB, SHIP, BUOY, PILOT, AIREP, RADAR e de estações meteorológicas automáticas de superfície do INMET. Para se proceder a avaliação

dos prognósticos numéricos, quanto à destreza em prognosticar as precipitações intensas ocorridas, as parametrizações utilizadas foram:

- (a) Thompson et al., para a o esquema de microfísica de nuvens – parametrização que geralmente é utilizada em processamentos com alta resolução espacial.
- (b) Modelo de radiação de ondas longas RRTM (*Rapid Radiative Transfer Model*) - de transferência radiativa, que incluem múltiplas bandas espectrais, bem como as microfísicas.
- (c) Modelo de radiação de ondas curtas de Dudhia - que emprega uma ampla banda de ondas curtas para se calcular a transferência radiativa com uma simples integração, que leva em consideração - tanto a absorção quanto o espalhamento da radiação, para condições de nuvens e céu claro. Esse esquema é extremamente rápido por empregar um esquema de *'look at table'* no processamento
- (d) Camada Limite de Mellor-Yamada-Janjic - que considera um esquema de prognóstico turbulento de energia cinética unidimensional, com mistura vertical local.
- (e) Esquema de Kain-Fritsch – de sub-grade da convecção profunda e superficial, utilizando uma abordagem do fluxo de massa descendente. Esse esquema foi incorporado apenas ao primeiro domínio (D1), porque os outros apresentam resolução espacial inferior a 10 km; por conseguinte a convecção foi tratada implicitamente.

Maiores detalhes sobre o modelo WRF, bem como a completa descrição sobre as parametrizações são apresentadas por Skamarock et al. 2008.

4. Resultados e Discussão

Nas seções 4.1 e 4.2 são apresentados os resultados das simulações do modelo WRF com e sem assimilação de dados para três casos de precipitação intensa, ocorridos na RMPA.

4.1 Estudo do Caso 1

Ao entardecer do dia 07 de janeiro de 2013, a cidade de Porto Alegre foi assolada por intensa precipitação e grandes volumes de acumulados de chuva. Em um intervalo de seis horas choveu cerca de 56 mm - o equivalente a 50% da média histórica mensal - que segundo o INMET é de 100,10 mm. A chuva atingiu maior intensidade entre às 20h e 22h do dia 07. Durante este período de tempo, a estação automática do INMET captou um acumulado de 38,0 mm de precipitação. O grande volume de chuva gerou grandes transtornos à população, vários pontos de alagamento foram registrados pela Empresa Pública de Transporte e Circulação (EPTC), além da interrupção no fornecimento de energia elétrica em uma grande área da cidade.

4.1.1 Descrição Sinótica Caso 1

Na sequência de imagens do canal infravermelho do satélite GOES – 13, de alta resolução espacial (Figura 27), observa-se o avanço da instabilidade sobre o Estado do Rio Grande do Sul, no entardecer e anoitecer do dia 07 de janeiro de 2013. Núcleos convectivos intensificam-se em um curto intervalo de tempo, atingindo rapidamente o Estado com núcleo próximo de -70°C inclusive na RMPA.

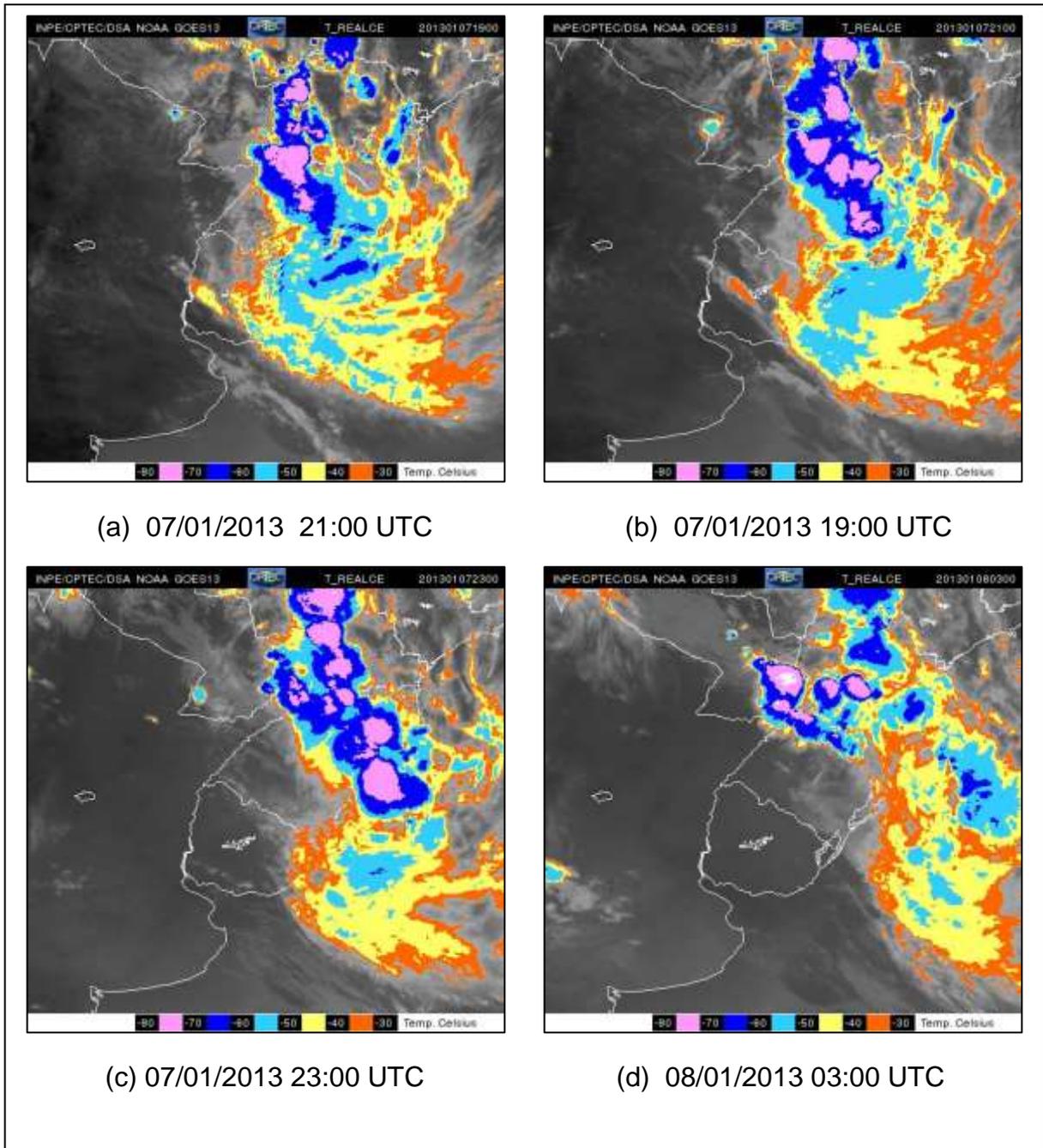


Figura 27 - Sequência de imagens do canal infravermelho do satélite GOES - 13.

Fonte: (DAS/INPE).

A carta de superfície do dia 07/01/2013 é apresentada na Figura 28. As 12Z do dia 07 nota-se a presença de dois núcleos de baixa pressão entre os paralelos de 20S-40S e meridianos 50W-60W. Esses núcleos estão associados com a Baixa do Noroeste Argentino e com a Baixa do Chaco. Estes sistemas são responsáveis pela intensificação dos ventos do quadrante norte - que causaram o transporte de ar quente e úmido de latitudes mais baixas, para o Paraguai, norte da Argentina,

Uruguai e Rio Grande do Sul - onde é possível observar o aumento da instabilidade nas imagens de satélite. Sobre o Atlântico nota-se a atuação de um sistema frontal, a Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS) com núcleo de 1024 hPa influenciando toda a porção Leste do Brasil.

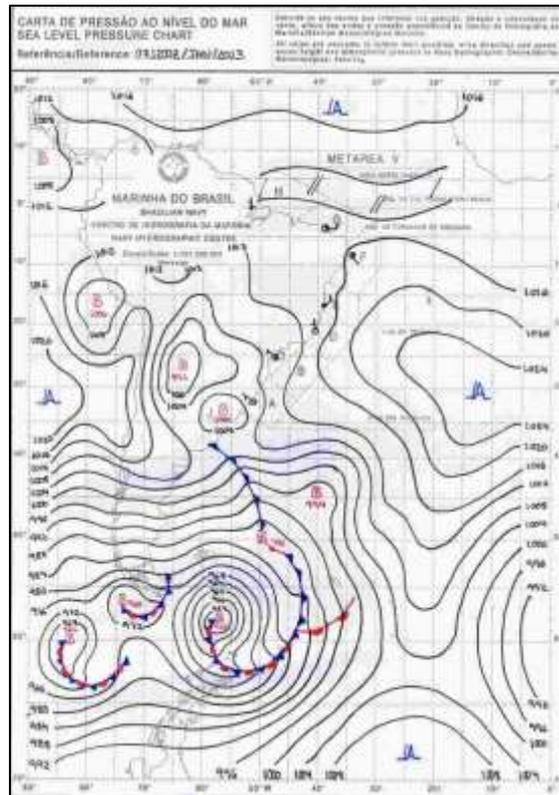


Figura 28 – Carta de superfície do dia 07/01/2013 às 12 UTC.

Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.

Os campos de divergência e magnitude do vento no nível de 250 hPa são apresentados na Figura 29 e 30, respectivamente. Na Figura 29, é possível observar uma forte difluência no escoamento sobre as áreas das regiões Norte, Centro-Oeste, Sudeste e Nordeste brasileiro, além do norte da Argentina, Paraguai e na parte Sul do Brasil. Esta difluência intensificou o levantamento na coluna de ar nas camadas mais baixas da troposfera. Ainda no campo de divergência é possível observar um cavado, cujo eixo se posiciona no sentido noroeste/sudeste, estende-se por sobre o norte do Chile até a região próxima a província de Buenos Aires, na Argentina. A vanguarda deste cavado é contornada por um ramo do Jato Subtropical (JST), conforme Figura 30. A presença dos JST junto ao cavado contribuíram para a

intensificação da difluência no norte da Argentina, Uruguai, Paraguai e Rio Grande do sul, favorecendo a intensificação da convecção sobre essas áreas, conforme ilustrado nas imagens de satélite.

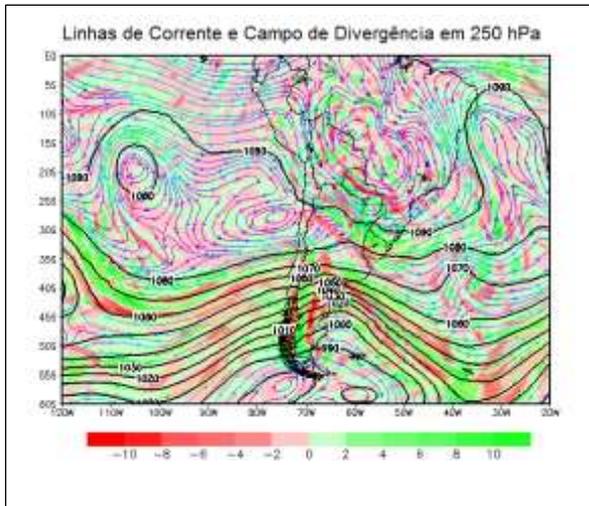


Figura 29 - Campo de linhas de corrente e divergência no nível de 250 hPa

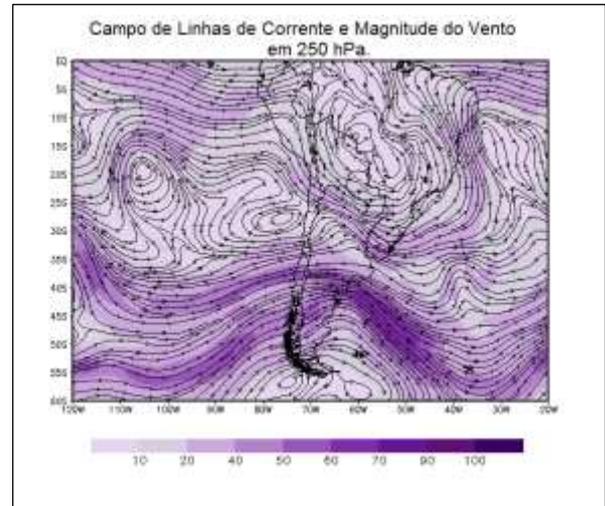


Figura 30 - Linhas de corrente e magnitude do vento no nível de 250 hPa.

A Figura 31 apresenta a vorticidade relativa e linhas de corrente no nível de 500 hpa, onde é possível observar um anticiclone centrado próximo a 20S/52W. Este sistema provoca a subsidência que dificulta a formação e o desenvolvimento vertical das nuvens. Nota-se a presença de um cavado que se estende do Chile até Buenos Aires - à Leste deste cavado nota-se a presença de vorticidade negativa que atua também a sobre grande parte do Rio Grande do Sul, indicando assim tempestades severas em níveis superiores. A umidade relativa, temperatura e linhas de corrente são representadas no nível de 850 hPa pela Figura 32. Nela observa-se parte da circulação anticiclônica no Atlântico próximo 31S/25W, Essa circulação atua sobre grande parte do continente a norte de 40S e influência na atuação do Anticiclone Subtropical em superfície. Nota-se a presença dos jatos de baixos nives(JBN) que estendem-se do Sul do Estado do Acre ao Norte da Argentina. Estes jatos intensificam a advecção de massa quente e úmida de latitudes mais baixas para a região Sul do Brasil, Uruguai e norte da Argentina, intensificando também o padrão termodinâmico sobre estas áreas. Este comportamento associado com o cavado da média e alta troposfera e ao JST em altitude favorecem a instabilidade sobre essas areas.

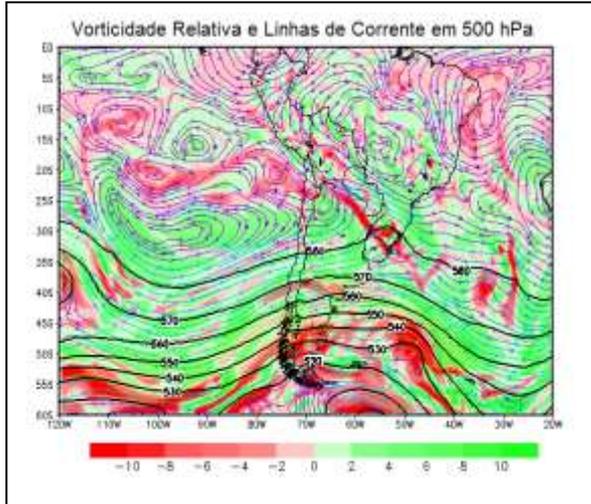


Figura 31 - Campo de vorticidade relativa e linha de corrente em 500 hPa.

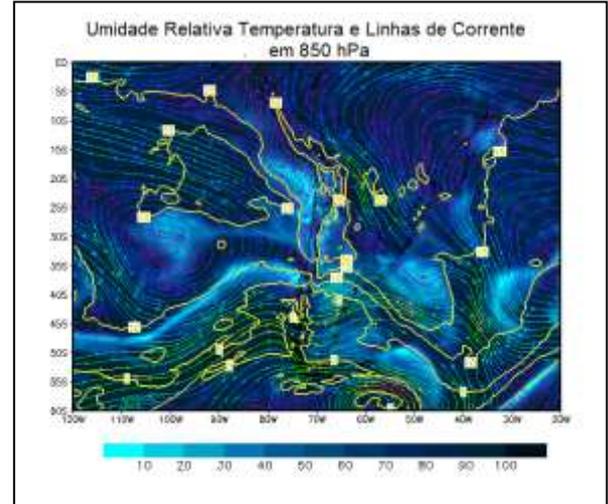


Figura 32 - Campo de umidade relativa, temperatura e linhas de corrente em 850 hPa.

4.1.2 Análise First- Guess x Análise

Para o caso do mês de janeiro o *first-guess* foi processado utilizando como condição inicial os prognósticos do modelo GFS. A partir deste gerou-se novas análises mais completas, utilizando diversas fontes de dados convencionais de superfície, altitude e de radar e satélite. Na Figura 33 apresenta-se a distribuição espacial dos dados utilizados no ciclo de assimilação de dados das 12 UTC do dia 07 de janeiro de 2013.

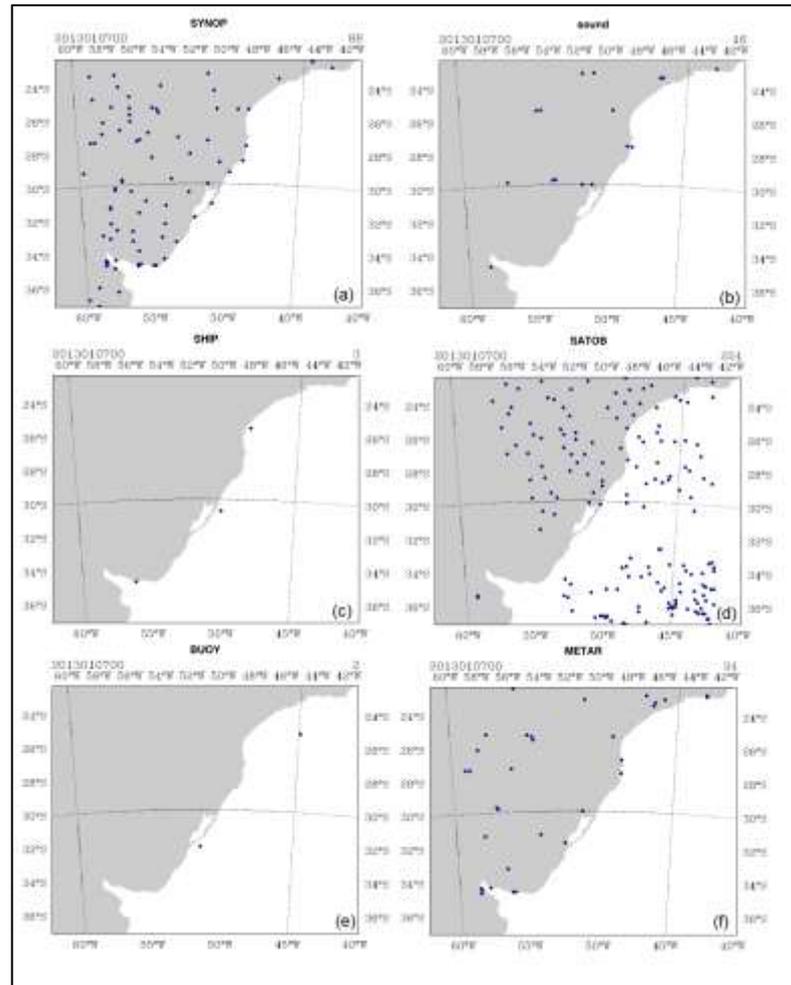


Figura 33 - Distribuição espacial dos dados processados pelo OBCPROC, na análise das 12:00 UTC do dia 07 de janeiro de 2013.

Para este caso, além do *first-guess* foram processadas mais três análises com diferentes fontes de dados. A primeira foi testada somente com dados convencionais de superfície, de altitude e de satélites, a segunda foi utilizada somente os dados de radar e na terceira concatenamos os dados de radar, satélites, superfície e altitude. A Tabela 3 apresenta o número de estações com dados assimilados pelo obsproc.

Tabela 3 – Número de Estações com dados assimilados pelo obsproc..

Fonte de dados	Processamentos		
	Var – Superfície	Var - Radar	Var –Superfície e radar
SYNOP	151	0	88
METAR	33	0	34
SHIP	4	0	3
BUOY	2	0	2
TEMP	1	0	16
AIREP	23	0	2
SATOB	463	0	224
RADAR	0	2	2
TOTAL	677	2	371

O objetivo da assimilação de dados do método 3DVAR é reduzir a função custo até ela convergir para uma solução ótima. Quando se tem um processamento normal, o WRFDA deve convergir dentro de 100 interações, claro que a função custo pode vir a convergir dentro de um limite de até 200 interações – que depende, essencialmente do número de observações, porém um número maior de interações requer uma revisão no arquivo do first-guess e nos dados observados. As Figuras 34 e 35 ilustram respectivamente, a minimização da função custo e o gradiente da função para o processamento Var – Superfície. A função custo J, convergiu para a solução ótima após 26 interações.

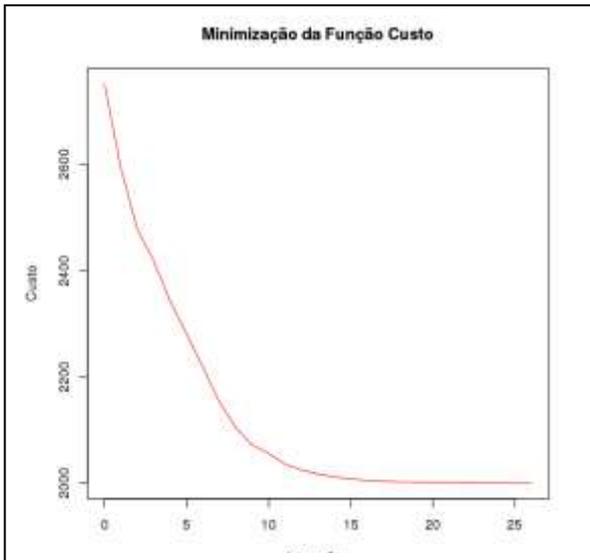


Figura 34 - minimização da função custo para o processamento Var – Superfície.

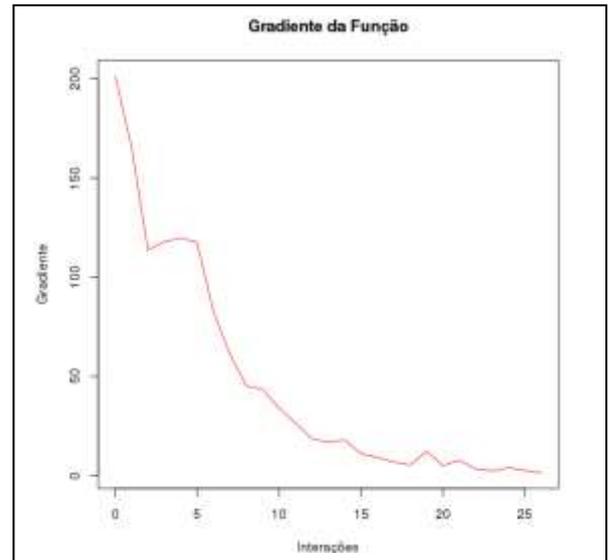


Figura 35 - gradiente da função custo para o processamento Var – Superfície.

Na Figura 36, 37 e 38 são apresentados os incrementos da análise, ou seja, a diferença entre a análise e o first-guess. Esses incrementos foram plotados para a temperatura e componentes zonal e meridional do vento nos níveis de $\eta = 1$ (1013,15 hPa), $\eta = 21$ (864,12 hPa), $\eta = 32$ (224,19 hPa). Os valores apresentados foram multiplicados por um fator de escala no valor de 10, para melhor visualização e padronização da escala. Incrementos da análise maiores indicam um maior impacto de dados na região correspondente do domínio.

A variável de temperatura apresentada na Figura 36, para o nível de superfície apresenta um impacto positivo sobre grande parte do domínio, em alguns pontos essa diferença chega a um limite máximo de 12 °C. Nos níveis médios e superiores este impacto não foi tão significativo, nota-se uma pequena melhora nos níveis médios a leste do Estado do Rio Grande do Sul, já nos níveis superiores houve uma pequena melhora nas extremidades do domínio e a região central apresentou valores do first-guess superior ao da análise.

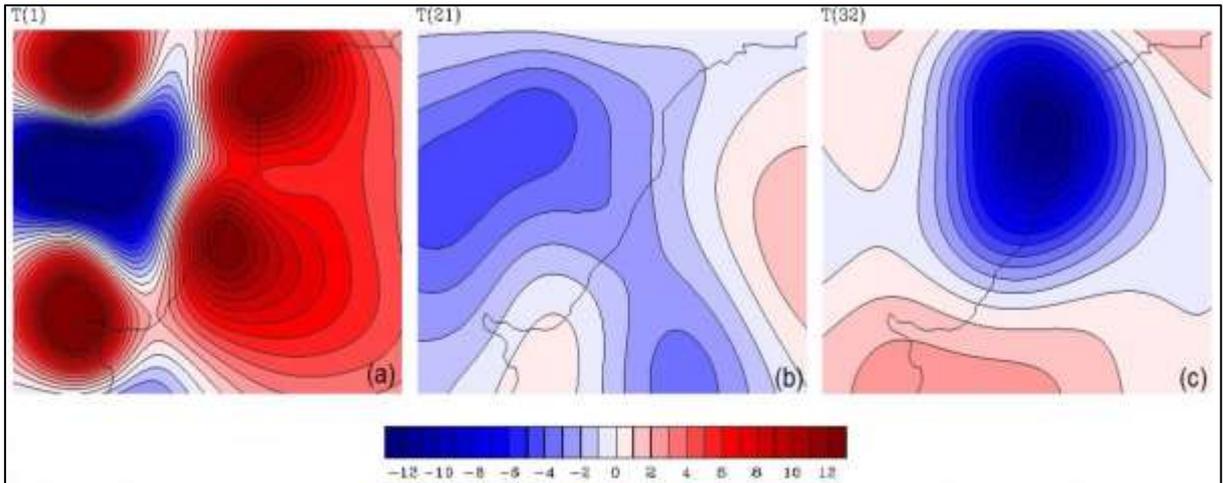


Figura 36 - Diferença entre a temperatura (T) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.

A componente zonal do vento em superfície apresenta um impacto maior na extremidade oeste, centro e nordeste do Estado do Rio Grande do Sul, nas demais regiões o first-guess se mostrou superior conforme a Figura 37 (a). Nos níveis médios Figura 37(b), ao sul do domínio o incremento da análise chega a 12 m/s e no nível superior Figura 37 (c), a maior diferença positiva encontra-se a leste do domínio com valores variando entre 2 e 12 m/s.

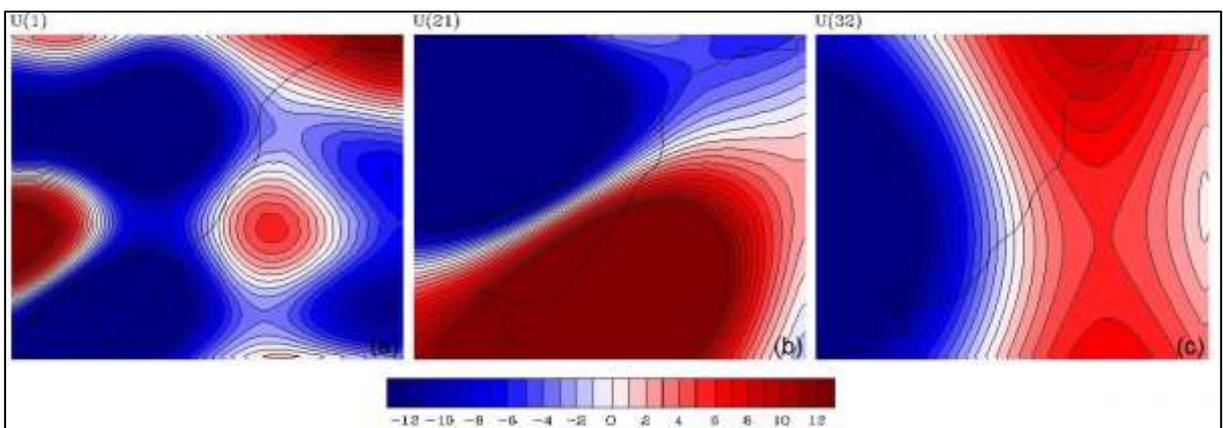


Figura 37 - Diferença entre a componente zonal (U) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa

A componente meridional do vento para superfície é apresentada na Figura 38 (a), nota-se valores próximo a 12 m/s que abrangem parte do centro a oeste do Estado, em (b) temos a componente meridional para os níveis médios que apresentam incrementos positivos variando de 2 a 12 m/s e nos níveis altos (c)

temos uma distribuição mais uniforme onde o incremento positivo encontra-se nas extremidades norte/noroeste e na região sudeste.

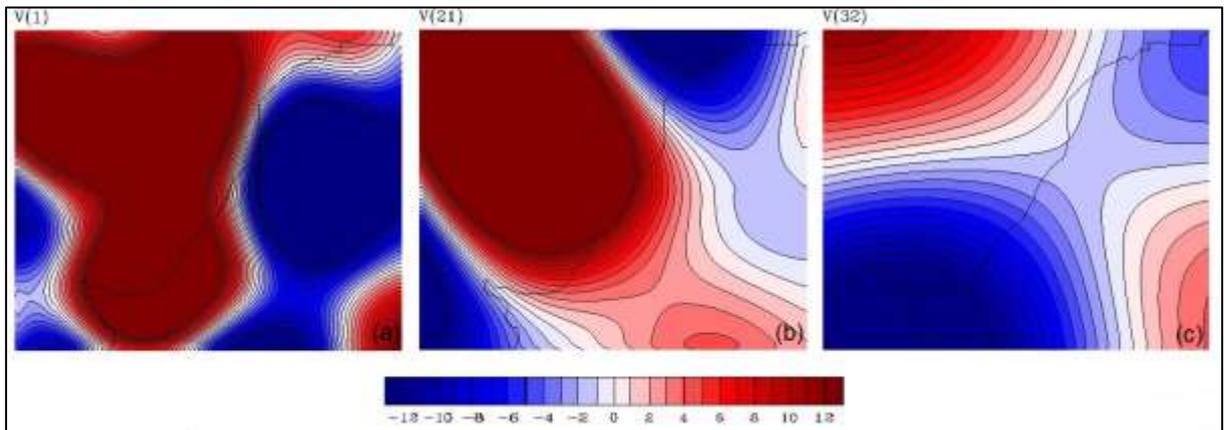


Figura 38 - Diferença entre a componente meridional (V) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.

Para o processamento Var – Radar, a função custo apresenta uma curva semelhante a do Var – Superfície, convergindo após 29 interações.

O processamento com assimilação dos dados de superfície e radar junto, convergiu após 31 interações. E seus incrementos são demonstrados nas Figuras 39, 40 e 41, para a temperatura componente zonal e meridional do vento nos mesmos níveis mencionados anteriormente para os campos de superfície.

O incremento para a temperatura com a assimilação de dados Var-Superfície e Radar, apresentou um desempenho muito similar ao incremento Var – Superfície, nota-se uma pequena diferença em médios níveis, onde alguns pontos apresentam contornos mais suavizados do que na análise anterior, estas diferenças podem ser observadas na Figura 39 (b).

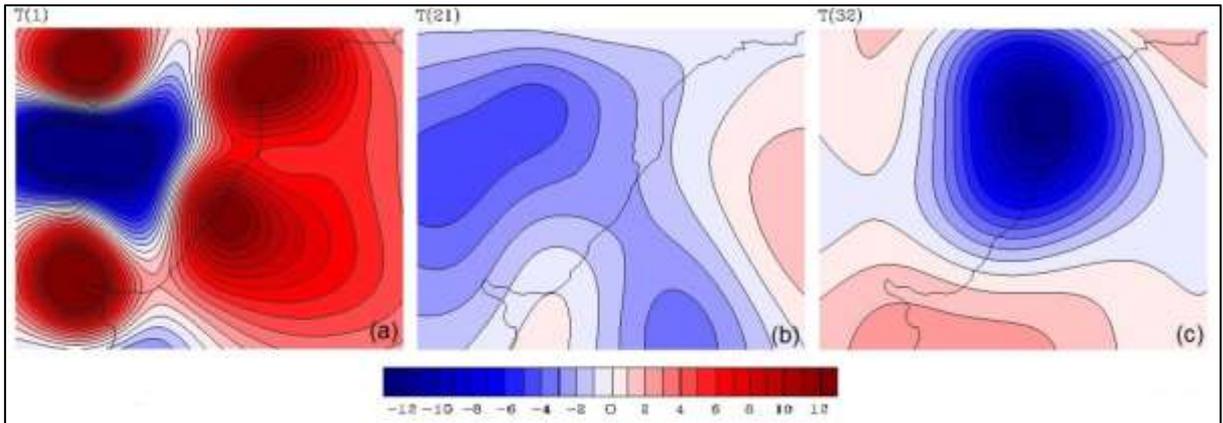


Figura 39 - Diferença entre a temperatura (T) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa, para o processamento Var – Superfície e Radar.

A componente zonal do vento apresentada na Figura 40, assim como a temperatura apresenta valores muito próximos aos do Var – Superfície, porém nos níveis superiores conforme item (c) apresenta curvas mais suavizadas á leste do domínio.

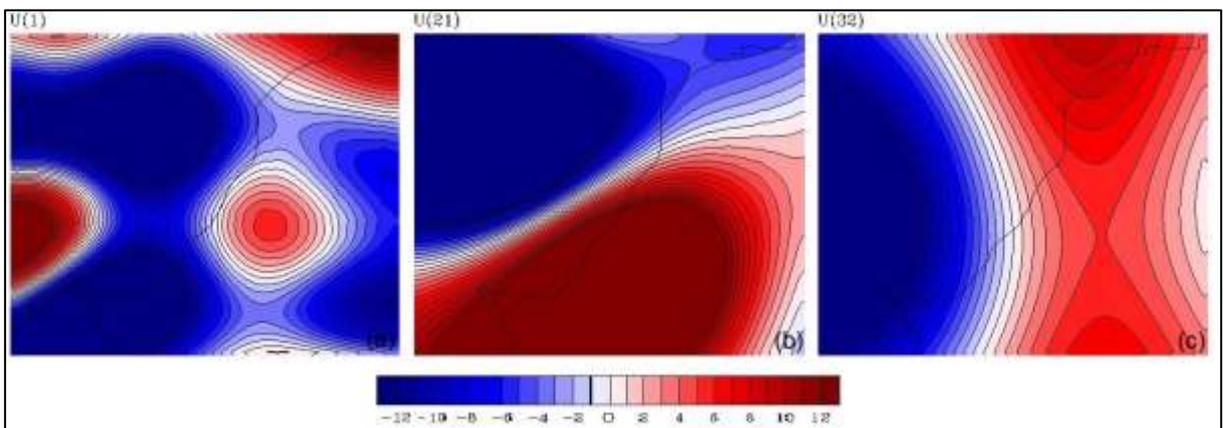


Figura 40 - Diferença entre a componente zonal (U) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa, para o processamento Var – Superfície e Radar.

A componente meridional do vento apresentou valores inferiores em alguns pontos em relação ao processamento Var – Superfície para os níveis médios conforme ilustrado na Figura 41 (b).

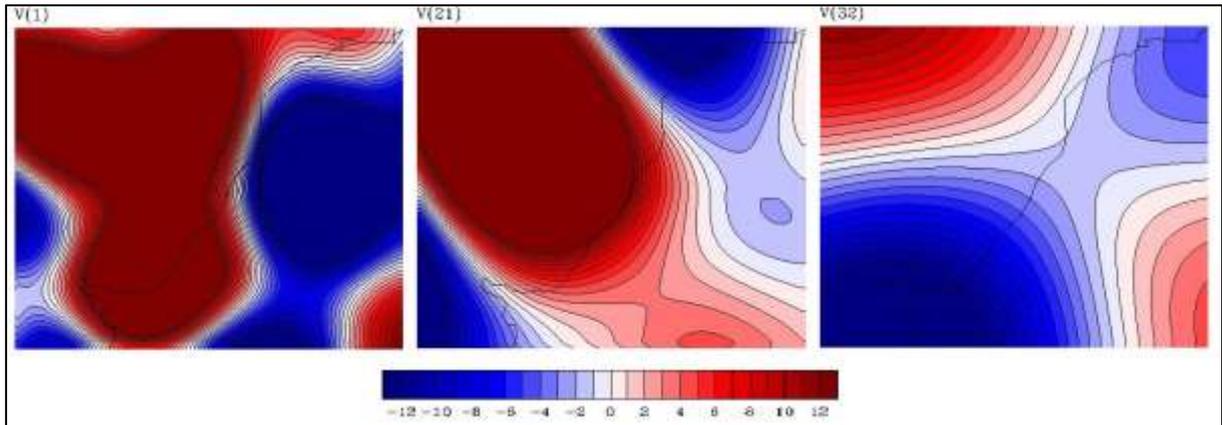


Figura 41 - Diferença entre a componente meridional (V) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa, para o processamento Var – Superfície e Radar.

4.1.3 Análise dos campos de precipitação D1

Para sintetizar o impacto da assimilação de dados dos quatro processamentos realizados, são mostrados na Figura 42 de a–d, os campos de precipitação acumulada para o período de 6 horas, que compreende o período das 19 horas do dia 7 de janeiro de 2013 até a 1 da manhã do dia 8 de janeiro 2013. Conforme dados da estação automática do INMET para a cidade de Porto Alegre os acumulados neste período chegaram em torno de 56 mm. Na Figura 42 (a) tem-se a simulação do WRF, ou seja, o *first-guess* utilizado para as simulações com assimilação de dados. Nesta Figura é possível perceber que há uma pequena limitação imposta pelos prognósticos do modelo GFS para reproduzir de forma correta a precipitação observada na área de estudo. A Figura 42 (b) mostra o impacto da assimilação dos dados de superfície no campo de precipitação acumulada, que apresenta uma diferença no posicionamento e na intensidade de precipitação, principalmente em relação a um núcleo mais próximo do centro – oeste do Estado, quando comparada com a Figura 42 (a). A Figura 42 (c) apresenta o campo de precipitação acumulada com a inserção dos dados de radares, este campo apresentou características muito semelhantes ao campo representado na Figura 42 (b), porém nas simulações anteriores foi possível notar diferença entre os processamentos. A previsão para seis horas subsequentes ao início da simulação confirma o que foi dito por Jones et al. (2014), que a assimilação de dados de radar

apresentam um bom desempenho nas primeiras 3 horas, mas após uma hora apresentam uma diminuição da eficácia. A simulação dos dados de radar e superfície é apresentado na Figura 42 (d), em relação a simulação apresentada na Figura 42 (a), apresenta uma redução de precipitação em algumas regiões.

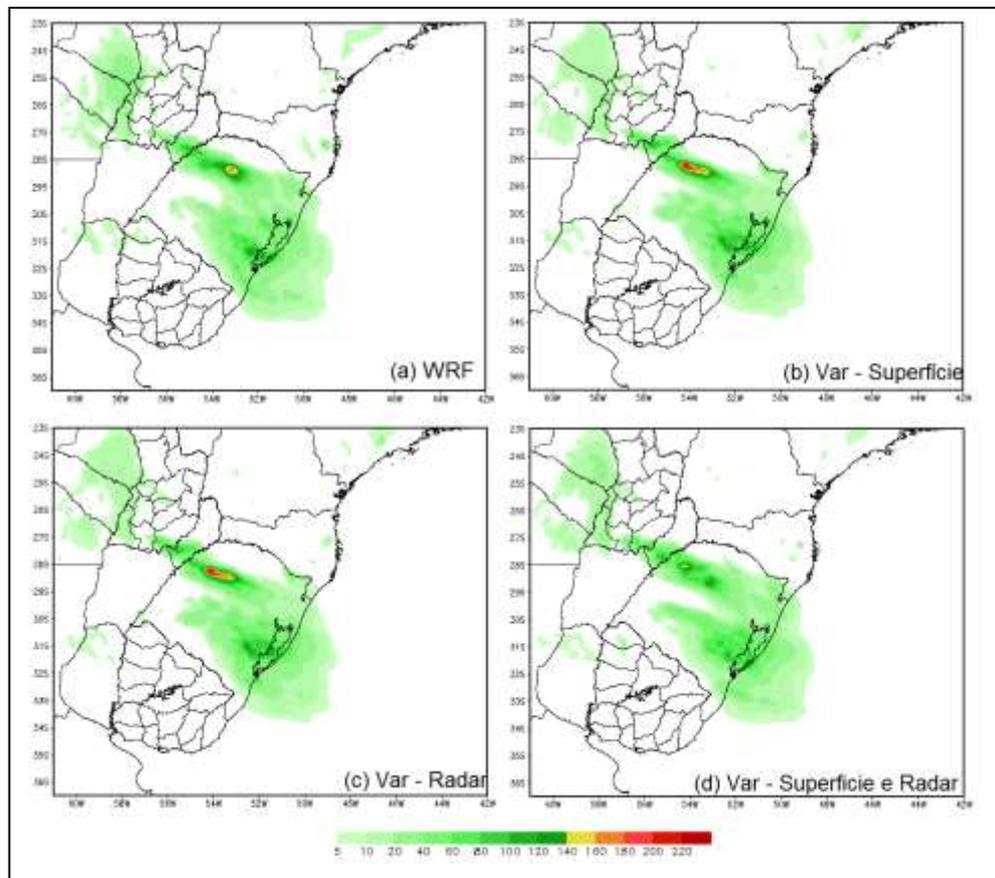


Figura 42 - Precipitação acumulada em 6 horas do dia 07/01/2013 às 19:00 UTC ao dia 08/01/2013 às 01:00 UTC para simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.

Foram também avaliados os campos da precipitação acumulada para o período de 24 horas, usando como base de comparação os dados estimados pelo TRMM (Figura 43). Na Figura 44 de a-d podemos observar os prognósticos obtidos com diferentes condições iniciais - em 44 (b) e (c), nota-se uma semelhança entre os processamentos, devido ao fato do dado de radar inserido em (c), causar diferenças significativas só nas primeiras horas, porém ambos os processamentos apresentam um aumento na intensidade dos núcleos de precipitação em relação ao prognóstico sem assimilação de dados apresentado na Figura 44 (a), contrapondo assim o

trabalho de Fierro et al. (2012), onde seus resultados demonstraram que a técnica de assimilação de dados 3DVAR não apresentou um bom desempenho em relação a intensidade e localização dos núcleos convectivos. O processamento apresentado em 44 (d), também mostrou um desempenho superior ao primeiro processamento para algumas regiões pois, foi capaz de prognosticar núcleos que não tinham sido observados em nenhum dos processamentos anteriores. Ambos as simulações quando comparadas com os prognósticos do TRMM (Figura 43) super estimam os valores de precipitação para grande parte do domínio, eventualmente pelo fato do dados de satélites não apresentarem frequência temporal compatível com a ocorrência das precipitações.

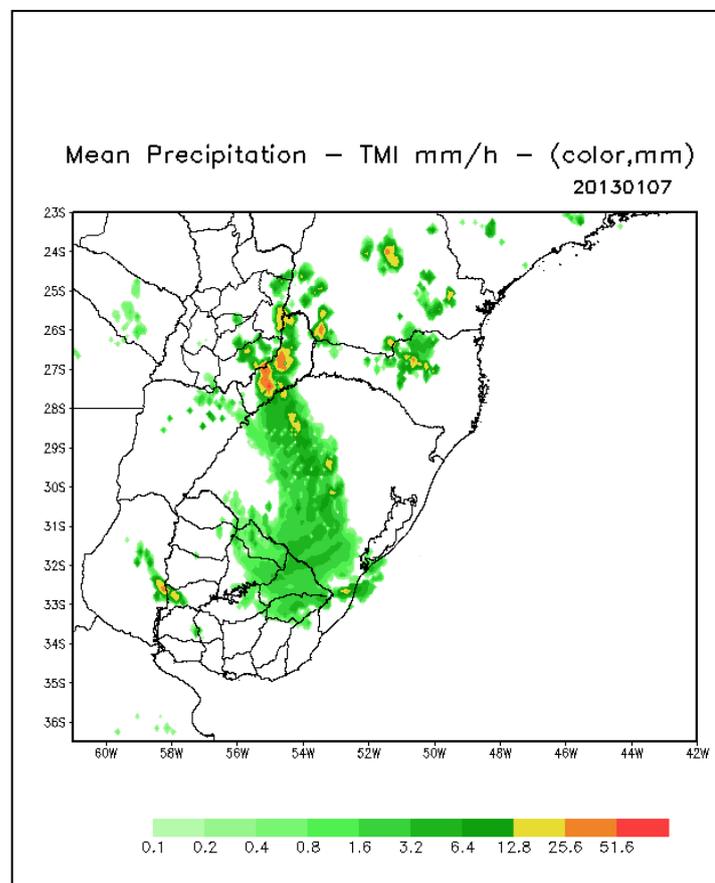


Figura 43 - Precipitação acumulada para o período de 24 horas do TRMM.

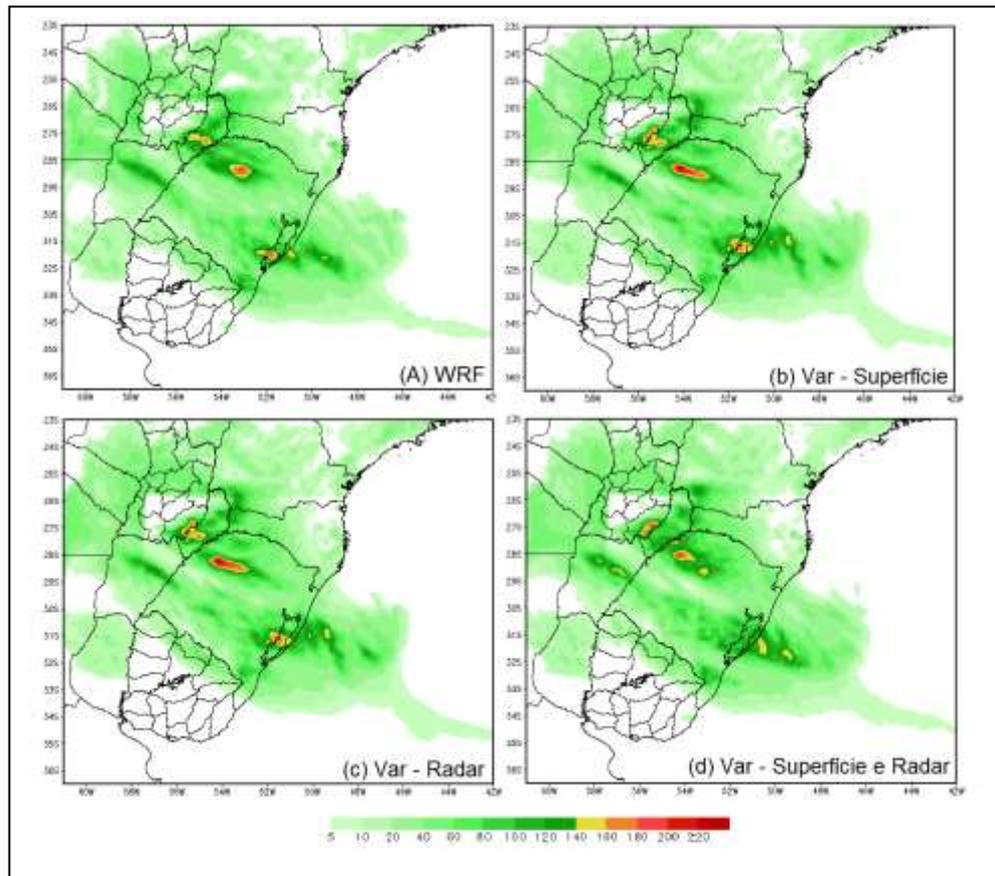


Figura 44 - Campos de precipitação acumulada em 24 horas do dia 07/01/2013 às 12:00 UTC ao dia 08/01/2013 às 12:00 UTC para simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.

4.1.4 Análise dos campos de Superfície D1

Os campos de temperatura à 2 metros e vento à 10 metros para o domínio 1 serão analisados espacialmente e comparados com os resultados das análises do modelo GFS (Figura 45). As simulações foram realizadas para o período de 48 horas, porém serão apresentados os resultados obtidos para o dia 07/01/2013 às 18:UTC e 08/01/2013 às 06:00 UTC, esses horários representam o tempo anterior e o posterior aos maiores acumulados da cidade de Porto Alegre.

Na Figura 46 é apresentado o campo de temperatura à 2 metros com diferentes simulações para o dia 07/01/2013 às 18:00 UTC. Todas as simulações, quando comparadas com a análise do campo do GFS, representado na Figura 45 (a), super estimam os valores sobre uma faixa central do Estado do Rio Grande do Sul, onde há regiões que o GFS apresenta valores entre 25°C e 30°C, ambas as simulações apresentam núcleos entre 30°C e 35°C. Os processamentos

representado pela Figura 46 (c) e (d), apresentam uma diminuição da temperatura em algumas regiões, ficando com valores muito próximos aos apresentados pela análise do GFS, entretanto é possível perceber em 47 (a) e (d) um pequeno núcleo com valores superiores ao do GFS próximo a cidade de Porto Alegre. Contudo, ambas as simulações mostram-se satisfatórias para o campo de precipitação, pois em ambas simulações foi capaz de prever com destreza as temperaturas elevadas antes da chegada do sistema e as temperaturas mais amenas após a passagem do sistema.

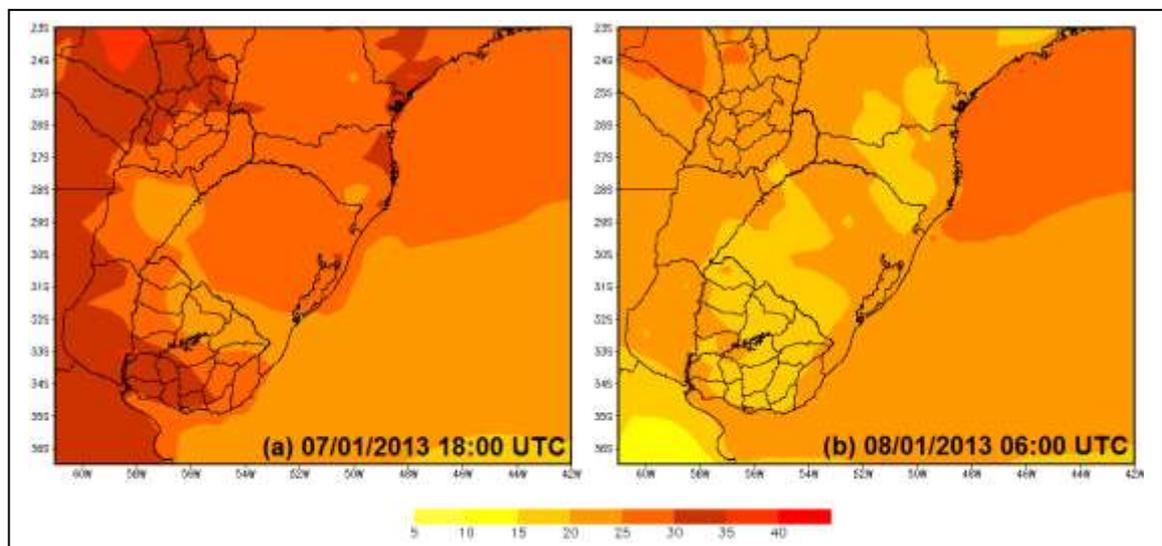


Figura 45 - Análise dos campos de temperatura à 2m do modelo global GFS, (a) Temperatura para o dia 07/01/2013 às 18:00 UTC e (b) Temperatura para o dia 08/01/2013 às 06:00 UTC.

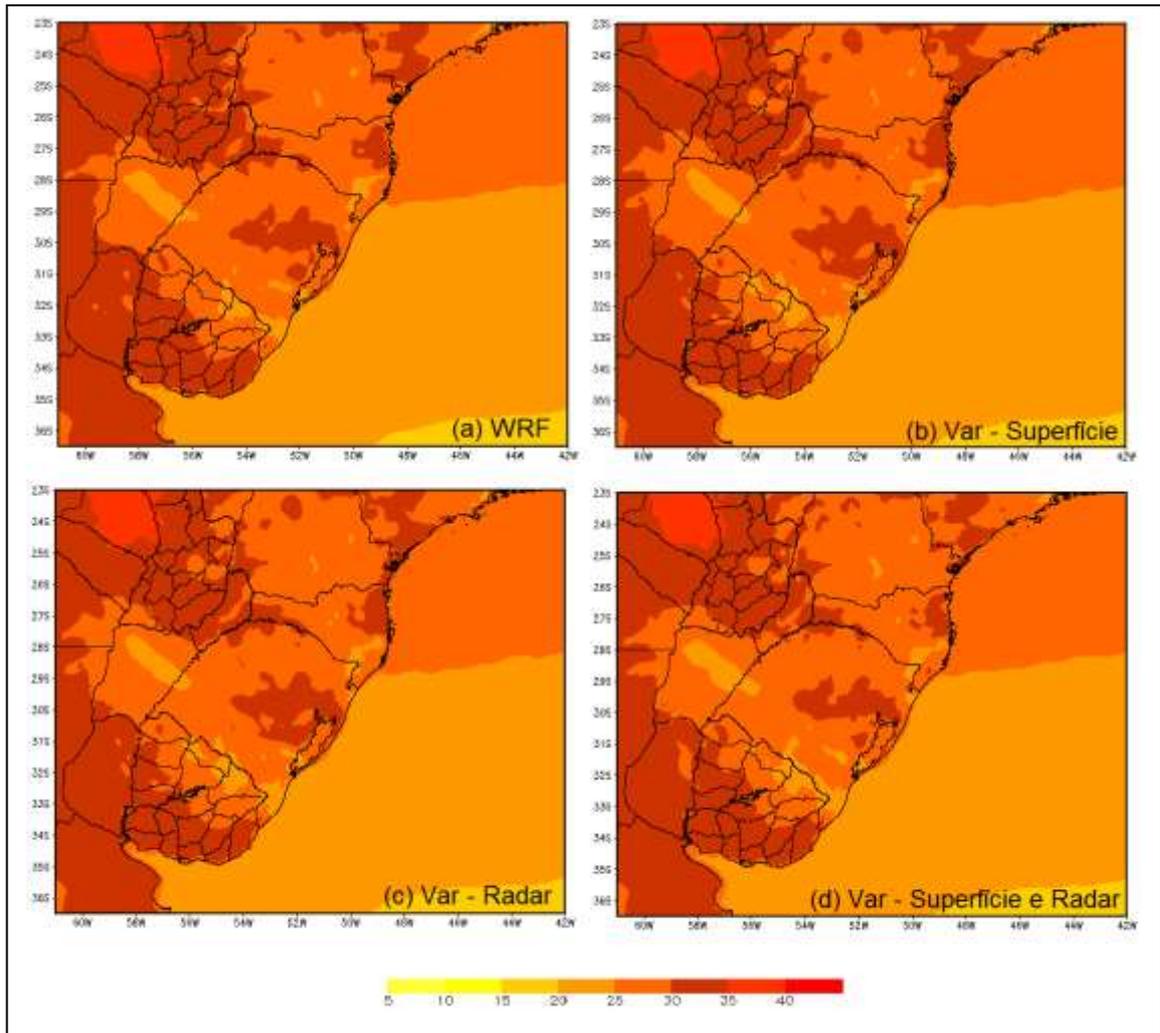


Figura 46 - Campos de temperatura à 2m para as 18:00 UTC do dia 07/01/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superficie (c) Var – Radar (d) Var – Superficie e Radar.

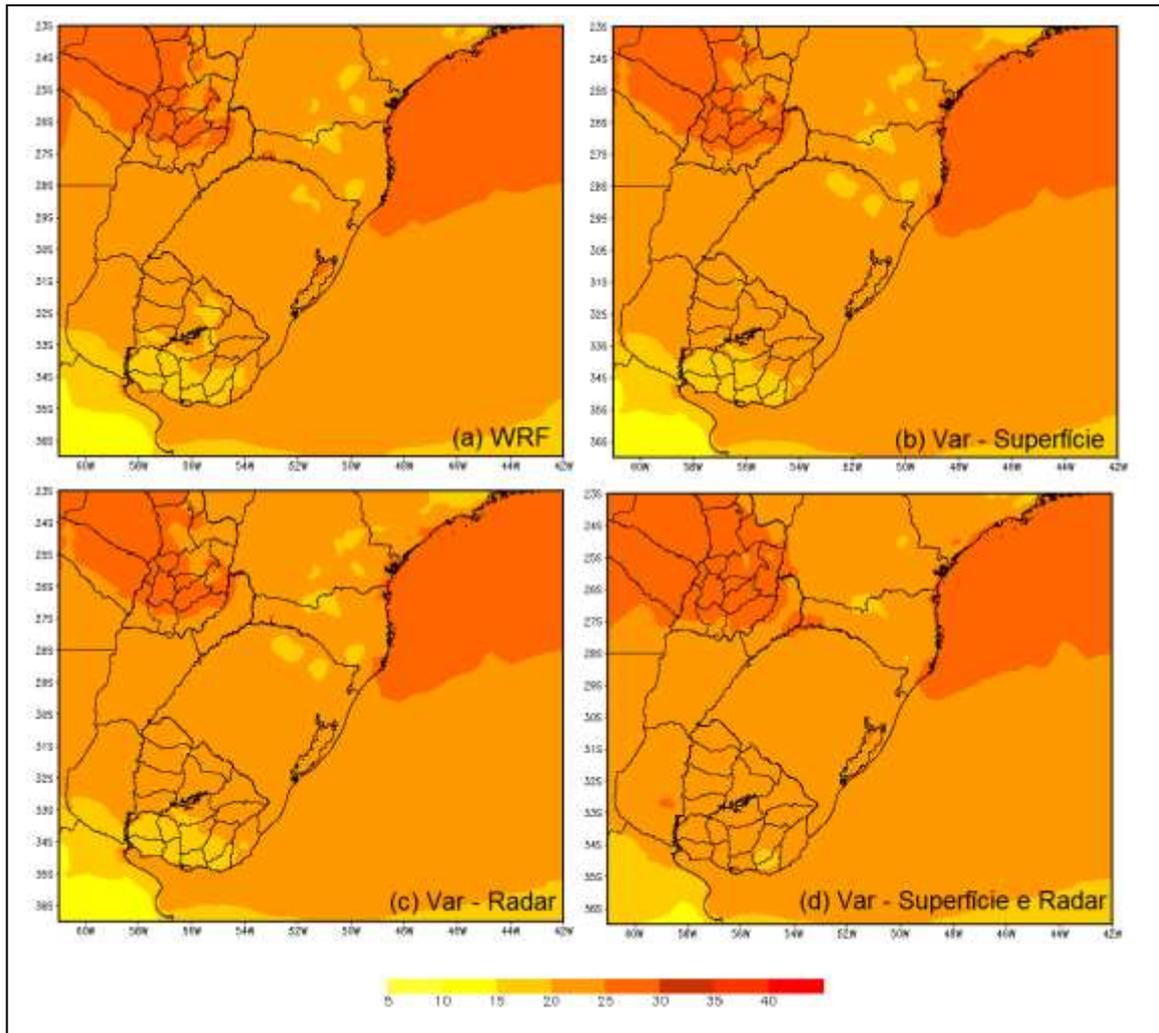


Figura 47 - Campos de temperatura à 2m para as 06:00 UTC do dia 08/01/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.

Os prognósticos do campo de velocidade do vento são apresentados nas Figuras 48, 49 e 50. A figura 48 (a) ilustra a magnitude do vento à 10m, gerada a partir de dados da análise do GFS, para as 18:00 UTC do dia 07/01/2013. Nesta o pico máximo de vento oscilava em torno de 6 m/s e 8 m/s sobre o RS. Na Figura 49 (a-d) podemos observar a magnitude do vento à 10m para as 18:00 UTC do dia 07/01/2013 simuladas pelo modelo WRF, onde é possível observar que ambos processamentos super estimam os valores de vento quando comparados com as análise do GFS (Figura 48 (a)), em alguns pontos do Estado conforme destacado na figura 49 a-d, a magnitude do vento apresentava valores em torno de 10 m/s à 12 m/s, enquanto o pico máximo de vento na análise do GFS era de 6 m/as 8 m/s sobre o RS, conforme já mencionado anteriormente.

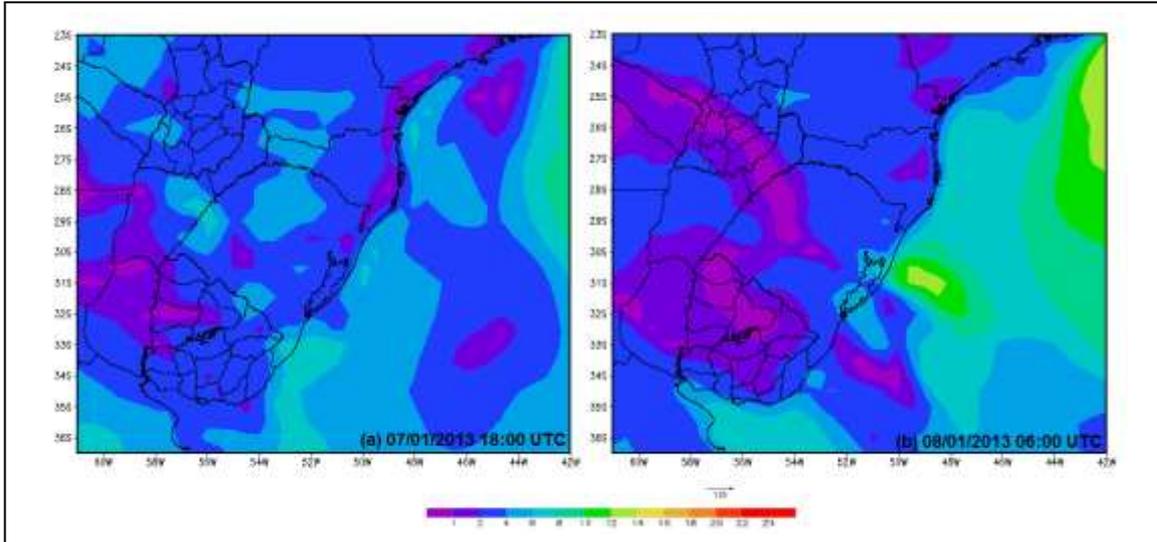


Figura 48 - Magnitude do vento à 10 m do modelo global GFS, (a) Magnitude do vento para o dia 07/01/2013 às 18:00 UTC e (b) Magnitude do vento para o dia 08/01/2013 às 06:00 UTC.

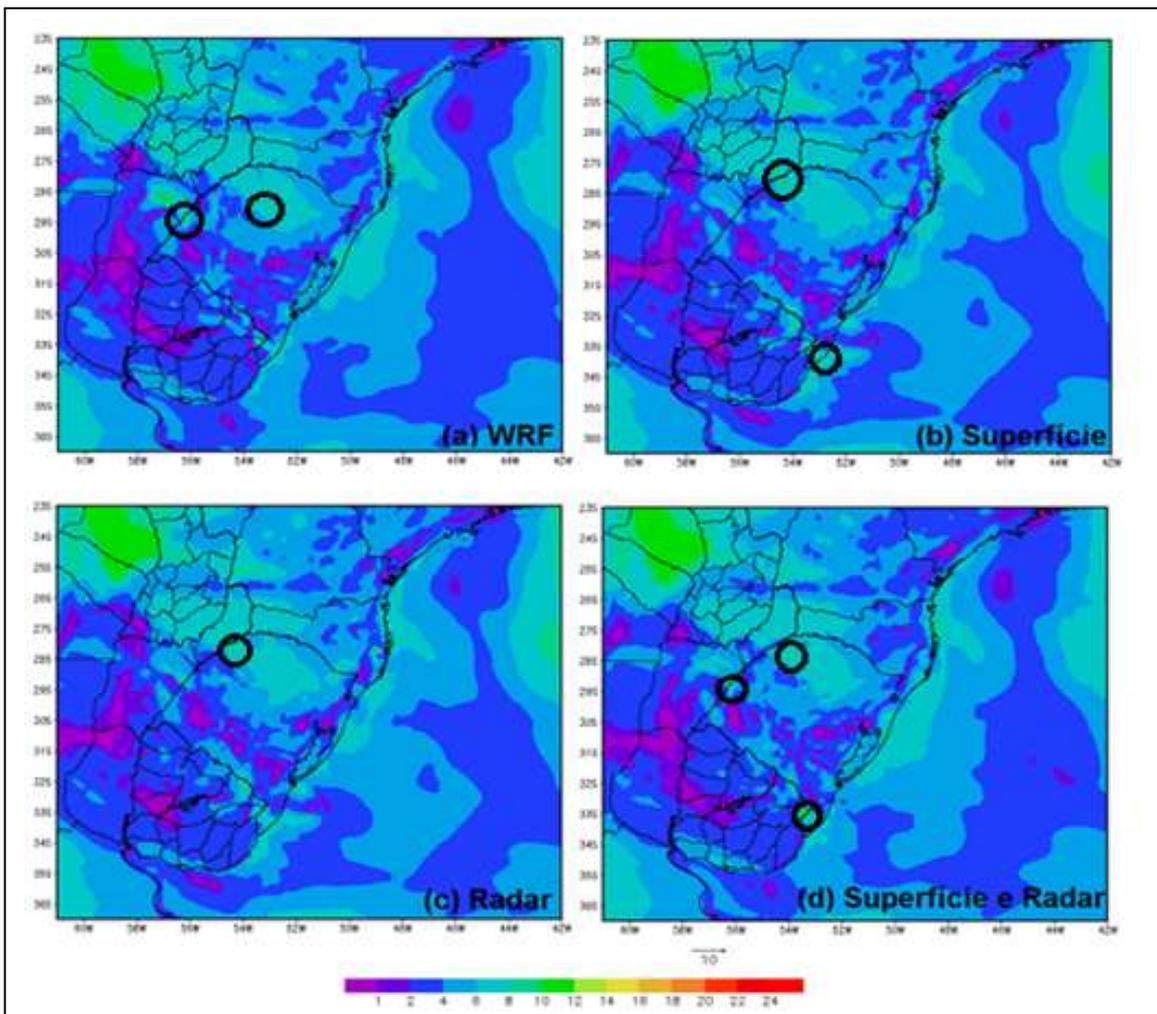


Figura 49- Magnitude do vento à 10 m para as 18:00 UTC do dia 07/01/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.

Para o dia 08/01/2013 as 06:00 UTC, quando já havia ocorrido o pico máximo de precipitação, os prognósticos do vento ilustrados na Figura 50 (a-d), apresentaram valores de magnitude do vento superiores à análise do modelo GFS. Ambos, na faixa leste do Rio Grande do Sul, indicavam magnitude do vento em torno de 18 m/s, quando na mesma região o modelo GFS, Figura 48 (b) apresentava valores em torno de 12m/s.

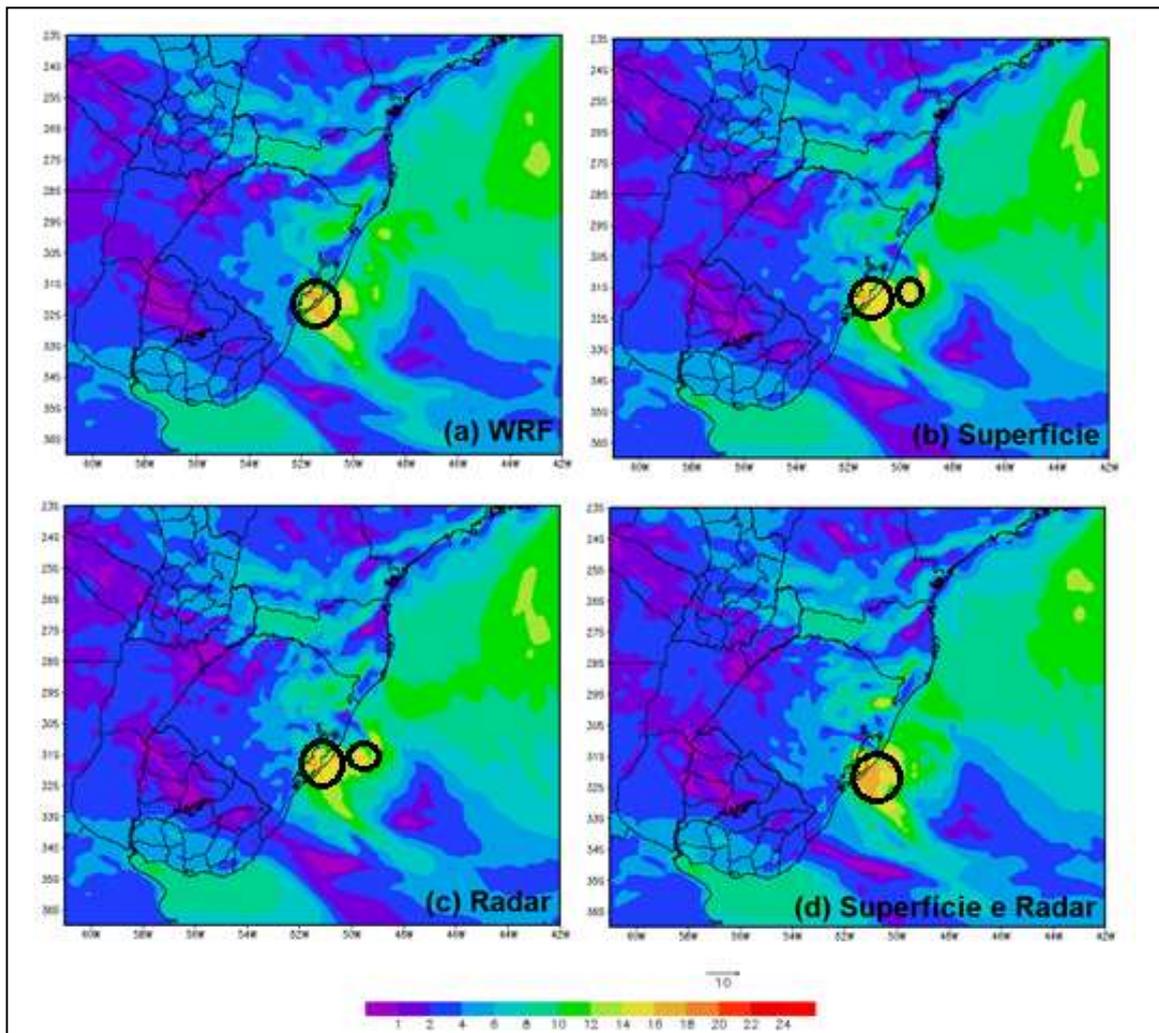


Figura 50 - Magnitude do vento à 10 m para as 06:00 UTC do dia 08/01/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.

4.1.5 Análise da Precipitação Acumulada D3

Na Figura 51 é apresentado o campo de precipitação acumulada para o período de 6 horas - para os diferentes processamentos com assimilação de dados

e sem assimilação - para o domínio 3 que possui uma resolução espacial de 2 km. Segundo os dados do INMET, no período das 21 UTC do dia 07/01/2013 até às 03 UTC do dia 08/01/2013, o volume de chuva acumulada foi de 56 mm na cidade de Porto Alegre. Embora a simulação inicializada com dados do modelo GFS, conforme ilustrado na Figura 51 (a), tenha simulado um núcleo de precipitação mais intensa à oeste da RMPA, sobre a cidade de Porto Alegre, ele subestima a precipitação apresentando valores próximo à 20mm. As demais simulações não captam o núcleo da primeira, porém a que mais se aproxima dos valores observados é a simulação apresentada na Figura 51 (b), onde utilizou-se dados de superfície no processo de assimilação de dados. Evidentemente a utilização dos dados observados de superfície favoreceram este melhor desempenho em relação aos demais processamentos.

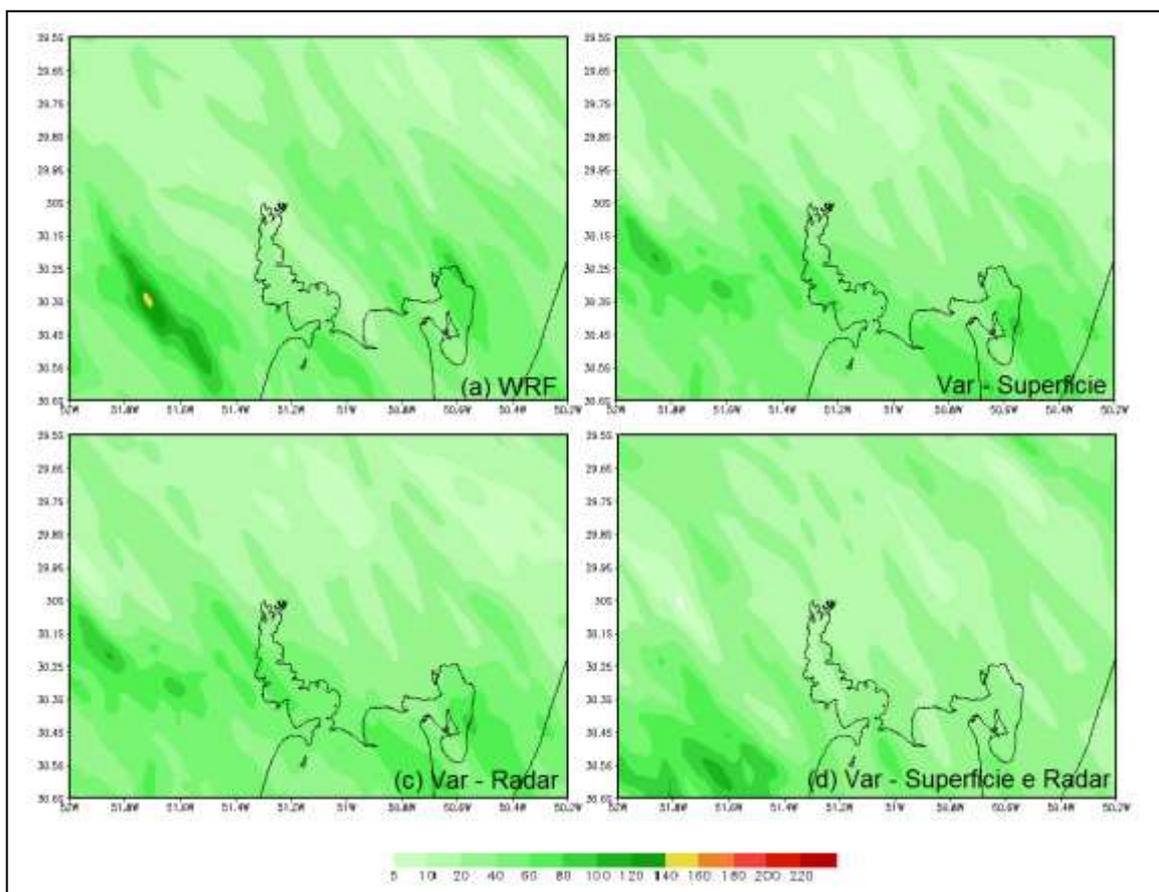


Figura 51 - Campos de precipitação acumulada em 6 horas para simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) Var – Superfície e Radar.

4.1.6 Evolução Temporal das Variáveis de Superfície e da Precipitação

Para plotar as linhas da evolução temporal foi utilizado os resultados das simulações do domínio 3, sobre a cidade de Porto Alegre (30°01'59"S/51°13'48"W). As variáveis analisadas foram a temperatura à 2m, magnitude do vento à 10m e precipitação. O objetivo de demonstrar a evolução temporal dessas variáveis é verificar se houve uma diferença significativa entre os diversos processamentos em um período de 24 horas - os dados utilizados como verdade terrestre são da estação automática do INMET localizada a 30.05°S/-51.17W.

As linhas das Figuras 52, 53 e 54 representam as variáveis da temperatura, velocidade do vento e precipitação respectivamente. A variável de temperatura, para as primeiras três horas de simulação, apresentou valores inferiores ao observado, exceto a simulação com dados de radar e com dados de superfície que na primeira hora superestimou esses valores. No decorrer do período ora a temperatura é subestimada ora superestimada pelas simulações, porém há vários pontos em que as temperaturas simuladas igualaram-se aos valores observados.

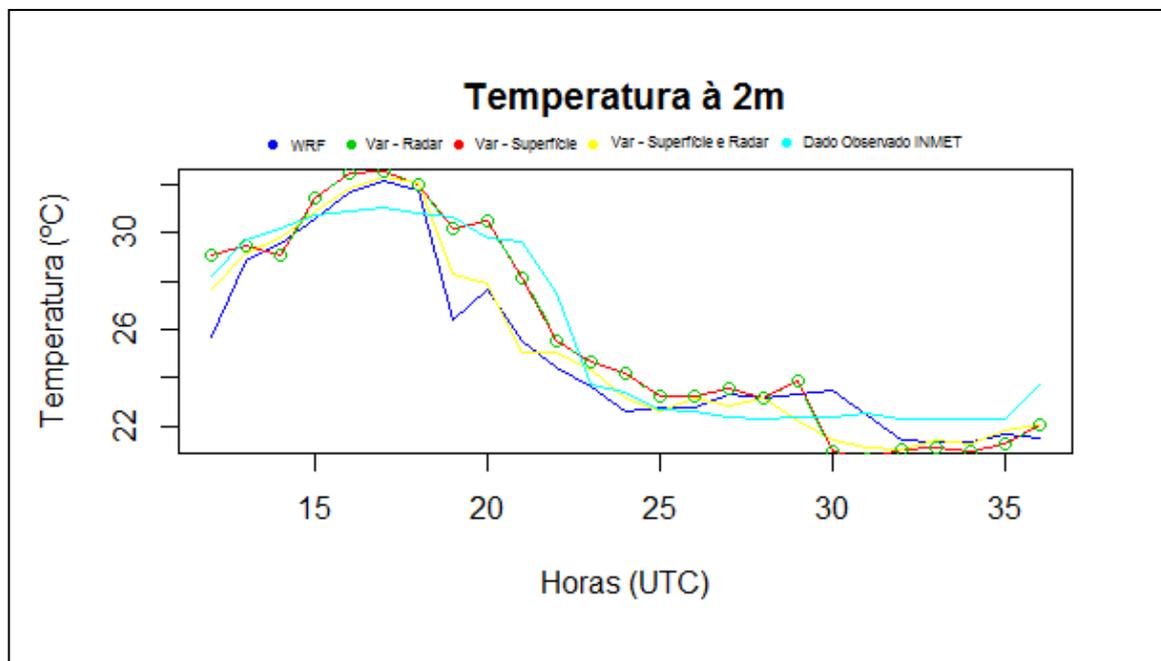


Figura 52 - Evolução temporal da temperatura a 2m para o período de 24 horas.

O perfil da magnitude do vento mostra que nas primeiras 3 horas as simulações do WRF e com assimilação de dados de superfície juntamente com os dados de radar, foram superiores as demais simulações e a curva dos dados

observados (Figura 53). Nas primeiras 6 horas embora, os valores simulados e observados tivessem apresentado valores diferentes, suas linhas desenvolveram uma configuração semelhante, onde os picos máximos e mínimos estiveram muito próximo ou com uma defasagem muito pequena. Nas últimas seis horas de processamento o modelo WRF sem assimilação de dados superou as demais simulações e apresentou magnitudes do vento próximo a 10 m/s.

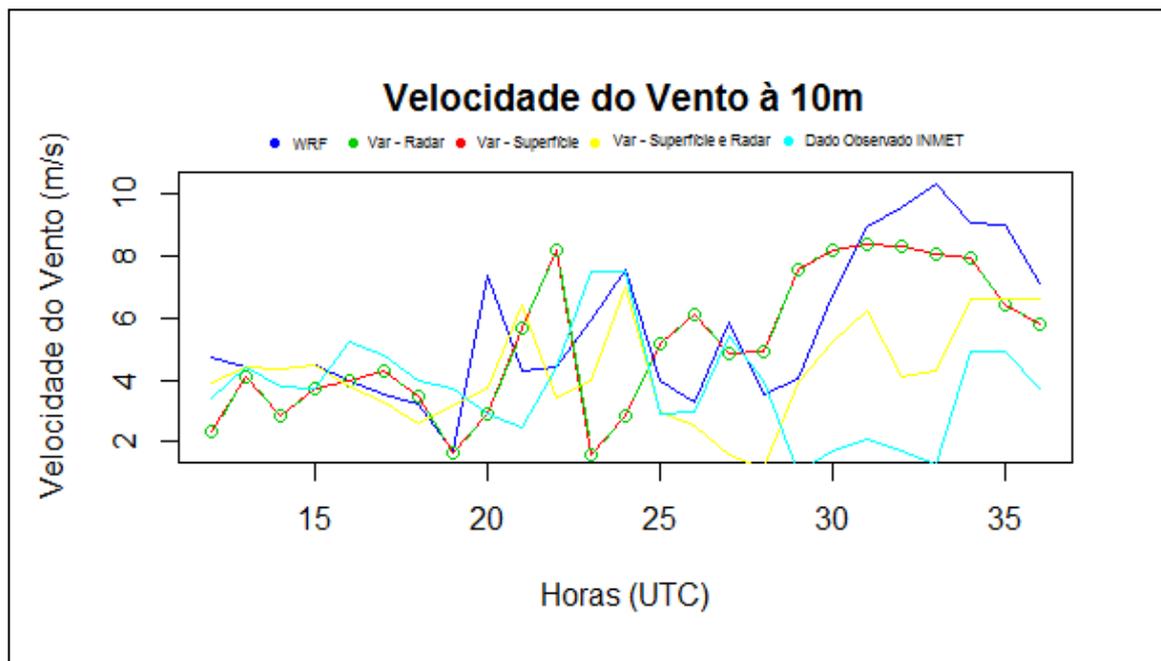


Figura 53 – Evolução temporal da magnitude do vento a 10m para o período de 24 hora.

Na Figura 54 é possível observar que as linhas de precipitação tiveram uma evolução semelhante nas primeiras horas de processamento do dia 07/01/2013, porém antes das 20 UTC a linha simulada pelo WRF e pelo WRF-Radar já apresentavam valores acumulados superiores ao observado. Próximo as 23 UTC onde os acumulados registrados em um intervalo de 3 horas ficaram em torno de 38,8 mm - neste horário somente o WRF registrou esse valor. Nas 12 horas subsequentes os prognósticos do WRF e VAR-Radar começaram a superestimar os valores de precipitação, enquanto os valores dos prognósticos Var – Superfície e Var – Superfície e Radar, seguiram um padrão muito próximo a linha observada, com uma diferença de aproximadamente 5 mm.

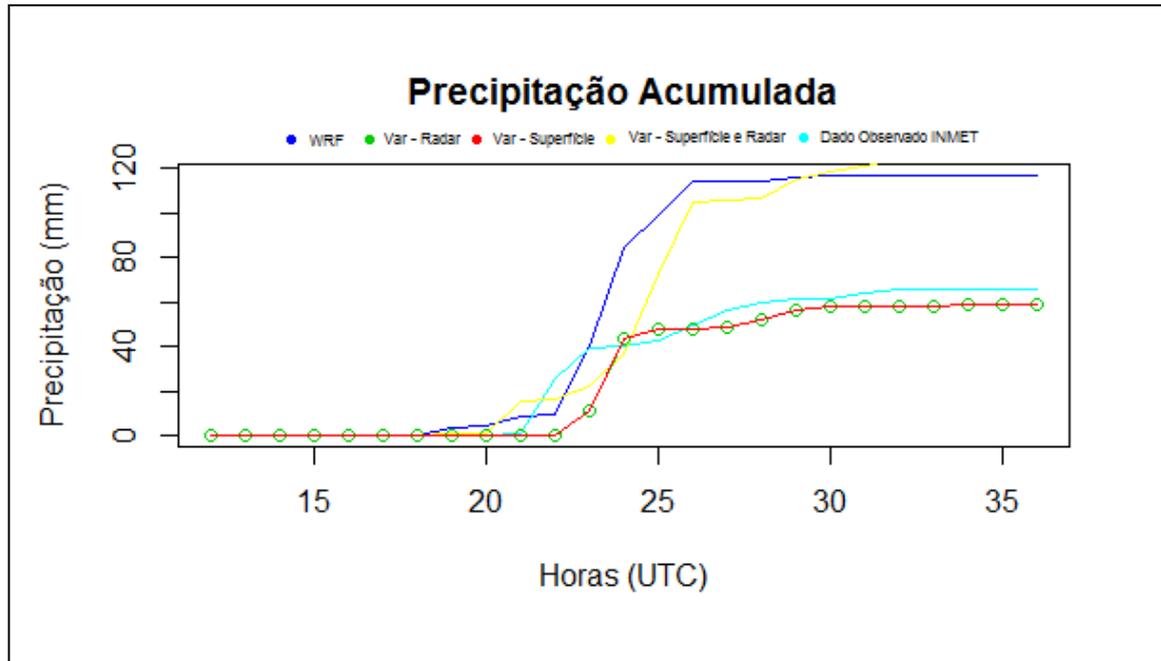


Figura 54 - Evolução temporal da precipitação acumulada para o período de 24 horas.

4.1.7 Perfil Termodinâmico

O perfil vertical da temperatura (T) e da temperatura do ponto de Orvalho (TD) para a cidade de Porto Alegre é analisado através do diagrama termodinâmico skew-T, conforme Figura 55 e 56 respectivamente. O objetivo é avaliar a capacidade do modelo WRF de simular os perfis verticais para temperatura e verificar se há uma melhora nas simulações com a inclusão da assimilação de dados. Para esta verificação é comparado as simulações do WRF com e sem assimilação de dados com os dados observados. Será demonstrado as simulações para o dia 08/01/2013 as 00:00 UTC.

As 00:00 UTC do dia 08/01/2013 conforme indicado na Figura 55 é possível observar que o perfil observado para TD apresentou pontos de inversão próximos ao nível de 500 hPa e entre a camada de 200 hPa e 100 hPa, nota-se que o modelo WRF com e sem assimilação de dados, foi capaz de reproduzir uma das inversões térmicas que ocorreu entre a camada de 200 hPa e 100 hPa, porém com uma pequena defasagem nos níveis. O perfil sem assimilação de dados apresentou uma pequena inversão próximo a superfície e em 650 hPa que não foi representada pelos dados observados, enquanto o perfil em que foi utilizado assimilação de dados

apresenta uma inversão próxima a 800 hPa e em 700 hPa que também não estão representadas pelo perfil observado.

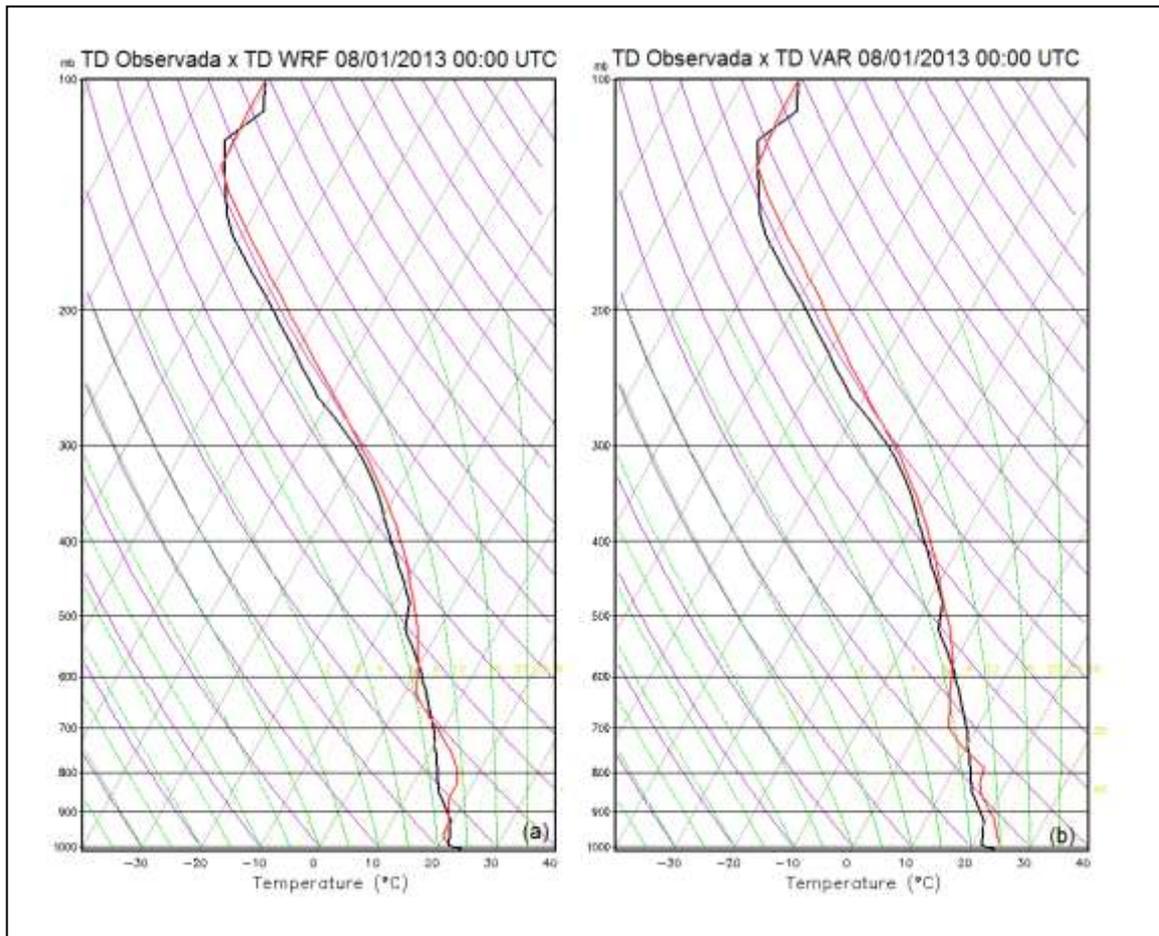


Figura 55 - Perfis Verticais de TD em Porto Alegre para o dia 08/01/2013 às 00:00 a linha preta representa o valor observado e a linha vermelha apresenta o valor simulado.

O perfil da temperatura (T) para o dia 08/01/2013 as 00:00 UTC e apresentados na Figura 56, mostram que os prognósticos do perfil vertical de temperatura tiveram um desenvolvimento coerente com o perfil observado, mas em superfície e níveis médios os valores simulados apresentaram temperaturas superiores ao observado. Na Figura 44–b, é possível observar que o perfil com a inclusão da assimilação de dados, entre as camadas de 700 hPa e 500 hPa obteve valores muito próximos ao observado em todo o desenvolvimento, enquanto que o perfil sem assimilação (Figura 44–a) indicou essa proximidade próximo entre 600 hPa e 500 hPa. Ainda é possível notar que o perfil observado apresentou em altos níveis uma inversão térmica entre a camada de 200 hPa e 100 hPa, que quando

comparado com os perfís simulados demonstrados na Figura 44 (a) e (b), constata-se que esta foi melhor representada pela simulação com assimilação de dados.

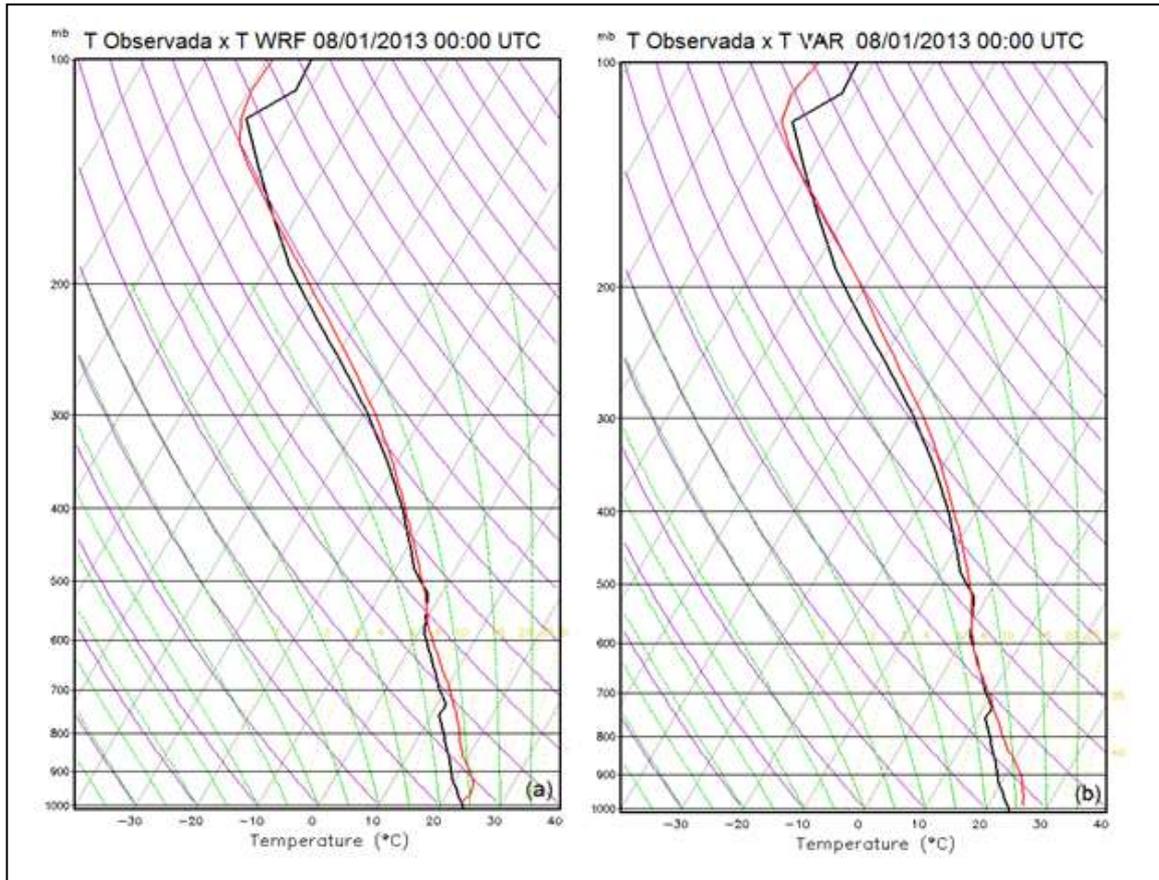


Figura 56 - Perfís Verticais de T em Porto Alegre para o dia 08/01/2013 às 00:00 UTC a linha preta representa o valor observado e a linha vermelha apresenta o valor simulado.

4.2 Estudo de Caso 2

O segundo caso trata dos acumulados, de precipitações significativas, na RMPA. Esse caso ocorreu entre a madrugada do dia 04 e no dia 5 de abril de 2013 - devido ao aumento da instabilidade sobre o Estado do Rio Grande do Sul - que no dia 5 foi intensificada pelo avanço de um centro de baixa pressão sobre o território gaúcho. Os acumulados registrados pelas estações meteorológicas do Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) foram 49 mm em um intervalo de 3 horas - o que representa 56% da média histórica de abril, que é de 86,1 mm. Estendendo os valores acumulados para um período de 24 horas, os valores registrados foram de 72,8mm. A chuva na Capital veio acompanhada de inúmeras descargas atmosféricas (raios) e produziram registros de vários locais com alagamentos e falta de energia em diversos pontos da cidade.

4.2.1 Descrição Sinótica do Caso 2

Na sequência de imagens do canal infravermelho do satélite GOES – 13, de alta resolução espacial, apresentadas na Figura 57, é possível observar o avanço da instabilidade sobre o Estado do Rio Grande do Sul, no decorrer do dia 04 de abril de 2013. Observa-se, também, a presença de um ciclone extratropical na Argentina que avança no tempo conforme ilustrada nas Figuras 4.5 a, b, c, d - localizando-se posteriormente entre o Uruguai e o Rio Grande do Sul. Núcleos convectivos intensificam-se durante o dia sobre o Estado inclusive na RMPA.

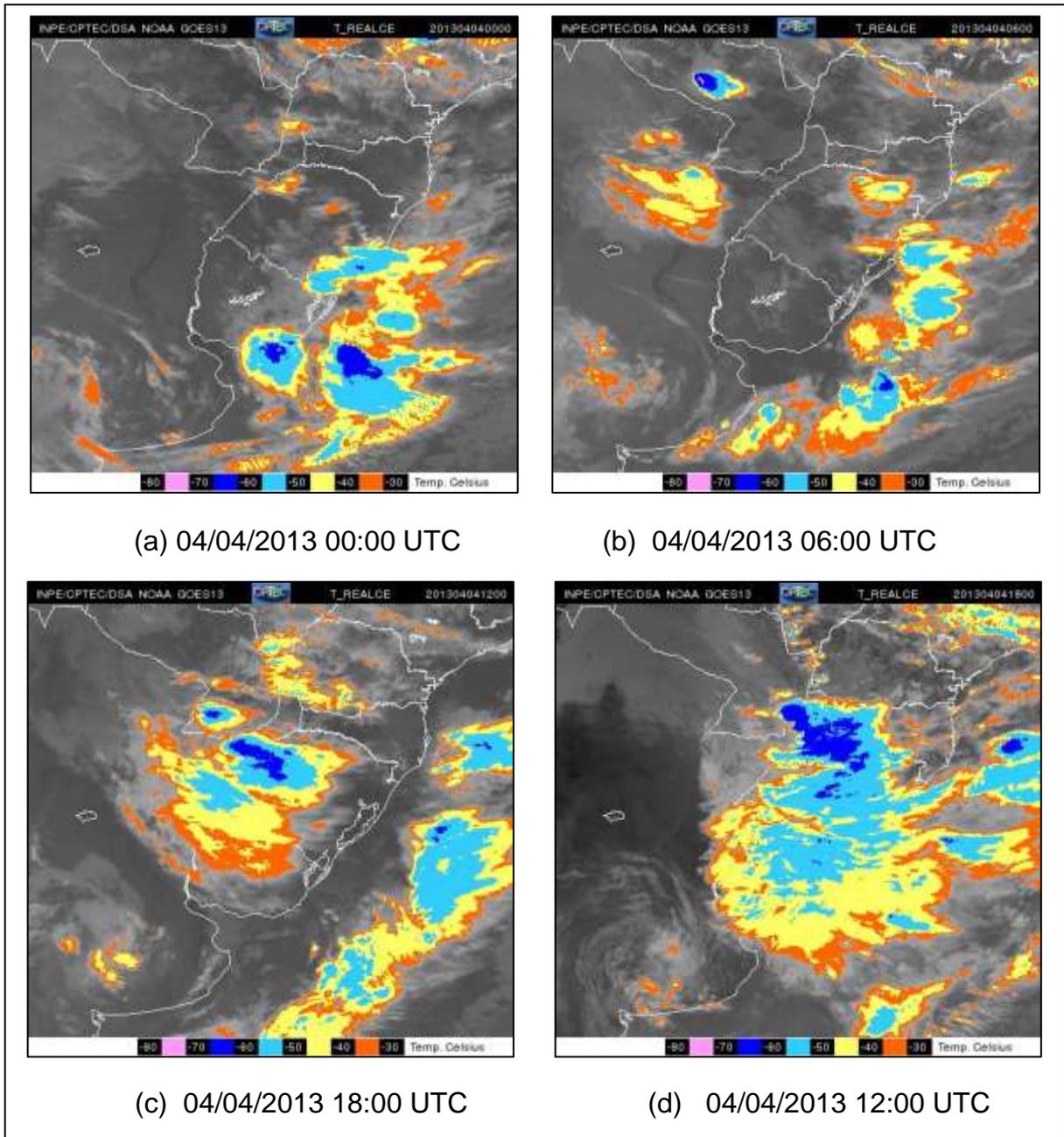


Figura 57 - Imagens do canal infravermelho do satélite GOES – 13 do dia 04 de abril de 2013. Fonte: INPE/CPTEC/DAS NOAA.

Na Figura 58 são apresentadas as cartas de superfície das 00:00 UTC (a) e das 12:00 UTC (b) para o dia 04/04/2013. Na Figura das 00:00 UTC, nota-se a presença de um cavado na superfície, localizado entre o Paraguai e o Rio Grande do Sul - que está associado a um centro de baixa pressão, com núcleo de 1006 hPa. A alta subtropical do Atlântico Sul (ASAS) possui um núcleo intenso, de 1028 hPa, e sua circulação atua pela faixa leste do Brasil, conforme apresentada na Figura 46 (a). O sistema de baixa pressão avançou para o RS, formando uma frente fria que

se localiza próximo ao centro-norte do Estado, enquanto a alta subtropical intensificou-se em para 1030 hPa (Figura 46 b).

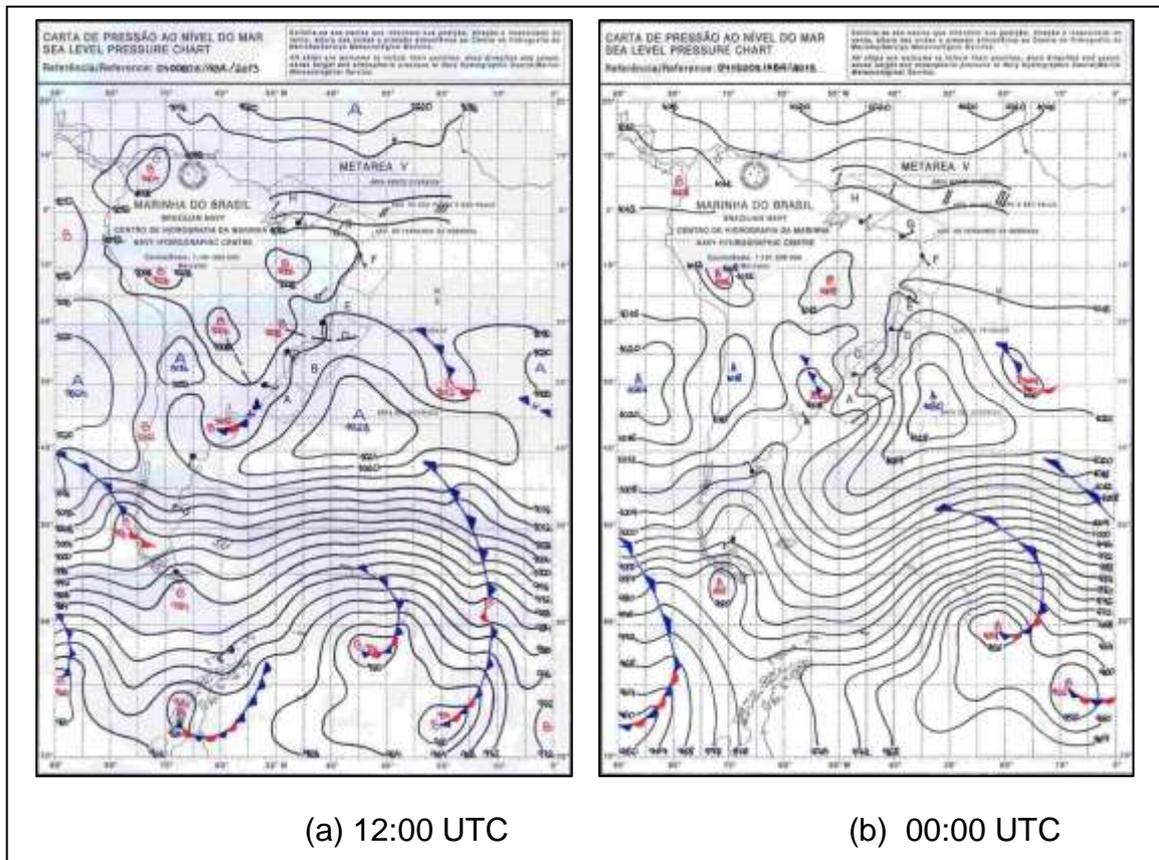


Figura 58 - Cartas da pressão ao nível do mar no dia 04 de abril de 2013.

Fonte: Centro de Hidrografia da Marinha.

No nível de 250 hPa, é apresentado o campo da divergência, linhas de corrente e geopotencial (Figura 59) e o campo de magnitude do vento (Figura 60), os dois plotados utilizando dados do modelo GFS. A Figura 59 apresenta um vórtice ciclônico de altos níveis (VCAN) sobre o continente de Buenos Aires – AR. Esse sistema causa divergência na sua retaguarda, favorecendo assim a formação de nebulosidade. Na Figura 60, a presença do Jato Subtropical (JSB), gera difluência no Sul do Brasil - o jato polar apresenta um ramo em torno de 30° S, que está associado ao VCAN, conforme já mencionado. A sudeste deste sistema está posicionada uma alta pressão migratória, com características subtropicais, que junto com o VCAN formam um bloqueio atmosférico que o mantém estacionário sobre o continente.

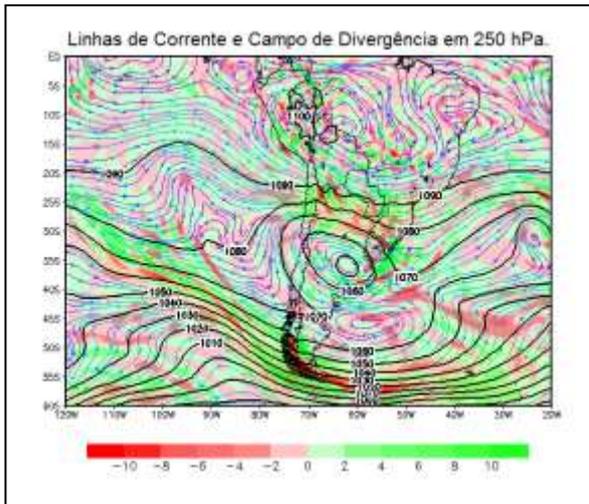


Figura 59 - Campo de linhas de corrente e divergência no nível de 250 hPa.

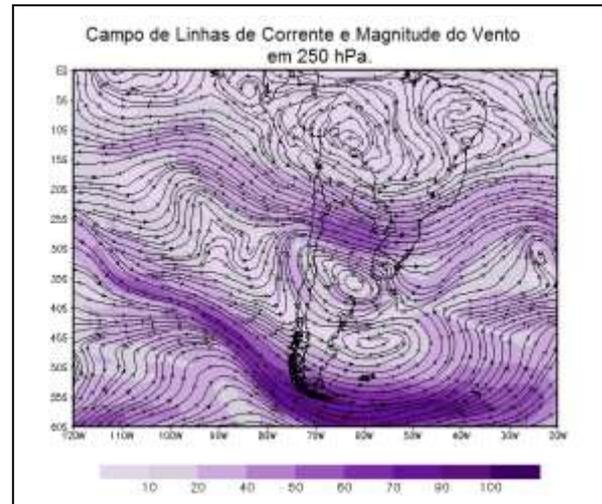


Figura 60 - Linhas de corrente e magnitude do vento no nível de 250 hPa.

O campo de vorticidade relativa, geopotencial e vento no nível de 500 hPa são representados na Figura 61, que mostra o VCAN mencionado na análise do nível de 250 hPa. A Leste deste VCAN observa-se uma crista, que somado com a região anticiclônica no Sul e sudeste do VCAN, indica a situação de bloqueio conseguinte o que já foi comentado na análise anterior. Com esta situação meteorológica, têm-se um deslocamento do escoamento e, com isso, mantém o VCAN semi-estacionário sobre o continente - o qual pode gerar condições meteorológicas severas. O Campo de 850 hPa, apresentado na Figura 62, descreve a umidade relativa, temperatura e as linhas de corrente nesse nível. Nota-se o fluxo de Norte/Nordeste devido à circulação da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS). Esse fluxo desloca-se para o Rio Grande do Sul, Argentina e Paraguai, gerando advecção de umidade do Oceano para o continente - favorecendo a formação de nebulosidade. A atuação de uma circulação ciclônica, próximo à 36°S, está associada à passagem do VCAN localizado em altos níveis - que somado com a convergência de umidade nesse nível - favorece ainda mais para o aumento da nebulosidade. O fluxo de calor e da umidade nas médias e baixas altitudes, somado aos pulsos ciclônicos relativos ao VCAN e a divergência em altos níveis, foram os grandes responsáveis pela instabilidades observadas principalmente sobre as áreas do norte do Uruguai e Sul do Brasil.

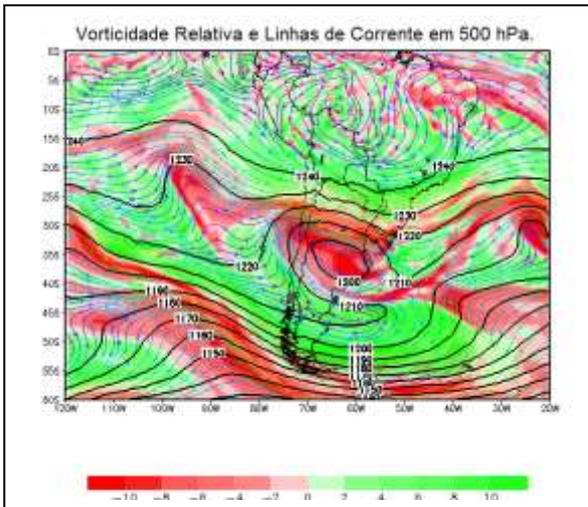


Figura 61 - Campo de vorticidade e geopotencial e linhas de corrente no nível de 500 hPa.

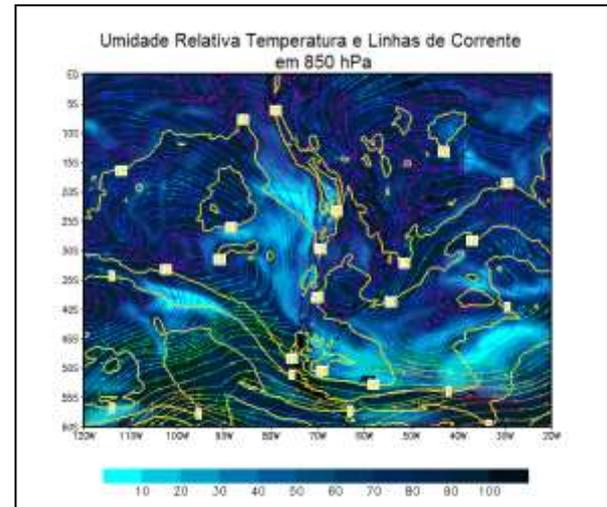


Figura 62 - Campo de umidade relativa linhas de corrente e temperatura no nível de 850 hPa.

4.2.2 First-guess X Análise

No caso do mês de abril o first-guess foi processado utilizando os prognósticos do modelo GFS. Então a partir deste first-guess foram utilizados dados de diferentes fontes para realizar a assimilação de dados. A distribuição espacial das estações onde foram coletados os dados assimilados na análise das 00:00 UTC do dia 04/04/2013 pelo módulo OBSPROC do WRFDA são demonstrado na Figura 63.

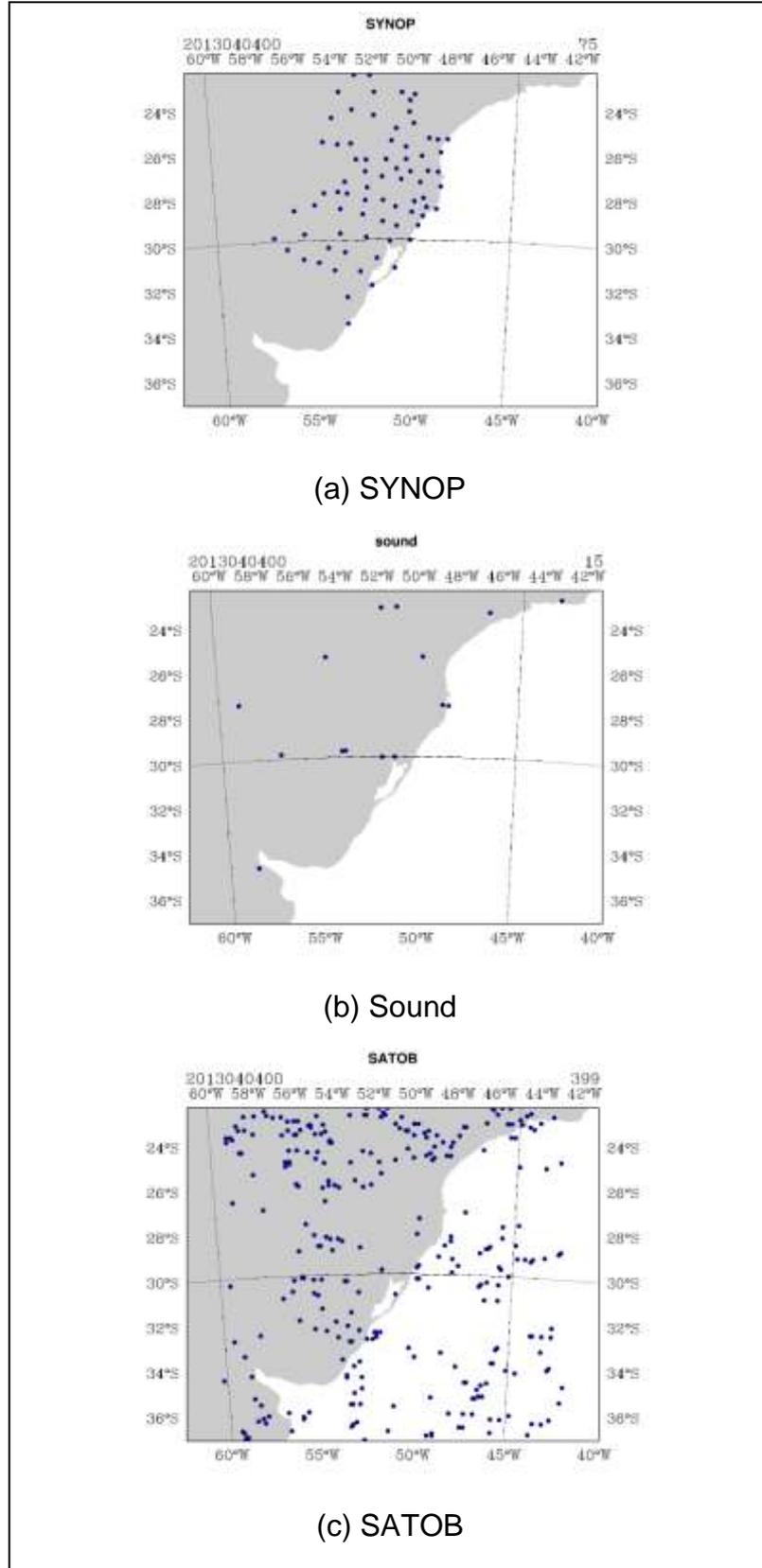


Figura 63 - Locais com dados processados pelo OBSPROC na análise das 00:00 UTC do dia 04/04/2013. (a) estações do INMET, (b) radiossondagens, (c) SATOB.

Para o caso do mês de abril foram processados, além do *first-guess*, as análises com assimilação de dados de superfície e com assimilação de dados de radar. Na Tabela 4 são apresentadas as estações com dados assimilados pelo O OBSPROC.

Tabela 4 – Numero de Estações com dados assimilados pelo obsproc.

Fonte de dados	Processamentos	
	Var – Superfície	Var - Radar
SYNOP	75	0
METAR	0	0
SHIP	0	0
BUOY	0	0
SOUND	15	0
AIREP	58	0
SATOB	399	0
RADAR	0	2
TOTAL	547	2

No processamento Var – Superfície a função custo convergiu após 25 iterações, a curva de convergência da função custo é semelhante à apresentada na Figura 34. Os incrementos da análise são apresentados na Figura 64, 65 e 66, onde é possível verificar se houve mudanças na inserção de dados para as variáveis de temperatura vento zonal e meridional, para a análise das 00:00 UTC nos níveis de $\eta = 1$ (1013,15 hPa), $\eta = 21$ (864,12 hPa), $\eta = 32$ (224,19 hPa). Assim como no caso anterior, multiplicou-se os resultados por 10, para melhorar a visualização e padronização da escala.

Na Figura 64 observamos o incremento para a temperatura, onde em superfície (Figura 64 – a) podemos observar que em grande parte do domínio o incremento da análise é positivo, em alguns pontos o incremento chega a apresentar um valor de 10 °C. Nos médios e altos níveis, foi possível observar em grande parte

do domínio incrementos negativos que em altos níveis atingem o valor $-12\text{ }^{\circ}\text{C}$, em ambos observa-se valores positivos a leste do Estado, provavelmente isso se deva a influência dos dados de ar superior (temperatura e umidade), assimilados próximo a essa região.

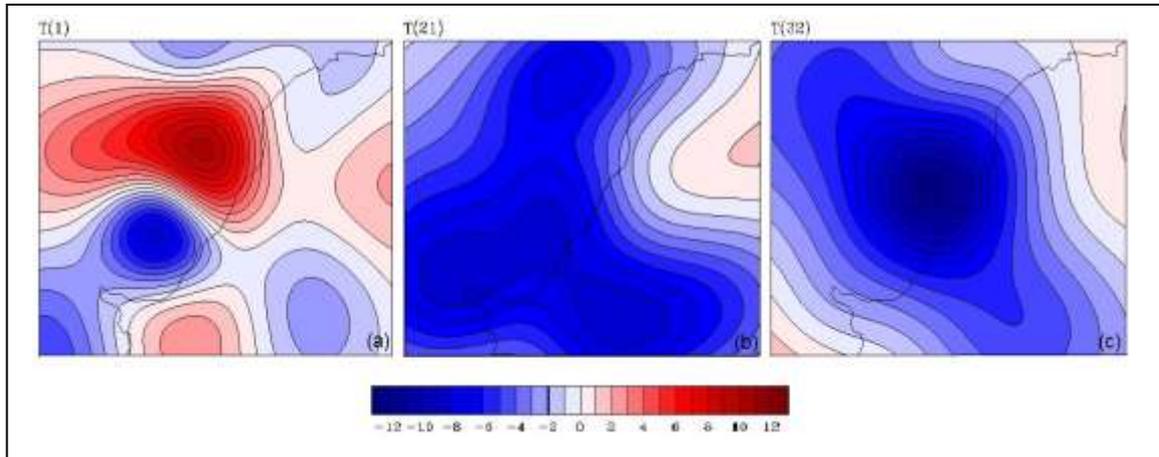


Figura 64 – Diferença entre a temperatura (T) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.

A inserção maior de dados na componente zonal do vento em superfície, pode ser observado na região central do domínio da Figura 65 – a, onde a diferença atinge o valor máximo de -12 m/s , em altos níveis as áreas ficaram bem divididas, pois à norte do domínio a contribuição dos dados não foi significativa, porém a metade sul obteve um grande número de dados assimilados (Figura 65 –c). Em níveis médios a oeste do domínio e em grande parte do centro ao norte se teve uma contribuição significativa na inserção dos dados assimilados.

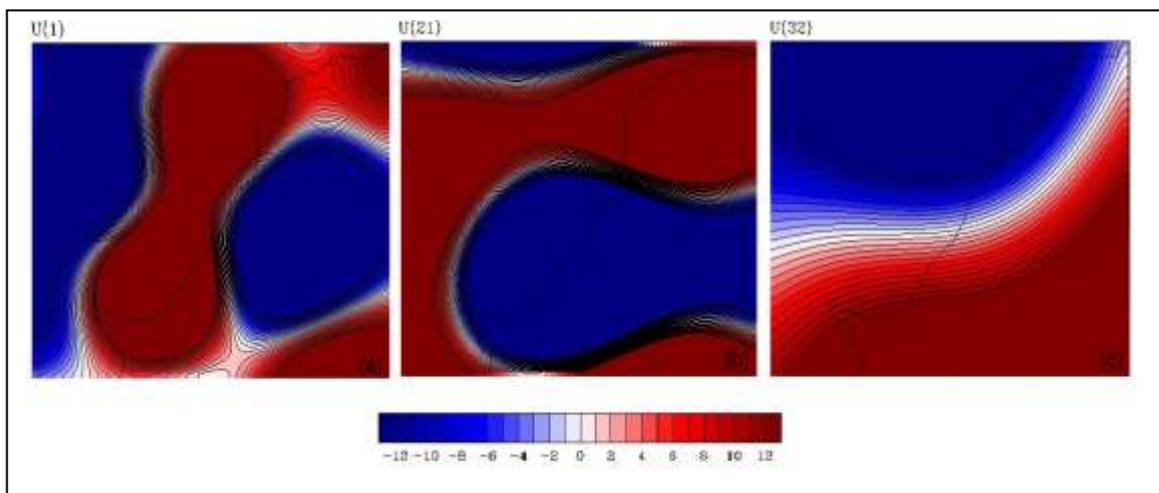


Figura 65 - Diferença entre a componente zonal (U) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.

A componente meridional do vento para superfície é apresentada na Figura 66 (a), nota-se valores próximo a 12 m/s que abrangem o leste, norte e o extremo sudoeste do Rio Grande do Sul, em (b) temos a componente meridional para os níveis médios que apresentam incrementos negativos em quase todo o domínio e nos níveis altos (c) temos uma distribuição mais uniforme onde o incremento positivo encontra-se em grande parte do domínio com exceção do extremo sudoeste.

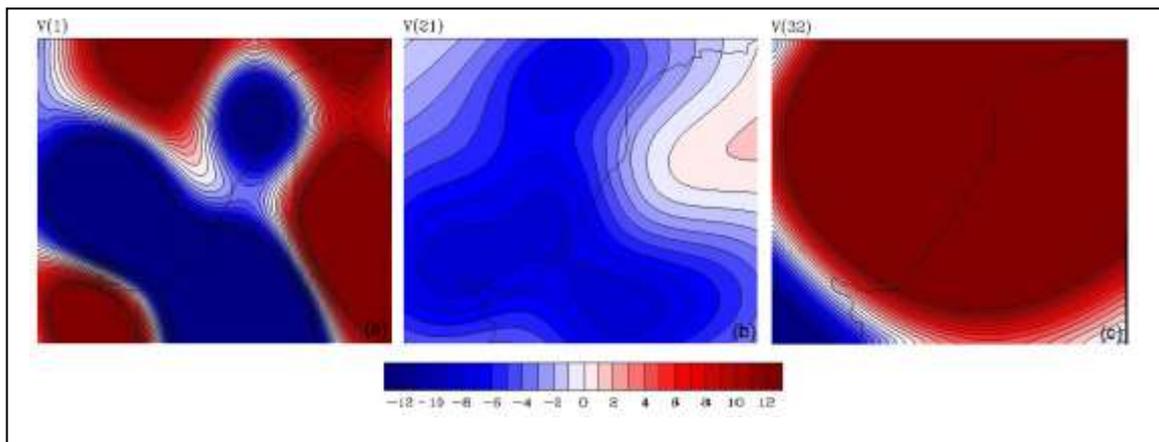


Figura 66 – Diferença entre a componente meridional (V) da análise e do first-guess nos diferentes níveis (a) 1013,15 hPa, (b) 864,12 hPa, (c) 224,19 hPa.

4.2.3 Análise dos campos de precipitação acumulada D1

O impacto da assimilação de cada tipo de dado no campo de precipitação acumulada é apresentado na Figura 67 (a-c), onde foram plotados os campos de precipitação dos diferentes processamentos para o período das 06:00 UTC às 12:00 UTC do dia 04 de abril de 2013, período este em que as estações automáticas do INMET registraram um volume de 49 mm sobre a cidade de Porto Alegre. Na Figura 67 (a) têm-se o campo de precipitação simulada pelo modelo WRF, o modelo foi capaz de prever, com destreza, os valores acumulados de precipitação - quando analisados pontualmente apresentaram valores próximos dos observados. Além disso, ainda é possível analisar que ele prevê chuva em uma maior parte do domínio quando comparado com as demais simulações apresentadas na Figura 67 (b) e (c). Os prognósticos com assimilação de dados de superfície e ar superior apresentados na Figura 67 (b) - onde é possível notar uma diferença do campo inicial quanto ao posicionamento e intensidade dos núcleos convectivos - em (b) o sistema abrange

parte do noroeste/centro, enquanto que (a) já aparece mais deslocado do centro/nordeste, além disso, em (b) é também possível observar a pequena intensificação dos núcleos de precipitação sobre o Uruguai e no Oceano Atlântico. Em relação à assimilação dos dados de radar Figura 67 (c), observa-se uma redução nas áreas de ocorrência de precipitação. Sobre a RMPA, a simulação com inserção dos dados de radar, foi incapaz de captar o pequeno núcleo de precipitação que aparece nas duas simulações anteriores.

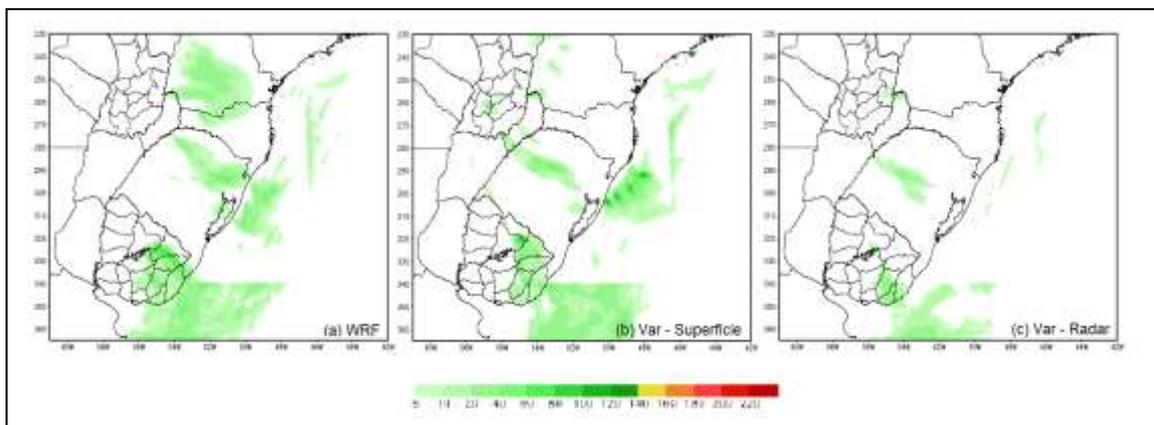


Figura 67 – Precipitação acumulada em mm, para o período das 06-12 UTC do dia 04/04/2013, para o domínio 1. (a) WRF (b) VAR – Superfície, (c) VAR – Radar.

Os campos de precipitação acumulada para o período de 24 horas são apresentados na Figura 68 (a-c), estes são comparados com a precipitação acumulada do TRMM da Figura 68 (d). Em todas as simulações nota-se uma diferença em relação ao posicionamento e intensidade dos núcleos de precipitação. Quando as simulações são comparadas espacialmente com o TRMM percebe-se que elas subestimam em grande parte do domínio os acumulados de precipitação, porém quando analisado pontualmente sobre a cidade de Porto Alegre e comparado com dados de superfície há uma performance inferior da simulação Var – Superfície.

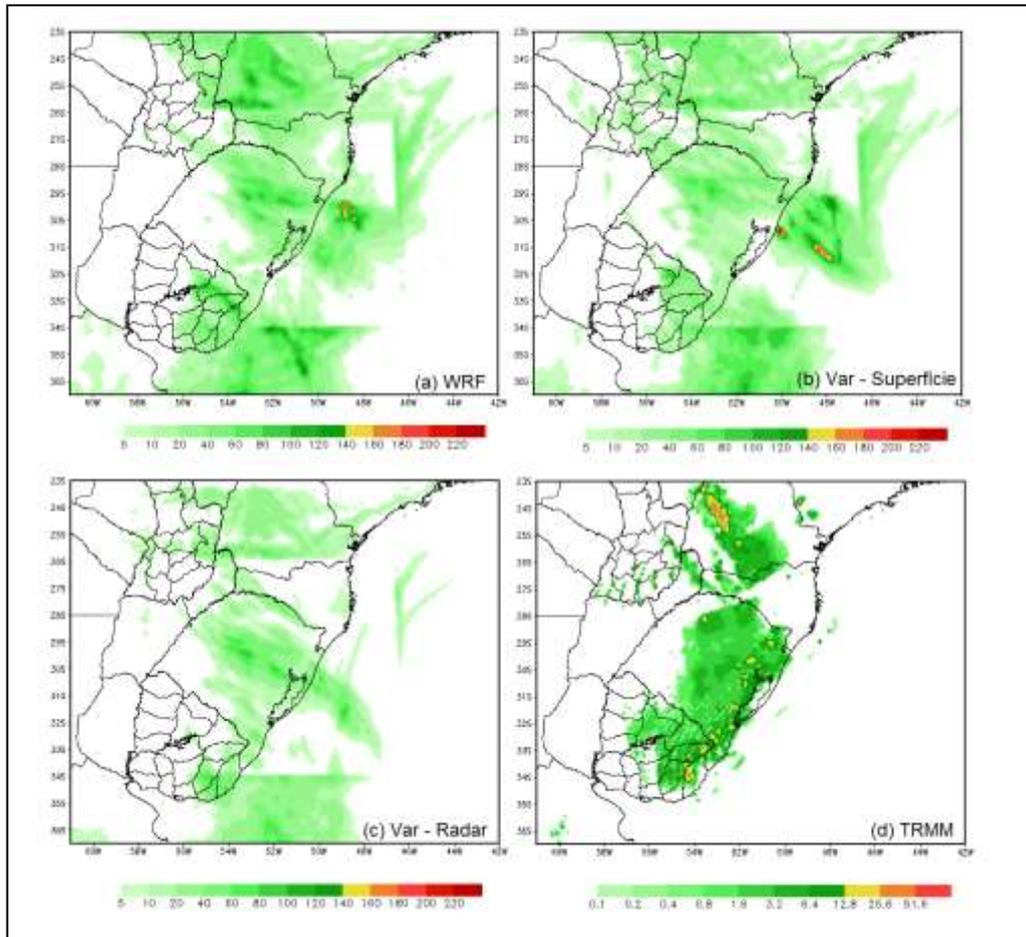


Figura 68 – Campos de precipitação acumulada em 24 horas. (a) WRF, (b) VAR – Superfície, (c) VAR – Radar, (D) TRMM.

4.2.4 Análise dos Campos de Superfície D1

Para analisar o impacto da assimilação de dados no campo de temperatura, serão analisadas as Figuras referentes às 00:00 UTC e 12:00 UTC. Foi avaliado se o modelo foi capaz de prever com destreza a variação da temperatura, antes e depois a ocorrência dos máximos acumulados de precipitação para o dia 04/04/2013 na cidade de Porto Alegre e RMPA. Os resultados das simulações apresentados na Figura 69 a – c e 70 a – c são comparados espacialmente com os dados do modelo GFS Figura 69 (d) e 70 (d).

As simulações para o campo de temperatura, a 2 metros, para as 00:00 UTC do dia 04/04/2013 apresentados na Figura 69, têm características muito semelhantes nos 3 processamentos, sobre o Estado do Rio Grande do Sul. As temperaturas oscilaram em torno de 25°C e 30°C, exceto em uma pequena região

próximo a cidade de Vacaria, onde os valores de temperatura ficaram entre 15 °C e 20°C. As 12:00 UTC do dia 04, conforme ilustrado na Figura 70, houve uma diminuição na temperatura não só no RS como em grande parte do domínio. Essa redução se deve à passagem do sistema sobre essas regiões, ou seja, a ocorrência de chuva. Quando comparadas as simulações das 00:00 UTC do dia 04, com a simulação do modelo GFS, nota-se uma superestimativa de todos os processamentos – pois, sobre grande parte do RS e o Uruguai - o modelo GFS apresentava temperaturas entre 15°C e 20°C, com uma diferença de aproximadamente 5°C dos prognósticos. Quando analisado os prognósticos das 12:00 UTC, podemos observar que em vários pontos estes mantêm boa coerência com o modelo GFS - contudo o processamento do Var – Radar é o que mais se aproxima do GFS quando analisado o domínio como um todo.

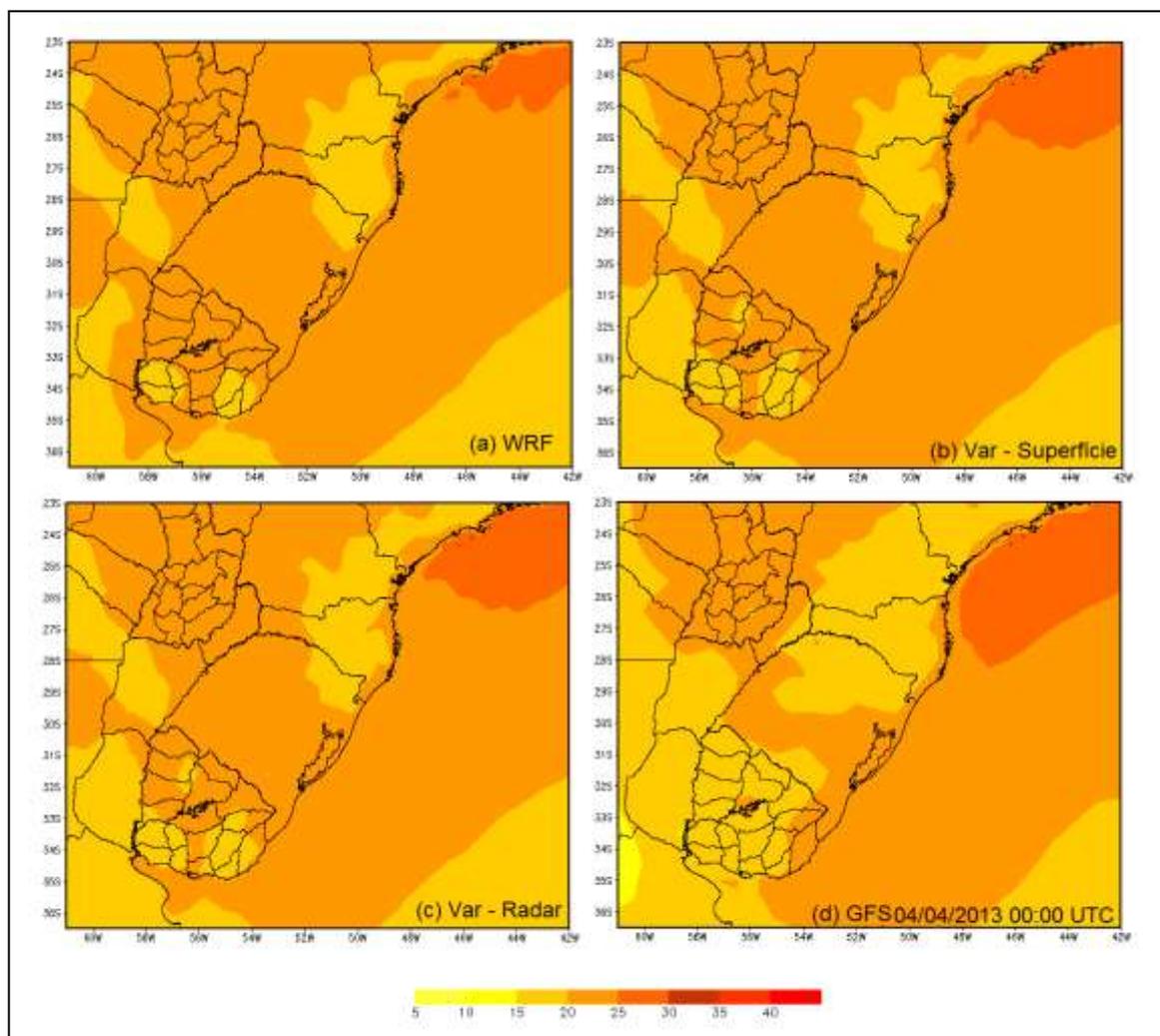


Figura 69 – Campo de Temperatura a 2 metros às 00:00 UTC do dia 04/04/2013. (a) WRF (b) VAR – Superfície (c) VAR – Radar (d) TRMM.

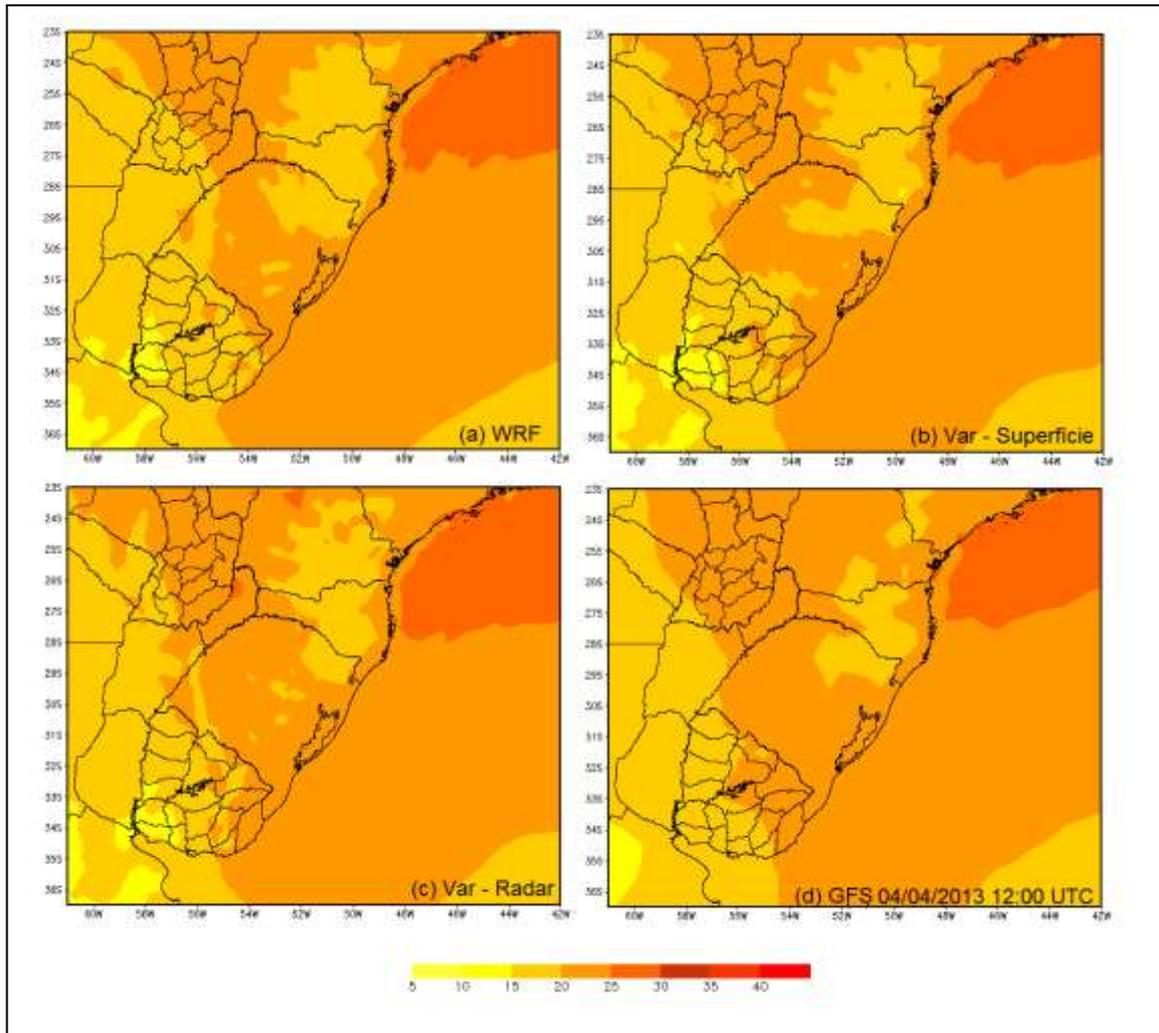


Figura 70 Campo de Temperatura a 2 metros às 12:00 UTC do dia 04/04/2013. (a) WRF (b) VAR – Superfície (c) VAR – Radar (d) TRMM.

As simulações de vento à 10 metros são apresentadas na Figura 71 e 72. Para às 00:00 UTC, no campo representado pela Figura 71 a–c, nota-se uma superestimação da magnitude do vento na simulação apresentada em 71 (a), em relação as demais simulações, incluindo a do modelo GFS. Na Figura 71 (b) fica em evidencia o impacto da inserção dos dados de superfície e ar superior na velocidade do vento. É possível observar ventos mais intensos sobre o Atlântico, com picos máximos de 20 m/s, que, quando comparados aos ventos da simulação (a) apresentam uma diferença de aproximadamente 5 m/s, sobre o continente. Sobre o continente apresenta pico máximo na intensidade do vento no valor de aproximadamente 10 m/s. Os ventos simulados com assimilação de dados de radar (Figura 71 (c)) são semelhantes aos do campo apresentado em (b), porém nota-se uma pequena diferença sobre o Atlântico, em que seu pico máximo fica em torno de

16 m/s. Quando comparados com a análise do modelo GFS para as 00:00 UTC do dia 04 (Figura 71 (d)), as simulações apresentam valores superestimados, em algumas regiões do domínio.

Para as 12:00 UTC, no que se refere a magnitude desses ventos, observa-se que os valores simulados pelo WRF, foram superiores aos do VAR – Superfície e ao VAR – Radar sobre o Oceano e inferior sobre o continente, entretanto este comportamento da simulação feita com o WRF é a mais próxima da análise do modelo GFS.

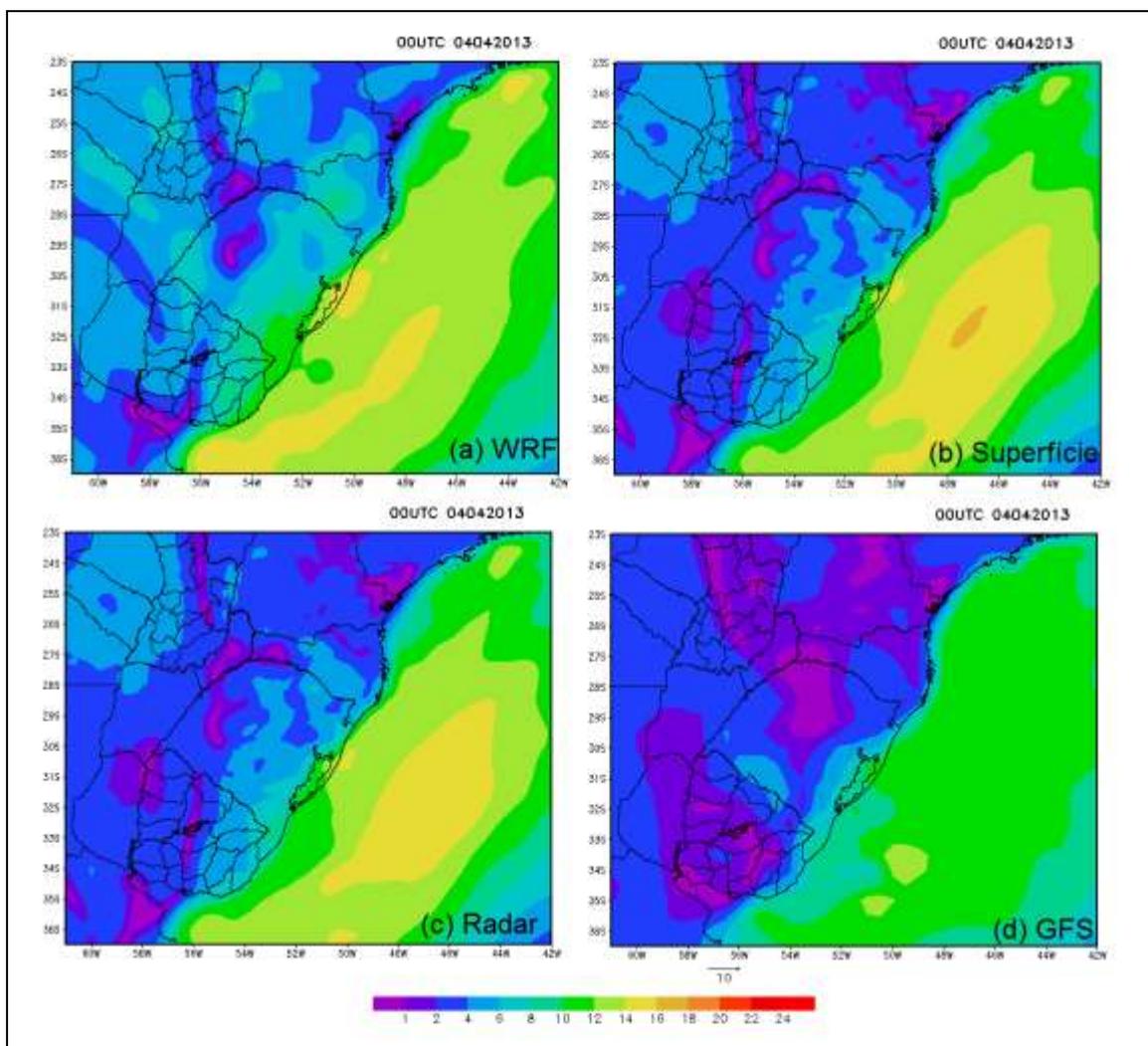
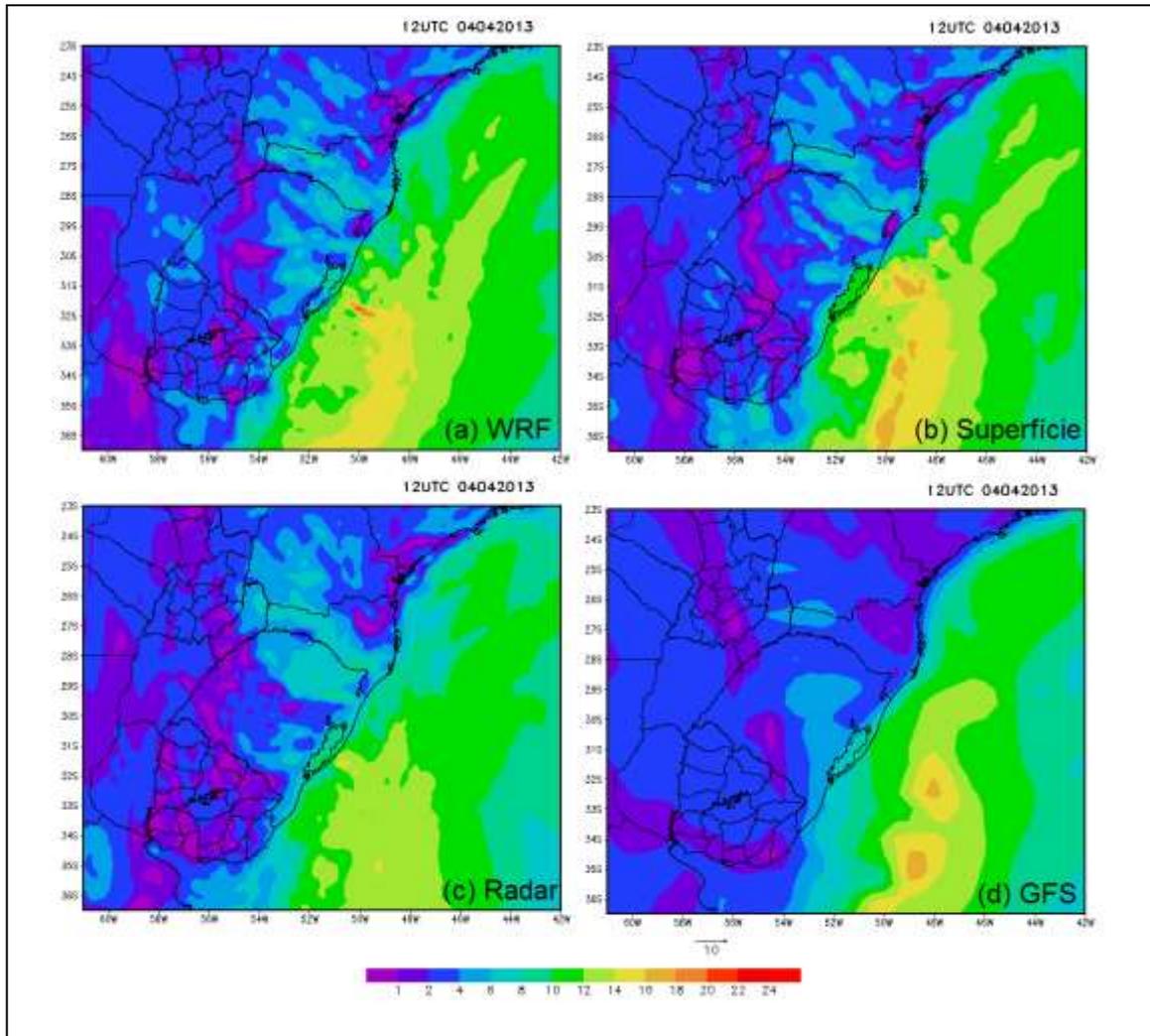


Figura 71 – Magnitude do vento à 10 m para as 00:00 UTC do dia 04/04/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) GFS.



Figuras 72 – Magnitude do vento à 10 m para as 00:00 UTC do dia 04/04/2013, simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar (d) GFS.

4.2.5 Análise do Campo de Precipitação para o D4

Na Figura 73 são apresentados os campos da precipitação acumulada do dia 04/04/2013, para o intervalo de seis horas - compreendido entre as 06:00 UTC e 12:00 UTC - para o domínio 4 com resolução espacial de 1 km. Analisando espacialmente os três processamentos, verifica-se que os acumulados de precipitação cobrem a maior parte do domínio no processamento em que não ocorreu assimilação de dados. Sobre a cidade de Porto Alegre, onde a estação automática do INMET, para este período registrou valor aproximado de 49mm, as simulações Var – Superfície e Var – Radar não foram capazes de prever volumes de chuva significativo sob a cidade- já a simulação WRF obteve um prognostico que

ficou próximo de 20mm, também assim apresentando valores bem inferiores ao que foi registrado.

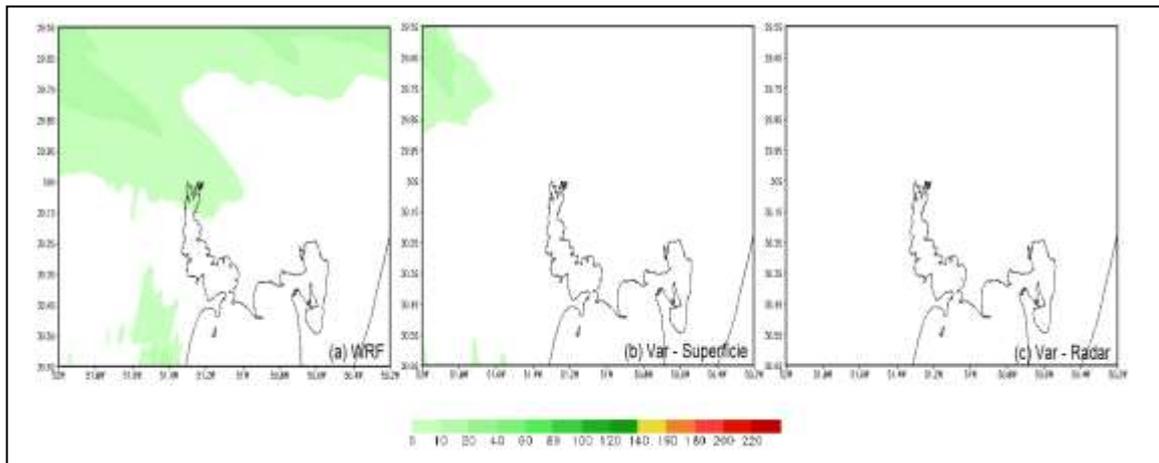


Figura 73 – Campos de precipitação acumulada em 6 horas para simulações com diferentes fontes de dados (a) WRF (b) Var – Superfície (c) Var – Radar.

4.2.6 Evolução Temporal das Variáveis de Superfície e Precipitação

Para elaborar a evolução temporal das variáveis de superfície e precipitação, foram extraídas informações pontuais das variáveis de temperatura a 2 metros, magnitude do vento a 10 metros e a precipitação para a cidade de Porto Alegre, ambos para as simulações com e sem assimilação de dados. Esses valores foram plotados e comparados com os dados da estação automática do INMET, para o período de 24 horas do dia 04/04/2013.

Na Figura 74 constata-se que para as primeiras seis horas - que por coincidência antecedem os maiores acumulados do dia, as temperaturas observadas são superiores às temperaturas simuladas. Ela se iguala apenas à temperatura do processamento Var – Radar, durante o desenvolvimento das seis horas em dois pontos, o encontro com as demais linhas ocorre horas depois, próximo à sétima hora do processamento. No decorrer do dia verifica-se que, mesmo algumas vezes apresentando uma defasagem horária, as três simulações foram capaz de prever os picos de máxima e mínima temperatura.

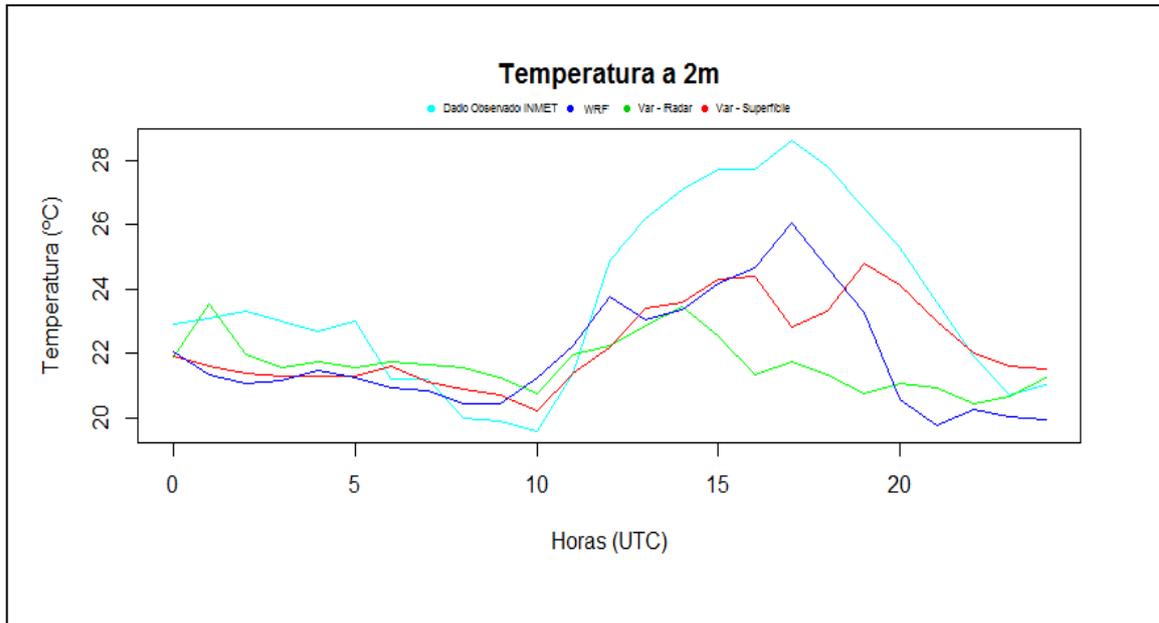


Figura 74 – Evolução temporal da temperatura a 2m para o período de 24 horas.

A evolução temporal do perfil do vento apresentou valores diferentes do observado na maioria do deslocamento, entretanto em vários momentos, as magnitudes simuladas acompanharam a curva observada quando está apresentava um aumento ou queda na velocidade do vento (Figura 75).

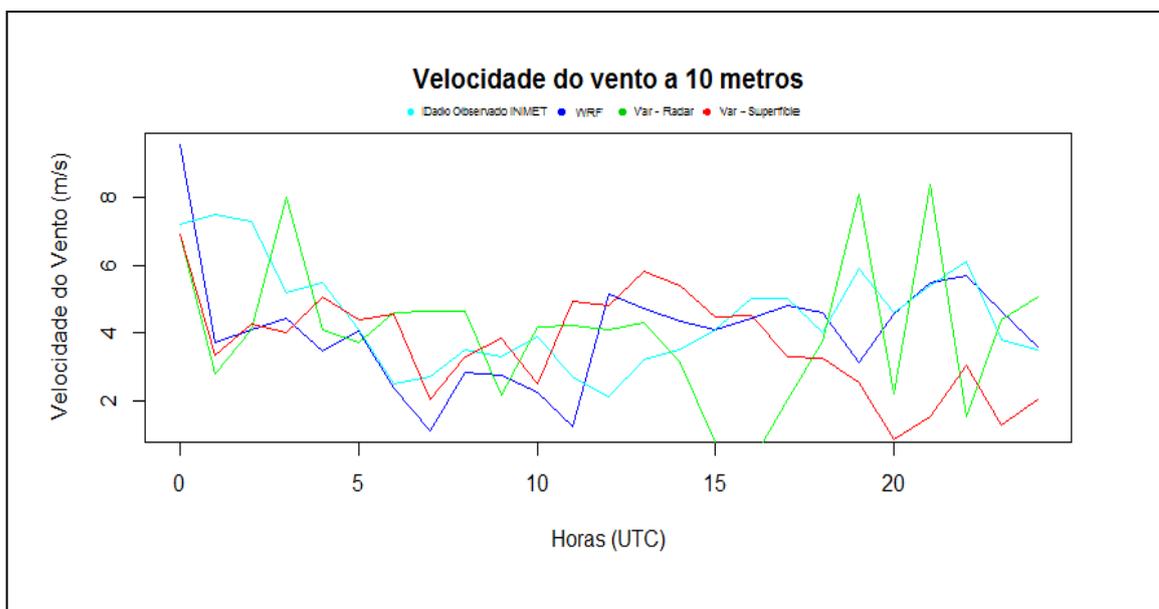


Figura 75 – Evolução temporal da magnitude do vento a 10m para o período de 24 horas.

Apesar das simulações de precipitação apresentar evolução temporal semelhante à linha observada, esta se apresentou em grande parte do tempo superior as simulações, sendo subestimada somente a partir da 19:00 UTC pela simulação Var – Radar. Os demais processamentos apresentaram valores muito inferiores aos dados observados, não ultrapassando os 20 mm, conforme evidenciado na figura 76.

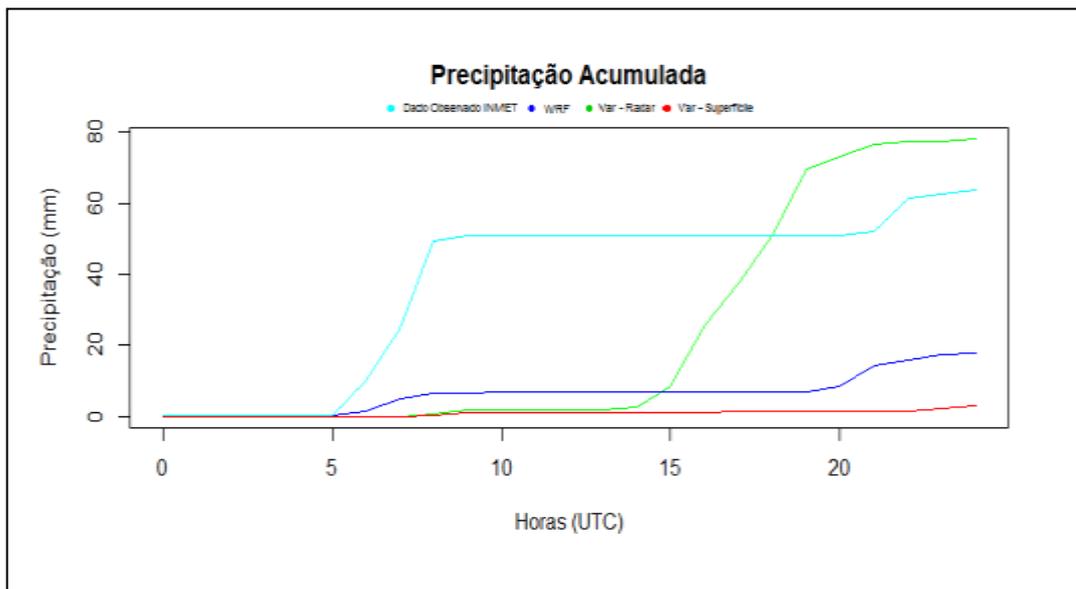


Figura 76 – Evolução temporal da magnitude do vento a 10m para o período de 24 horas.

4.2.7 Diagrama Termodinâmico

Na Figura 77 apresenta-se as plotagens dos perfis verticais de temperatura para a cidade de Porto Alegre. A análise é feita de forma subjetiva e visa avaliar, se houve grandes melhoras na caracterização desses perfis, com a inclusão da assimilação de dados. Na Figura 77 (a) têm-se o perfil de temperatura (T) observado e o previsto pelo modelo WRFVAR e em (b) têm-se o perfil de T observado e o previsto pelo WRF, portanto sem a assimilação. Ambos os perfis simulados apresentaram características muito próximas, mostrando neste caso que a assimilação dos dados de superfície não alterou significativamente o perfil de temperatura. Percebe-se que durante todo o desenvolvimento vertical as temperaturas simuladas, tanto pelo WRF quanto pelo WRFVAR ficam muito

próximas dos valores observados, começando a haver uma discrepância nos níveis superiores a 300 hPa aproximadamente.

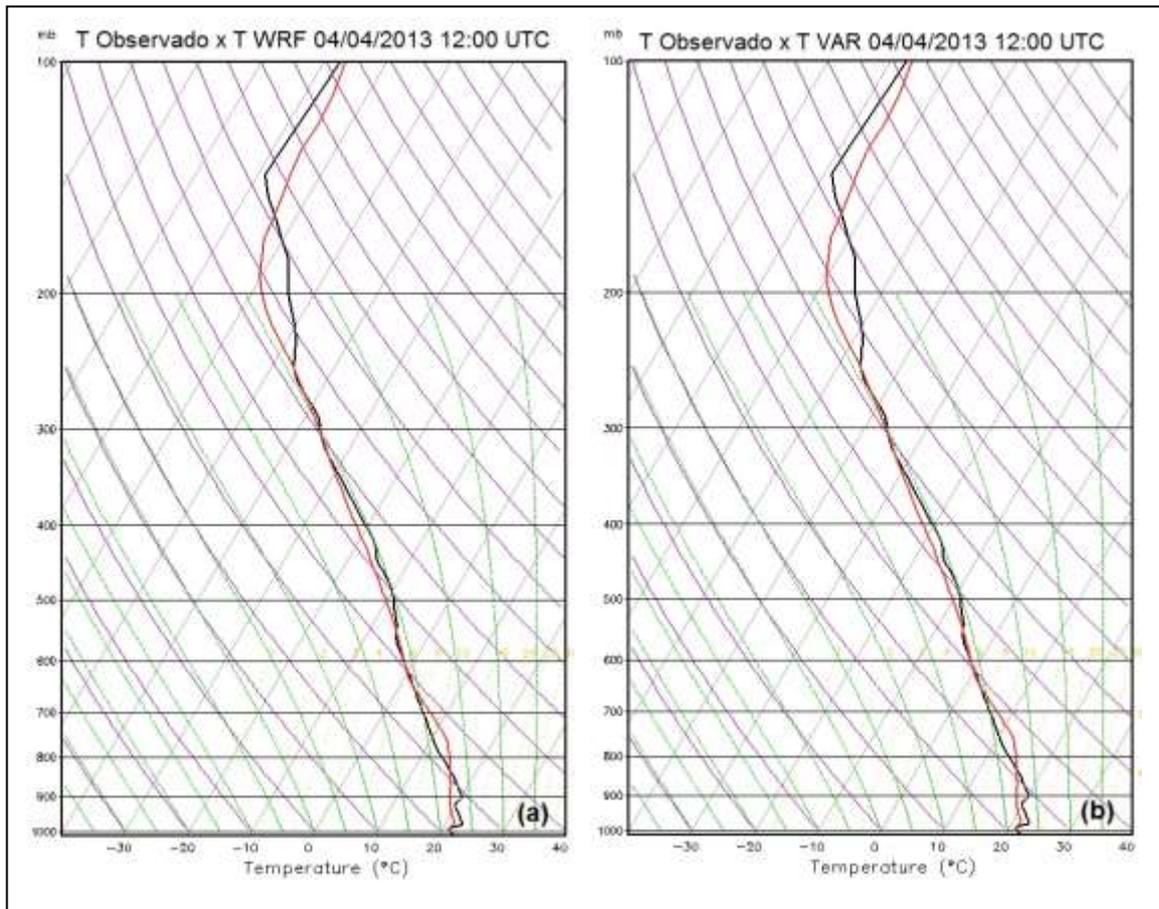


Figura 77 – Perfis Verticais de T em Porto Alegre para o dia 04/04/2013 às 12:00 UTC a linha preta representa o valor observado e a linha vermelha apresenta o valor simulado.

Na Figura 78 apresenta-se os perfis verticais para a temperatura do ponto de orvalho (TD). Em 78 (a) têm-se a TD observada e a prevista pelo WRF e em (b) a TD observada e a prevista pelo WRFVAR. Em superfície, nota-se claramente uma proximidade dos valores de TD observados e simulados em ambos os processamentos, porém entre os níveis de 700 hPa e 300 hPa têm-se a presença de inversões térmicas no perfil observado, as quais o modelo WRF não foi capaz de prever em nenhum dos dois processamentos. Nas demais camadas os modelos apresentaram desempenho similares.

Ressalta-se, que é importante considerar o fato de que as comparações de ar superior foram feitas a despeito do fato das sondagens não terem sido feitas sobre a vertical local – face aos deslocamentos horizontais da sonda ao ascenderem na

vertical – enquanto que os resultados do modelo apresentam valores sobre a vertical local. Esse fato, eventualmente mostra a grande discrepância existente, pelo menos numericamente nos perfis da umidade. Não obstante, sob o ponto de vista macroscópico, há uma boa indicação de que os perfis simulados apresentam coerência com o que foi observado.

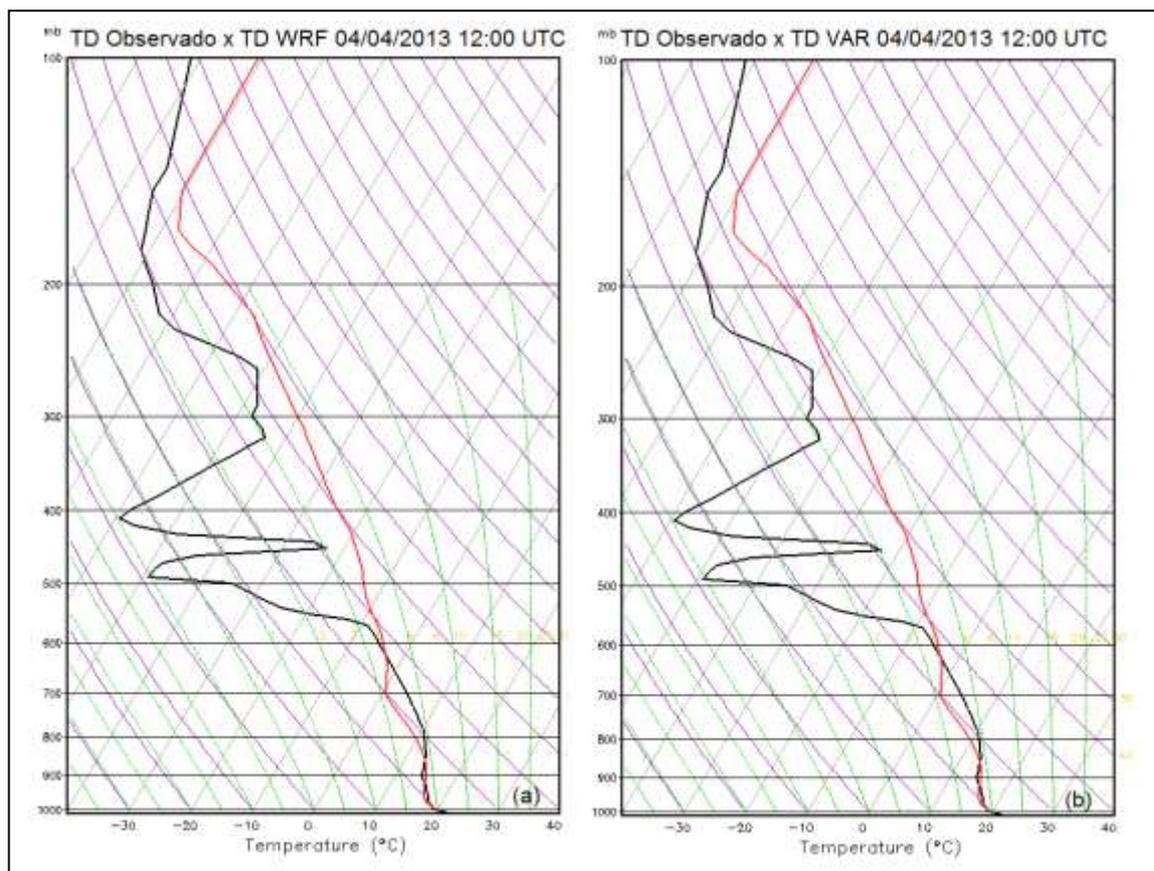


Figura 78 – Perfis Verticais de TD em Porto Alegre para o dia 04/04/2013 às 12:00 UTC a linha preta representa o valor observado e a linha vermelha apresenta o valor simulado.

5. Conclusão

O objetivo principal do trabalho foi avaliar o impacto da assimilação de dados meteorológicos de diversas fontes de dados no modelo de mesoescala WRF. Inicialmente o modelo WRF foi rodado com dados do modelo global GFS, para gerar o campo de background. Posteriormente realizou-se a assimilação de dados utilizando o campo de background com vários conjuntos de dados (dados do sistema GTS e estações automáticas, dados de radar e dados de radar e superfície juntos). Os resultados foram inseridos como condição inicial no modelo WRF, para gerar prognósticos do tempo. As principais variáveis analisadas foram precipitação, temperatura, vento além dos perfis verticais da temperatura e temperatura do ponto de orvalho.

Durante o período de 07 de janeiro de 2013 a 09 de janeiro de 2013, onde ocorreram valores de precipitação acumulada significativos na cidade de Porto Alegre – RS, através das análises das simulações para o período de 48 horas, foi possível constatar que de um modo geral houve um impacto positivo na inserção de dados assimilados para o campo de precipitação, principalmente quando se trata do posicionamento das células convectivas. É preciso salientar que o experimento em que se utilizou somente assimilação de dados de radar os efeitos foram significativos somente nas primeiras horas de processamento. Em relação ao campo de temperatura é possível observar que não há mudanças significativas entre as simulações com assimilação de dados e sem assimilação. Ambas obtiveram um bom desempenho quando comparados com as análises do modelo global GFS. Para o campo de vento constatou-se que não houve melhoras ao inserir os dados assimilados, visto que ambas as simulações apresentaram magnitudes e direções do vento bem diferentes das análises do modelo GFS, utilizada para comparação em questão. Em relação aos perfis verticais de temperatura tanto para T quanto para TD foram bem representadas para ambas às simulações, porém em alguns pontos a simulação com assimilação de dados se destaca.

O segundo caso refere-se ao dia 04/04/2013 onde a passagem de um ciclone extratropical gerou intensos temporais com acumulados de chuva que representaram 56% da média mensal na cidade de Porto Alegre. Nas simulações para este caso, foi possível perceber que a assimilação de dados de radar teve um impacto positivo na previsão de precipitação, quando está é analisada

especialmente para o período de 24 horas. Nota-se uma subestimação do modelo WRF para essa variável quando é rodado sem assimilação e também quando é processado com a assimilação de dados do sistema GTS. Em relação a análise espacial do campo de temperatura não houve mudanças significativas entre as simulações exceto para a simulação do Var – Radar para as 12:00 UTC é a que mais se aproxima da verdade (modelo GFS). Em relação a variável do vento constatou-se um impacto da assimilação de dados nas primeiras horas de processamento no decorrer do processamento teve momentos em que a magnitude, ora foi subestimada ora superestimada.

As duas simulações para os perfis de temperatura no caso do mês de abril apresentaram um desempenho satisfatório em relação ao perfil observado. No caso da TD em alguns pontos o modelo WRF inicializado com assimilação de dados se sobressaiu em relação ao WRF sem assimilação, pois foi capaz de prever com maior destreza as inversões térmicas ocorridas no dia.

6. Sugestões de Trabalhos Futuros

Como continuidade para este estudo e recomendações para futuros trabalhos, sugere-se a realização de:

- Testes com o pacote de assimilação de dados disponíveis 4DVAR (*Four Dimensional Variational Data Assimilation*) e possíveis comparações com o 3DVAR.
- Utilizar como condições iniciais e de contorno para domínios menores as análises dos domínios maiores.
- Testes com diferentes parametrizações físicas
- Fazer uma análise estatística da assimilação de dados 3DVAR no modelo WRF, como cálculo do erro médio quadrático, erro médio, correlação entre outros.

7. Referências Bibliográficas

AMARAL, L. M. C. ; HOMANN, C. T. ; PINHO, C. ; YAMASAKI, Y. Mesoscale forecasting of an event of november 2008 in Santa Catharina. **METEOROLOGICA**, v. 37, p. 57-65, 2012.

ANTONIO, C. A. A, **Geoestatística aplicada à acumulação da precipitação pluviométrica com radar meteorológico**. 2007.94f. Dissertação (Mestrado em Agronomia) – Faculdade de Ciências Agrônômicas da Unesp, BOTUCATU-SP.2007.

BARKER, D. M.; HUANG, W.; LIU, Z.; AULIGNÉ, T.; ZHANG, X.; RUGG, S.; AJJAJI, R.; BOURGEOIS, A.; BRAY, J.; CHEN, Y.; DEMIRTAS, M.; GUO, Y. -R.; HENDERSON, T.; HUANG, W.; LIN, H. -C.; MICHALAKES, J.; RIZVI, S.; ZHANG, X. The weather Research and Forecasting Model's Community Variational/Ensemble Data Assimilation System: WRFDA. **Bulletin of American Meteorological Society**, v. 93, p. 831-843, 2012.

BECK, V. C. **Assimilação 3DVAR no WRF e a previsão do tempo no sul do Brasil**. 2013.189f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) – Faculdade de Meteorologia, Universidade federal de Pelotas, Pelotas. 2013.

BERGTHÓRSSONZ, P.; DÖÖS, B. R. Numerical Weather Map Analysis. **Tellus**, v. 7,n. 3, p. 329-340, 1955.

BJERKNES, V., **Das Problem der Wettervorhersage, betrachtet vom Stanpunkt der Mechanik und der Physik**. Meteor. Zeits. 21, 1-7.1904.

BUSTAMENTE, J. F.; CHOU, S. C.; ROZANTE, J. R.; GOMES, J. L. Uma Avaliação da Previsibilidade de Tempo do Modelo Eta para a América do Sul. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n.1, p. 59-70, 2005.

CASTRO, N. S. B. **Assimilação de Dados das Estações Meteorológicas Automáticas da Funceme**. 2008.136f.Dissertação (Pós - Graduação em Física) – Universidade Estadual do Ceará, Fortaleza. 2008

Cartas de superfície do Centro de Hidrografia da Marinha.2013. Disponível em: < <https://www.mar.mil.br/dhn/chm/meteo/index.htm>> Acesso em: 18 de janeiro de 2013.

CPTEC/COLA. 2006.131f. Dissertação (Mestrado em Meteorologia). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos, 2006.

Censo IBGE 2010. Disponível em: < censo IBGE, 2010> Acesso em: 20 de agosto de 2013.

Classificação climática de Köppen-Geiger. Disponível em: < http://pt.wikipedia.org/wiki/Classifica%C3%A7%C3%A3o_clim%C3%A1tica_de_K%C3%B6ppen-Geiger> Acesso em 3 de janeiro de 2014.

CHARNEY, J.G.; FJÖRTOFT, R.F; and VON NEUMANN, J. (1950), Numerical Integration of the Barotropic Vorticity Equation. **Tellus**, 1950, 2: 237-254. doi: 10.1111/j.2153-3490.1950.tb00336.x

CRESSMAN, G. P. An Operational Objective Analysis System. **Monthly Weather Review**, v. 87, n. 10, p. 367-374, 1959. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/15200493%281959%29087%3C0367%3AAOOAS%3E2.0.CO%3B2>> .

DALEY, R. **Atmospheric data analysis**. Cambridge: Cambridge University Press, 1991. 457 p.

DALEY, R., The analysis of synoptic scale divergence by a statistical interpolation procedure. **Mon. Wea. Rev.**, 113, 1066-1079.1985.

Desvendando a Geografia Disponível em: < <http://profdanielgeo.blogspot.com.br>> Acesso em: 10 de outubro de 2013.

FERREIRA, S. H. S. **Análise do procedimento de assimilação de sondagens derivadas de satélites e de seu impacto na previsão de tempo utilizando um sistema estatístico em espaço físico**. 2003. 117 p. (INPE-11482-TDI/956). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2003.

FIERRO, ALEXANDRE O., JIDONG GAO, CONRAD L. ZIEGLER, EDWARD R. MANSELL, DONALD R. MACGORMAN, SCOTT R. DEMBEK, 2014: Evaluation of a Cloud-Scale Lightning Data Assimilation Technique and a 3DVAR Method for the Analysis and Short-Term Forecast of the 29 June 2012 Derecho **Event**. **Mon. Wea. Rev.**, 142, 183–202.

FIGUEIREDO, Divino. *Conceitos Básicos de Sensoriamento Remoto*. Companhia Nacional de Abastecimento - CONAB. Brasília - DF, 2005. Disponível em: <http://www.conab.gov.br/conabweb/download/SIGABRASIL/manuais/conceitos_sm.pdf> Acesso em: 10 de setembro de 2014.

HENDERSON-SELLERS, A. *Satellite sensing of a cloud atmosphere: Observing the third planet*, Taylor & Francis Ltda., USA, 1984.

Imagens de Satélite GOES – 13. Centro de Estudos Climáticos e Previsão do Tempo – CPTEC. Disponível em: < <http://satelite.cptec.inpe.br/home>>

IPMA – Satélites Meteorológicos Disponível em : < <https://www.ipma.pt/pt/educativa/>> Acesso em: 01 de outubro de 2014.

JONES, THOMAS A., JASON A. OTKIN, DAVID J. STENSRUD, KENT KNOPFMEIER, 2014: Forecast Evaluation of an Observing System Simulation Experiment Assimilating Both Radar and Satellite Data. *Mon. Wea. Rev.*, **142**, 107–124.

KALNAY, E. Atmospheric modeling, data assimilation and predictability. New York, USA: Cambridge University Press, 2003. 345p

LYNCH, P. The origins of computer weather prediction and climate modeling. *Journal Of Computational Physics*, v.227, n7, p. 3431-3444, (2008).

LORENC, A. C. Analysis methods for numerical weather prediction. *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, v. 112, n. 474, p. 1177-1194, 1986.

MARSHALL, J. S.; PALMER, W. McK. The Distribution of Raindrops with Size. *Journal of Meteorology*, Boston, v. 5, p. 165-171, 1948.

MATTOS, J. G. Z. **Sensibilidade do uso de “Pseudo-Temps” na Assimilação de Dados do Modelo de Circulação Geral Atmosférica do**

MEISCHNER, P.E. **Weather radar. Principles and advanced applications.** Berlin: Springer, 2003. 36p.

MENESES, P. R. Introdução ao Processamento de Imagens de Sensoriamento Remoto. Brasília 2012.

NASA – TIROS Disponível em: < <http://science.nasa.gov/missions/tiros/>> Acesso em: 25 de setembro de 2014.

NASA – TRMM Senior Review Proposal. 2007. 50p.

NOVO, E. M. L. de M. **Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações**. Editora E. Blücher, São José dos Campos, 1989. 308p.

NOVO, E. M. L. de M. **Sensoriamento Remoto: Princípios e Aplicações**. Editora E. Blücher, 3ª Edição, São Paulo, 2008. 363p.

NOWOSAD, A. G. **Novas abordagens em assimilação de dados meteorológicos**. 2001. 122f. Tese (Doutorado em Computação Aplicada). Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais – INPE, São José dos Campos. 2001.

PADILHA, S. F. **Simulações de Eventos de Chuvas Intensas no Estado do Rio de Janeiro usando o Modelo WRF** – Rio de Janeiro: UFRJ/PPGM/IGEO/CCMN, 2011. xiv, 71 p.: il.; 29,7 cm.p. 67-71
PEEBLES P. JR. Z., **Radar Principles**, Effects Of Atmosphere On Waves, Cap. 2, p. 28 – 69, 1998;

Platzman, G. W., **A Retrospective view os Richardson's book on weather prediction**. **The University of Chicago**, Ill. V.48,p.514-550, 1967.

REDEMET. Disponível em:< <http://www.redemet.aer.mil.br/>> Acesso em 02 de agosto de 2014.

RICHARDSON, L. F., 1922: **Weather prediction by numerical process**. Cambridge University Press, Cambridge. Reprinted by Dover (1965, New York)with a new introduction by Sydney Chapman.

RINEHART, R. E. **Radar for Meteorologists**. 4. ed. Columbia: Rinehart Publishing, 2004. 334 p.

SANTOS, R.R; CONSELVAN, A. O; BONATTI, G.R; MOL, J. M. D. .; **Resultados Preliminares do Sistema de Assimilação de Dados 3D-VAR no MBAR do INMET**. In: XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, 16.,2012, Gramado. Anais... XVII Congresso Brasileiro de Meteorologia, SBMET, 2012.

Skamarock, W.C.; et al., 2008: **A Description of the Advanced Research WRF Version 3** . NCAR/TN 475+STR Tech. Note, UCAR,2008.

SILVA, G.L.; SILVA, A. S; YAMASAKI, Y; Validação da Assimilação de Dados na Inferência da Refletividade de um Radar com o Sistema MM5.**Revista Brasileira de Meteorologia**,v.27, n.1, 75-84 2012.

SUGIMOTO, SOICHIRO, N. ANDREW CROOK, JUANZHEN SUN, QINGNONG XIAO, DALE M. BARKER, 2009: **An Examination of WRF 3DVAR Radar Data Assimilation on Its Capability in Retrieving Unobserved Variables and Forecasting Precipitation through Observing System Simulation Experiments.***Mon. Wea. Rev.*, **137**, 4011–4029.

SILVEIRA, C. S., COSTA, A. A., COUTINHO. M.M., SOUZA FILHO, F.A., VASCONCELOS JÚNIOR, F.C., NORONHA, A., W. **Verificação das previsões de tempo para precipitação usando ensemble regional para o Estado do Ceará em 2009.** *Rev. bras. meteorol.* [online]. 2011, vol.26, n.4, pp. 609-618.

TALAGRAND, O. **Assimilation of observations, an introduction.** *Journal of the Meteorological Society of Japan*, v. 75, n. 1B, p. 191–209, 1997.

ZHANG, SARA Q., MILIJA ZUPANSKI, ARTHUR Y. HOU, XIN LIN, SAMSON H. CHEUNG, 2013: **Assimilation of Precipitation-Affected Radiances in a Cloud-Resolving WRF Ensemble Data Assimilation System.***Mon. Wea. Rev.*,**141**, 754–772.