



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/10.22.14.01-TDI

**ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE SUPERFÍCIE NO
MODELO WRF PARA O ESTUDO DE ATIVIDADE
ELÉTRICA NA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL:
ESTUDO DE CASOS**

Vanderlei Rocha de Vargas Junior

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Gisele dos Santos Zepka, aprovada em 25 de agosto de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3KF3BFS>>

INPE
São José dos Campos
2015

PUBLICADO POR:

Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais - INPE

Gabinete do Diretor (GB)

Serviço de Informação e Documentação (SID)

Caixa Postal 515 - CEP 12.245-970

São José dos Campos - SP - Brasil

Tel.:(012) 3208-6923/6921

Fax: (012) 3208-6919

E-mail: pubtc@sid.inpe.br

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

Presidente:

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

Membros:

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

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

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

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

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

Dr^a Maria do Carmo de Andrade Nono - Conselho de Pós-Graduação

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

BIBLIOTECA DIGITAL:

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

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

REVISÃO E NORMALIZAÇÃO DOCUMENTÁRIA:

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

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

EDITORAÇÃO ELETRÔNICA:

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

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



MINISTÉRIO DA CIÊNCIA E TECNOLOGIA

INSTITUTO NACIONAL DE PESQUISAS ESPACIAIS

sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/10.22.14.01-TDI

**ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE SUPERFÍCIE NO
MODELO WRF PARA O ESTUDO DE ATIVIDADE
ELÉTRICA NA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL:
ESTUDO DE CASOS**

Vanderlei Rocha de Vargas Junior

Dissertação de Mestrado do Curso de Pós-Graduação em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas, orientada pelos Drs. Osmar Pinto Junior, e Gisele dos Santos Zepka, aprovada em 25 de agosto de 2015.

URL do documento original:

<<http://urlib.net/8JMKD3MGP3W34P/3KF3BFS>>

INPE

São José dos Campos

2015

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)

Vargas Junior, Vanderlei Rocha de.

V426a Assimilação de dados de superfície no modelo WRF para o estudo de atividade elétrica na região sudeste do Brasil: Estudo de casos / Vanderlei Rocha de Vargas Junior. – São José dos Campos : INPE, 2015.

xxii + 111 p. ; (sid.inpe.br/mtc-m21b/2015/10.22.14.01-TDI)

Dissertação (Mestrado em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas) – Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2015.

Orientadores : Drs. Osmar Pinto Junior, e Gisele dos Santos Zepka.

1. 3DVAR. 2. WRF. 3. Relâmpagos. 4. Assimilação de dados.
I.Título.

CDU 551.509.313(815)

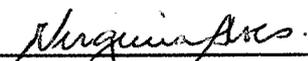


Esta obra foi licenciada sob uma Licença [Creative Commons Atribuição-NãoComercial 3.0 Não Adaptada](https://creativecommons.org/licenses/by-nc/3.0/).

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

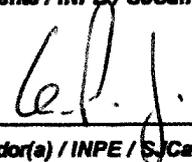
Aprovado (a) pela Banca Examinadora
em cumprimento ao requisito exigido para
obtenção do Título de **Mestre** em
Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas

Dra. Maria Virginia Alves



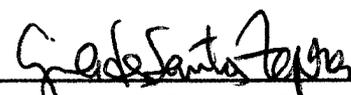
Presidente / INPE / SJCampos - SP

Dr. Osmar Pinto Junior



Orientador(a) / INPE / SJCampos - SP

Dra. Gisele dos Santos Zepka



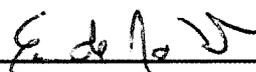
Orientador(a) / CEMADEN / Cachoeira Paulista - SP

Dr. Julio Pablo Reyes Fernandez



Membro da Banca / INPE / SJCampos - SP

Dr. Ernani de Lima Nascimento



Convidado(a) / UFSM / Santa Maria - RS

Este trabalho foi aprovado por:

maioria simples

unanimidade

Título: "ASSIMILAÇÃO DE DADOS DE SUPERFÍCIE NO MODELO WRF PARA O ESTUDO DE ATIVIDADE ELÉTRICA NA REGIÃO SUDESTE DO BRASIL: ESTUDO DE CASOS"

Aluno (a): **Vanderlei Rocha de Vargas Junior**

São José dos Campos, 25 de Agosto de 2015

“One moment of pain is worth a lifetime of glory”.

Louis Zamperini

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a meus pais, Vanderlei Rocha de Vargas e Zoraia Magnória Abud, e a minha irmã, Camila Abud de Vargas, por sempre estarem ao meu lado e serem os principais responsáveis pelas minhas conquistas.

À Dejanira Ferreira Braz por ter estado ao meu lado em todos os momentos ao longo dos últimos anos.

Ao Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pela oportunidade de realizar o curso de pós-graduação.

Aos amigos e colegas da pós-graduação do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.

Aos doutores Osmar Pinto Jr. e Gisele dos Santos Zepka, responsáveis pela minha orientação ao longo do curso.

À Banca examinadora pelas sugestões de grande valia para que o trabalho ficasse ainda mais elaborado.

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo geral estudar e executar o procedimento de assimilação de dados de estações meteorológicas de superfície e de ar superior utilizando a técnica variacional tridimensional (3DVAR) no modelo *Advanced Research Weather Research and Forecasting* com a finalidade de investigar cenários propícios à formação de relâmpagos. Foram utilizados dados de 8 estações meteorológicas de ar superior pertencentes ao Departamento de Controle Aéreo (DECEA) do Comando da Aeronáutica obtidas através do site da Universidade de Wyoming; Dados de 452 estações meteorológicas automáticas de superfície fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET); Dados de descargas atmosféricas da Rede Brasileira de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT); Imagens do satélite GOES fornecidas pela DSA/CPTEC/INPE; Dados de reanálises do CFSR/NCEP; E, por fim, dados de condições iniciais e de fronteira do modelo *Global Forecast System* (GFS) do NOMADS/NOAA. Além disto, foram desenvolvidos algoritmos de interpolação para mapear a atividade elétrica e interpolar os dados observados comparando-os com as simulações. Foram avaliados os experimentos (com e sem assimilação de dados) utilizando a variável precipitação e, em seguida, foram aplicados métodos da estatística multivariada para criar correlações com algumas variáveis de saída do experimento que apresentou o menor erro na simulação da precipitação e para determinar uma equação para atividade elétrica com os coeficientes desta equação calculados através da regressão linear múltipla. Com este estudo foi possível obter as seguintes conclusões: (i) A assimilação de dados observacionais provenientes de estações meteorológicas automáticas de superfície e de ar superior, através do uso da técnica 3DVAR, teve impacto positivo, diminuindo o erro de simulação da precipitação em todos os eventos; (ii) A técnica de mapeamento da atividade elétrica através do uso de dados de relâmpagos detectados pela BrasilDAT permitiu identificar os sistemas meteorológicos e compará-los com as variáveis de saída do experimento com assimilação de dados (experimento que apresentou melhores resultados), possibilitando a aplicação da estatística multivariada para o cálculo de correlações; (iii) O uso das correlações multivariadas possibilitou avaliar as correlações espaciais da atividade elétrica com algumas variáveis de saída do modelo WRF com assimilação de dados, onde as variáveis MCAPE e MCIN se destacaram ao apresentarem uma área de correlação positiva (MCAPE) e negativa (MCIN) maior do que a área de correlação nula; (iv) A aplicação da regressão linear múltipla permitiu o desenvolvimento de uma equação que apresentou um bom desempenho na representação das médias diárias da atividade elétrica, possuindo um baixo custo computacional, o que a torna aplicável tanto para objetivos de diagnósticos quanto para prognósticos da atividade elétrica na região de estudo.

SURFACE DATA ASSIMILATION IN WRF MODEL FOR THE STUDY OF ELECTRICAL ACTIVITY IN THE REGION OF SOUTHEAST BRAZIL: CASE STUDIES

ABSTRACT

This work aimed to study and execute the assimilation procedure of surface and upper air data using a three-dimensional variational technique (3DVAR) in Advanced Research Weather Research and Forecasting model in order to investigate favorable scenarios the formation of lightning. We used data from eight meteorological upper air stations belonging to the Air Traffic Control Department (DECEA) of aeronautical command obtained from the University of Wyoming website; Data of 452 surface weather stations provided by the National Institute of Meteorology (INMET); Lightning data from the Brazilian Total Lightning Network System (BrasilDAT); GOES satellite images provided by DSA/CPTEC/INPE; Reanalysis data of CFSR/NCEP; And finally, initial and boundary conditions from the Global System Forecast model (GFS) of NOMADS/NOAA. Furthermore, interpolation algorithms developed to map the electrical activity and interpolating the data observed by comparing them with the simulation. We evaluated the experiments (with and without data assimilation) using the precipitation variable and then multivariate statistical methods were applied to create correlations with some output variables of the experiment that had the lowest error in simulation of precipitation and were determined an equation for the electrical activity with the coefficients of this equation calculated by multiple linear regression. With this study it was possible to obtain the following conclusions: (i) The assimilation of observational data from automatic weather surface and upper air stations by use of 3DVAR technique has had a positive impact, reducing the error simulation rainfall for all events; (ii) The electrical activity mapping technique by using lightning data detected by BrasilDAT identified weather systems and compare them with the experimental output variables with data assimilation (experiment that showed better results), enabling the application of multivariate statistics to calculate correlations; (iii) The use of multivariate correlations possible to evaluate the spatial correlations of electrical activity with some output variables of the WRF model with data assimilation where MCAPE and MCIN variables stood out by presenting a positive correlation area (MCAPE) and negative (MCIN) greater than the area of null correlation; (iv) The application of multiple linear regression enabled the development of an equation that performed well in representing the daily averages of electrical activity, having a low computational cost, making it applicable for both diagnostic and prognostics purposes of electrical activity in the study region.

LISTA DE FIGURAS

	<u>Pág.</u>
Figura 2.1 – Ilustração de um relâmpago IN e outro NS	10
Figura 2.2 – Ilustração mostrando os tipos de relâmpagos NS. Positivo descendente (a); Negativo descendente (b); Positivo ascendente (c); e Negativo ascendente (d).....	10
Figura 2.3 – Sensor instalado em uma estação meteorológica (círculo amarelo)	11
Figura 2.4 – Localização dos sensores associados à rede BrasilDAT. Em vermelho os sensores que foram implantados em 2013.....	12
Figura 3.1 – Discretização horizontal do tipo Arakawa-C.....	19
Figura 3.2 – Demonstração do impacto do espaçamento entre os sensores na visualização da distribuição espacial de precipitação, análogo ao impacto do espaçamento entre pontos de grade em um modelo de PNT	20
Figura 3.3 – Distribuição das camadas atmosféricas na coordenada vertical do tipo ETA	22
Figura 3.4 – Etapas do processamento do modelo WRF.....	26
Figura 3.5 – Componentes do sistema de pré-processamento do WRF.....	27
Figura 3.6 – Componentes do sistema de processamento do WRF	28
Figura 4.1 – Ilustração dos tipos de assimilação de dados que podem ser realizados em modelos em função do tempo. A curva inferior demonstra como a simulação é afetada com a introdução de dados observados.....	30
Figura 4.2 – Campo de análise (linha pontilhada) sendo gerada através da correção de um campo de background (linha contínua) pela influência das observações.....	31
Figura 4.3 – Minimização da função custo descrita pela Eq. 4.23 mostrando como os termos $J(T_b) \equiv J_b$ e $J(T_o) \equiv J_o$ são combinados para gerar o mínimo no erro de análise da temperatura (T_a).....	37

Figura 4.4 – Fluxograma apresentando os componentes do WRFDA (em verde) e como sua estrutura interage com o sistema de modelagem WRF	39
Figura 6.1 – Distribuição espacial das estações meteorológicas de superfície e de ar superior que foram usadas no estudo.....	49
Figura 6.2 – Exemplo de um campo espacial de precipitação (mm/24h) interpolado a partir das estações meteorológicas de superfície....	53
Figura 6.3 – Exemplo de um campo espacial de atividade elétrica (h^{-1}) interpolado a partir de dados de relâmpagos obtidos com a BrasilDAT, bem como a posição destes detectada pela rede	54
Figura 6.4 – Área de simulação do modelo WRF, para todos os casos selecionados, gerado pelo DomainWizard (a) e a distribuição espacial das estações meteorológicas de superfície e de ar superior dentro deste domínio (b)	56
Figura 6.5 – Polígono mostrando a área considerada (colorida) para o cálculo da EMA	58
Figura 6.6 – Exemplo do campo espacial da variável MCAPE simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.	61
Figura 6.7 – Exemplo do campo espacial da variável MCIN simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.	62
Figura 6.8 – Exemplo do campo espacial da variável QICE simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.	62
Figura 6.9 – Exemplo do campo espacial da variável MDBZ simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.	63
Figura 6.10 – Exemplo do campo espacial da variável WMED simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.	63

Figura 6.11 – Exemplo do campo espacial da variável PREC simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.	64
Figura 7.1 – Número de Relâmpagos (min^{-1}) detectados pela rede BrasilDAT em todo domínio de estudo (Fig. 6.4b) ao longo de cada um dos cinco dias analisados	68
Figura 7.2 – Espessura geopotencial entre 1000-500 hPa (m) representada na escala de cores e pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) representada por isolinhas (A). Geopotencial em 500 hPa (m^2/s^2) representado por isolinhas e vento representado por linhas de corrente, sendo a região de jato representada em vermelho (B). 12 UTC de 27/12/2012	69
Figura 7.3 – Espessura geopotencial entre 1000-500 hPa (m) representada na escala de cores e pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) representada por isolinhas (A). Geopotencial em 500 hPa (m^2/s^2) representado por isolinhas e vento representado por linhas de corrente, sendo a região de jato representada em vermelho (B). 12 UTC de 05/01/2013	70
Figura 7.4 – Espessura geopotencial entre 1000-500 hPa (m) representada na escala de cores e pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) representada por isolinhas (A). Geopotencial em 500 hPa (m^2/s^2) representado por isolinhas e vento representado por linhas de corrente, sendo a região de jato representada em vermelho (B). 12 UTC de 17/02/2013	71
Figura 7.5 – Espessura geopotencial entre 1000-500 hPa (m) representada na escala de cores e pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) representada por isolinhas (A). Geopotencial em 500 hPa (m^2/s^2) representado por isolinhas e vento representado por linhas de corrente, sendo a região de jato representada em vermelho (B). 12 UTC de 12/03/2013	72
Figura 7.6 – Espessura geopotencial entre 1000-500 hPa (m) representada na escala de cores e pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa)	

representada por isolinhas (A). Geopotencial em 500 hPa (m^2/s^2) representado por isolinhas e vento representado por linhas de corrente, sendo a região de jato representada em vermelho (B). 12 UTC de 05/04/2013.....	73
Figura 7.7 – Imagens do satélite GOES-12 mostrando a temperatura do topo das nuvens ($^{\circ}C$) para cada um dos eventos analisados no horário em que foi registrado o máximo de atividade elétrica	73
Figura 7.8 – Precipitação acumulada (mm) durante as 120 horas de simulação para o experimento CTRL (A) e para o experimento ADOBS (B), juntamente com a precipitação registrada pelas estações automáticas do INMET acumulada no mesmo período (C).....	74
Figura 7.9 – Representação espacial dos desvios (observado menos o simulado) de simulação da precipitação acumulada (mm) gerado pelos experimentos CTRL (A) e ADOBS (B).....	75
Figura 7.10 – Precipitação acumulada (mm/h) em 174 pixels, cada um correspondendo a um ponto de observação, ao longo de todo o período de simulação para os experimentos CTRL e ADOBS, e para a observação interpolada.....	76
Figura 7.11 – Erro médio absoluto da precipitação (mm) em cada um dos eventos no domínio correspondente à Fig. 6.5	77
Figura 7.12 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável MDBZ e a atividade elétrica.....	80
Figura 7.13 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável MCAPE e a atividade elétrica.....	81
Figura 7.14 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável MCIN e a atividade elétrica.....	82
Figura 7.15 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável WMED e a atividade elétrica.....	83
Figura 7.16 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável PREC e a atividade elétrica.....	85
Figura 7.17 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável QICE e a atividade elétrica.....	86

Figura 7.18 – Fração da área com correlação positiva, negativa e nula para cada uma das variáveis.....	86
Figura 7.19 – Espectrograma mostrando um diagrama de dispersão da atividade elétrica versus MCAPE (J/kg), considerando todos os pontos de grade (9801) e intervalos de tempo (120), a relação matemática aproximada entre estes (linha preta) e a densidade de pontos na escala de cores	87
Figura 7.20 – Espectrograma mostrando um diagrama de dispersão da atividade elétrica versus MCIN (J/kg), considerando todos os pontos de grade (9801) e intervalos de tempo (120), a relação matemática aproximada entre estes (linha preta) e a densidade de pontos na escala de cores	89
Figura 7.21 – Distribuição espacial do coeficiente α ($\cdot 10^{-2}$.kg/J) da Eq. 7.6.....	90
Figura 7.22 – Distribuição espacial do coeficiente β da Eq. 7.6.....	90
Figura 7.23 – Atividade elétrica média para os dias 27/12/2012, 05/01/2013, 17/02/2013, 12/03/2013 e 05/04/2013 observada (A, C, E, G e I, respectivamente) e estimada pela Eq. 7.6 (B, D, F, H e J, respectivamente).....	93

LISTA DE SIGLAS E ABREVIATURAS

Pág.

3DVAR	Técnica Variacional Tridimensional
ADOBS	Assimilação de Dados Observacionais
AFWA	<i>Air Force Weather Agency</i>
ARW	<i>Advanced Research Weather Research and Forecasting</i>
BrasilDAT	Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas
CAPS	<i>Center for Analysis and Prediction of Storms</i>
Cb	<i>Cumulunimbus</i>
CFL	<i>Courant-Friedrichs-Lewys</i>
CFSR	Climate Forecast System Reanalysis
CLP	Camada Limite Planetária
COAMPS	<i>Coupled Ocean–Atmosphere Mesoscale Prediction System</i>
CPTEC	Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos
CTRL	Controle
DECEA	Departamento de Controle do Espaço Aéreo
DSA	Divisão de Satélites Ambientais
EAB	Erro Absoluto
ELAT	Grupo de Eletricidade Atmosférica
EMA	Erro Médio Absoluto
ESRL	<i>Earth System Research Laboratory</i>
FAA	<i>Federal Aviation Administration</i>
GFS	<i>Global Forecast System</i>
GPS	Sistema de Posicionamento Global
GTS	<i>Global Transmission System</i>
IN	Intra-Nuvem
INMET	Instituto Nacional de Meteorologia
INPE	Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais
JMA	<i>Japan Meteorological Agency</i>
JNoVA	<i>JMA non-hydrostatic model variational data assimilation</i>
LMA	<i>Lightning Mapping Array</i>
MCAPE	Energia Potencial Disponível para Convecção na camada mais instável

MCIN	Energia de Inibição Convectiva Máxima
MDBZ	Nível de Máxima Refletividade
MMM	<i>Mesoscale and Microscale Meteorology</i>
NCAR	<i>National Center for Atmospheric Research</i>
NCEP	<i>National Centers for Environmental Prediction</i>
NCL	Nível de Condensação por Levantamento
NMM	<i>Nonhydrostatic Mesoscale Model</i>
NOAA	<i>National Oceanic and Atmospheric Administration</i>
NOMADS	<i>National Model Archive and Distribution System</i>
NLDN	<i>National Lightning Detection Network</i>
NRL	<i>Naval Research Laboratory</i>
NS	Nuvem-Solo
PLR	<i>Potential Lightning Region</i>
PNMM	Pressão Atmosférica ao Nível Médio do Mar
PNT	Previsão Numérica do Tempo
PREC	Precipitação
QICE	Razão de Mistura de Gelo da Nuvem integrado em toda a atmosfera
RAMS	<i>Regional Atmospheric Modeling System</i>
RLM	Regressão Linear Múltipla
RRTM	<i>Rapid Radiative Transfer Model</i>
TOA	<i>Time-Of-Arrival</i>
UR	Umidade Relativa
WMED	Velocidade vertical média na coluna atmosférica
WPS	<i>Weather Research and Forecasting Preprocessing</i>
WRF	<i>Weather Research and Forecasting</i>
WRFDA	Sistema de Assimilação de Dados do <i>Weather Research and Forecasting</i>

SUMÁRIO

	<u>Pág.</u>
1 INTRODUÇÃO	1
1.1. Motivação	3
1.2. Objetivo	4
1.3. Estrutura do Texto	4
2 ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA	7
2.1. Termodinâmica Atmosférica	7
2.2. Relâmpagos	9
3 MODELAGEM ATMOSFÉRICA	13
3.1. Modelo Weather Research and Forecasting	15
3.1.1. Equações Governantes	16
3.1.2. Discretização Espacial e Temporal	18
3.1.2.1. Discretização Horizontal	18
3.1.2.2. Discretização Vertical	21
3.1.2.3. Discretização Temporal	22
3.1.3. Parametrizações Físicas	23
3.1.4. Estabilidade Numérica	25
3.1.5. Processamento do Modelo	26
4 ASSIMILAÇÃO DE DADOS	29
4.1. Método Variacional	31
4.2. Sistema de Assimilação de Dados do Modelo WRF	38
5 RESULTADOS DE ESTUDOS ANTERIORES	41
6 METODOLOGIA	49
6.1. Dados	49
6.2. Algoritmos de Interpolação	52
6.3. Características das Simulações	55
6.4. Avaliação das Simulações e Métodos Estatísticos Multivariados	56
7 RESULTADOS E DISCUSSÕES	67
7.1. Análise Observacional	67
7.2. Análise Objetiva	74

7.3. Análise Estatística	77
8 CONCLUSÕES	95
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	99

1 INTRODUÇÃO

O rápido crescimento computacional observado no último século, combinado com a ampliação das redes meteorológicas observacionais de superfície e de ar superior e à utilização de sistemas de sensoriamento remotos mais avançados (satélites e radares, por exemplo), possibilitou o melhor entendimento dos processos físicos e químicos que ocorrem na atmosfera terrestre, uma vez que sistemas computacionais mais eficientes possibilitam o desenvolvimento de simulações numéricas mais complexas e aumenta a capacidade de processamento de informações observacionais. Este conhecimento tem contribuído para o aprimoramento de modelos matemáticos com a finalidade de prever o tempo e o clima.

Com estes avanços e conhecimentos, modelos regionais e globais começaram a ser desenvolvidos e empregados operacionalmente, possibilitando a previsão de muitos dos fenômenos atmosféricos com grande potencial destrutivo. Da mesma forma, outros ramos de estudos surgiram a fim de aperfeiçoar as previsões. Um destes ramos de pesquisa é a assimilação de dados em modelos, a qual tem como objetivo inserir dados observacionais dentro dos modelos, levando, assim, a uma melhora na qualidade de suas previsões (KALNAY, 2003).

A inclusão de dados em modelos de Previsão Numérica do Tempo (PNT) teve início na segunda metade do século XX, quando dados como os de estações de superfície, de navio e de sondagens foram os primeiros a serem usados para este propósito. Contudo, a partir dos anos 70 outros tipos de dados começaram a surgir, tais como dados de boia, medições feitas em aviões, perfis de vento, radiâncias de satélites, entre outros, impulsionando o desenvolvimento dessa área (RABIER, 2005).

Diversos estudos têm mostrado que a assimilação de dados em modelos pode melhorar a previsão de processos físicos na atmosfera (MANSELL et al., 2007; ROUTRAY et al., 2010; FIERRO et al., 2014; INOUYE, 2014; QIE et al., 2014). De acordo com Stensrud e Fritsch (1994a), os procedimentos de

assimilação de dados podem afetar positivamente a previsão dos processos de convecção parametrizada, da representação explícita de efeitos físicos na camada limite e dos diagnósticos a partir de observações de superfície. Outros estudos mostraram que, assimilando umidade na superfície, a representação dos processos físicos, utilizando a assimilação de dados, é aperfeiçoada (STENSRUD; FRITSCH, 1994b; STENSRUD et al., 1999). Já Gallus e Segal (2001) observaram um melhor desempenho da previsão quando assimilaram vapor de água em camadas mais secas da baixa troposfera.

No Brasil, o Centro de Previsão do Tempo e Estudos Climáticos do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) a partir de 1998, começou a desenvolver atividades relacionadas à assimilação de dados, onde a primeira versão global pré-operacional foi desenvolvida em 2002 (HERDIES et al., 2006, 2007). No ano de 2008 o CPTEC/INPE iniciou os testes com a assimilação de aerossóis (MUNCHOW, 2011), publicou os primeiros estudos com assimilação de superfície (SAPUCCI et al., 2008), operacionalizou o modelo G3DVAR (SILVEIRA; GONCALVES, 2013), entre outros.

O modelo *Weather Research and Forecasting* (WRF - SKAMAROCK et al., 2008) é um modelo de mesoescala que vem sendo utilizado por diversos pesquisadores em várias partes do mundo (SHIN; HONG, 2011; ARGÜESO et al., 2012; LARA-FANEGO et al., 2012; SHRIVASTAVA et al., 2015; TUCCELLA et al., 2015). Entretanto, este modelo não é utilizado operacionalmente pelo CPTEC/INPE. Este modelo possui um espectro de parametrizações físicas da atmosfera que permite configurar o modelo para uma região específica (WANG et al., 2015). Além disto, o WRF é um modelo de equações primitivas e possui ainda um sistema de assimilação de dados observacionais (WRF-Var) para produzir melhores condições iniciais, possibilitando-o reproduzir a estrutura termo-hidrodinâmica da atmosfera com boa precisão.

Vários métodos de assimilação de dados no modelo WRF vêm sendo aplicados a fim de avaliar o impacto da assimilação de dados em previsões meteorológicas e definir o melhor método a ser utilizado (MENG; ZHANG, 2008; HUANG et al., 2009; LIU et al., 2009). Fierro et al. (2012), por exemplo,

utilizando uma técnica de assimilação de dados conhecida como *nudging*, assimilou dados observacionais de relâmpagos para forçar uma das equações do modelo a desenvolver convecção mais rapidamente. Este estudo verificou que assimilação melhorou a representação da convecção e de *cold pools* (núcleos isolados com a temperatura do ar mais baixa), mostrando-se importante principalmente para sistemas meteorológicos de curta duração.

O Grupo de Eletricidade Atmosférica (ELAT) do INPE, a partir de 2008, começou a desenvolver estudos na área de modelagem atmosférica utilizando o modelo de mesoescala WRF. Inicialmente com o objetivo principal de avaliar parâmetros meteorológicos e sua dependência sobre a formação e ocorrência de relâmpagos Nuvem-Solo (NS) na região sudeste do Brasil e, em seguida, com o intuito de estudar cenários propícios à formação de relâmpagos, identificar correlações entre variáveis simuladas pelo modelo, entre outros (ZEPKA, 2011; ZEPKA et al., 2011; AZAMBUJA et al., 2014; VARGAS JR. et al., 2014).

Sabe-se que descargas elétricas ocorrem devido às diferenças de potenciais entre centros de cargas dentro de nuvens de tempestade (PINTO JR., 2009). Sistemas de tempestades são compostos por nuvens do tipo *Cumulunimbus*, as quais ocupam toda a coluna troposférica e possuem um ambiente propício à produção de relâmpagos, sendo estas nuvens formadas em ambientes de grande instabilidade atmosférica (MACGORMAN; RUST, 1998; LUND et al., 2009). Logo, o uso de determinados modelos meteorológicos, os quais possuem a capacidade de simular a física troposférica, podem auxiliar no estudo e no entendimento de relâmpagos, conforme constatado por alguns estudos (ALTARATZ et al., 2005; ZEPKA et al., 2014; GIANNAROS et al., 2015).

1.1. Motivação

A motivação deste trabalho consiste no fato de não haver estudos no Brasil, até o presente momento, que apliquem a técnica de assimilação de dados no modelo WRF voltado à pesquisa da eletricidade atmosférica. Este trabalho

pode não só contribuir para o desenvolvimento de uma nova área de pesquisa no país, como também pode ser usado para o aperfeiçoamento do entendimento de cenários propícios à formação de relâmpagos e, possivelmente, para a previsão deste fenômeno, possibilitando a diminuição dos prejuízos causados no país, ou até mesmo em outras regiões do mundo.

1.2. Objetivos

Este trabalho tem como objetivo geral estudar e executar o procedimento de assimilação de dados de estações meteorológicas de superfície e de ar superior utilizando a técnica variacional tridimensional (3DVAR) no modelo *Advanced Research WRF* (ARW) – WRF com a finalidade de investigar cenários propícios à formação de relâmpagos. Mais especificamente, pretende-se:

- Avaliar o impacto da assimilação de dados em simulações com o modelo ARW-WRF;
- Desenvolver uma técnica para mapear a atividade elétrica;
- Aplicar a técnica de correlação multivariada para verificar a correlação de algumas variáveis de saída do modelo com a atividade elétrica na região, elaborar uma equação para a atividade elétrica com base nas variáveis simuladas mais correlacionadas e utilizar a Regressão Linear Múltipla (RLM) na determinação dos coeficientes da equação.

1.3. Estrutura do Texto

Este trabalho foi dividido em oito capítulos do seguinte modo: (1) É o presente capítulo, o qual trata da introdução ao assunto e inclui a motivação e os objetivos deste estudo; (2) Aborda o assunto da eletricidade atmosférica, abrangendo uma parte da termodinâmica e microfísica atmosférica, bem como conceitos relacionados ao estudo de relâmpagos e à rede responsável por sua detecção; (3) Apresenta o estudo da modelagem atmosférica do ponto de vista do modelo de mesoescala WRF; (4) É introduzido o conceito de assimilação de

dados em detalhes, destacando o método variacional tridimensional e como este método de assimilação se insere no modelo WRF; (5) Finalizando a revisão, são apresentados outros estudos relacionados à aplicação da assimilação de dados em modelos de PNT, juntamente com estudos na área da eletricidade atmosférica e outros que relacionam estas duas linhas de pesquisa; (6) Demonstra detalhadamente a metodologia utilizada neste estudo, apresentando os dados, equações, parâmetros das simulações, área de estudo, entre outros; (7) Neste capítulo, são discutidos os resultados obtidos com a assimilação de dados no modelo WRF, apresentando primeiramente o impacto da aplicação da assimilação nas simulações e, em seguida, a relação entre algumas variáveis de saída do modelo com a atividade elétrica na região de estudo; (8) Por fim, no último capítulo, são apontadas as conclusões finais obtidas com este estudo.

2 ELETRICIDADE ATMOSFÉRICA

A formação da eletricidade atmosférica e, conseqüentemente, das descargas elétricas, está intrinsicamente ligada à formação de nuvens de tempestades, já que nuvens deste tipo formam diferenças de potencial na atmosfera grandes o suficiente para quebrar a rigidez dielétrica do ar (PINTO JR., 2009).

O desenvolvimento de nuvens é dominado por processos termodinâmicos, enquanto que a formação de centros de cargas e descargas elétricas é regida principalmente por processos microfísicos no interior desta.

2.1. Termodinâmica Atmosférica

Dentre os processos termodinâmicos que uma parcela de ar (teórica) sofre e que produzem transferências de energia na atmosfera podemos citar, por exemplo, a compressão ou expansão, que pode ser adiabática, isotérmica ou, ainda, isobárica e o aquecimento ou resfriamento (KIRCHHOFF, 1991). A maior parte destes processos são desencadeados por forçantes próximas à superfície, tal como o escoamento do vento sobre uma montanha (forçante mecânica) ou pelo aquecimento ou resfriamento por condução da camada de ar adjacente à superfície (forçante térmica).

A não uniformidade nas trocas de energia é responsável pela formação de gradientes (verticais e horizontais) que, por sua vez, produzem circulações locais, regionais e até mesmo de escala global.

De acordo com Petty (2008), para que haja a formação da nuvem, em geral, é necessário que uma forçante (mecânica ou térmica) faça com que uma parcela de ar se desloque verticalmente para cima. É necessário que este deslocamento tenha uma determinada velocidade ao ponto em que as trocas de massa e calor entre os limites da parcela e o ambiente ao redor seja pequena o suficiente para que possa ser negligenciada, desta forma, a parcela se desloca adiabaticamente.

Ao considerar que a parcela de ar se desloca adiabaticamente, algumas características peculiares são observadas. De acordo com a primeira lei da termodinâmica (Eq. 2.1),

$$\delta w = \delta q - du \quad (2.1)$$

onde δw é o incremento de trabalho por unidade de massa realizado pela parcela de ar, δq é o incremento de calor por unidade de massa transferido do meio externo para a parcela e du é a variação da energia interna por unidade de massa nesta parcela. À medida que a parcela de ar sobe, a pressão diminui, levando a um aumento no volume, e, por se tratar de processo adiabático, pois não há trocas de calor significativas entre o meio e a parcela de ar ($\delta q = 0$), este trabalho realizado pela parcela de ar implicará em uma diminuição de sua energia interna (redução de sua temperatura).

Com base no que foi explicado utilizando a primeira lei da termodinâmica (Eq. 2.1), pode-se explicar o processo de formação da nuvem usando a equação da umidade relativa UR (Eq. 2.2),

$$UR = \frac{e}{e_s(T)} \quad (2.2)$$

onde e é a pressão de vapor do ar e $e_s(T)$ é a pressão de vapor de saturação do ar (que depende da temperatura).

Lembrando que a parcela de ar não troca massa com o ambiente ao redor (aproximação), esta não sofre qualquer alteração no conteúdo de água em seu interior, logo, a pressão de vapor e da parcela não varia. Contudo, a pressão de vapor de saturação $e_s(T)$ diminui à medida que a parcela ascende na atmosfera, pois a sua temperatura também diminui. Com isto, é observado um aumento na umidade relativa (Eq. 2.2) no interior da parcela de ar durante seu deslocamento para cima, se este movimento continuar, a parcela atingirá um nível onde a umidade relativa chegará a 100% (Nível de Condensação por Levantamento – NCL) e, como a pressão de vapor não se torna maior do que a pressão de vapor de saturação do ar, se a parcela continuar subindo e

começará a diminuir junto com $e_s(T)$. Já que não ocorrem trocas entre a parcela de ar e o ambiente, e só pode diminuir com a condensação do excesso de vapor, condensação esta que só ocorre sobre partículas (núcleos de condensação). Todo este processo é apresentado em mais detalhes em Petty (2008).

As nuvens de tempestades são formadas em condições de forte instabilidade atmosférica (instabilidade termodinâmica), instabilidade esta que causa correntes intensas de ar ascendentes, que por sua vez deslocam grandes massas de ar para níveis mais elevados na atmosfera.

2.2. Relâmpagos

A eletrificação das nuvens e a consequente formação de descargas atmosféricas (relâmpagos) podem ser explicadas por diversas teorias, dentre as quais se destacam a teoria indutiva (ELSTER; GEITEL, 1913), a convectiva (GRENET, 1947; VONNEGUT, 1963) e a da camada quasiliquídica (FLETCHER, 1968; BAKER; DASH, 1989; DASH, 1989). Apesar desta variedade de teorias, a maioria delas tem as partículas de gelo como o principal agente formador dos centros de cargas no interior das nuvens, os quais levam a formação de grandes diferenças de potencial ao ponto em que a rigidez dielétrica do ar é rompida por uma descarga elétrica entre estes centros.

Os processos microfísicos que ocorrem no interior da nuvem podem levar a formação de relâmpagos (descargas atmosféricas), estes, por sua vez, podem ser divididos basicamente em dois tipos de descargas. Aquelas que ocorrem entre a nuvem e a superfície são chamadas de NS e as que ocorrem no interior da nuvem são chamadas de Intra-Nuvem (IN), conforme mostra a Figura 2.1.

Os relâmpagos do tipo NS podem ser divididos em quatro categorias: positivo ou negativo sendo estes ascendente ou descendente (NACCARATO, 2006; PINTO JR., 2009). Os relâmpagos positivos transferem uma carga líquida positiva para a região de contato, enquanto que os negativos transferem uma carga líquida negativa (Figura 2.2). Salienta-se que apesar da carga

líquida transferida ser positiva ou negativa, não há movimento de prótons, apenas de elétrons. Assim, durante a transferência de carga positiva existe uma “falta” de elétrons, enquanto que na transferência de carga negativa existe um “excesso” destas partículas durante o processo de propagação do relâmpago.

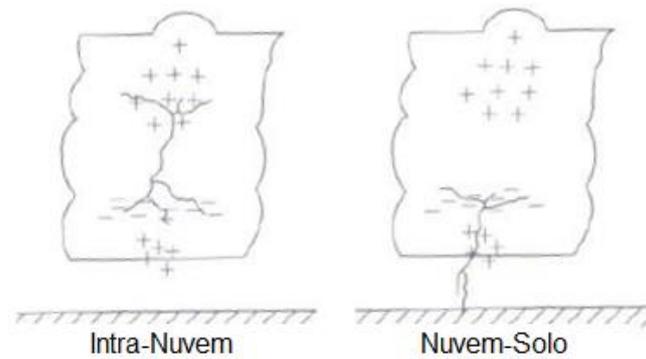


Figura 2.1 – Ilustração de um relâmpago IN e outro NS.

Fonte: Adaptado de Corray (2003).

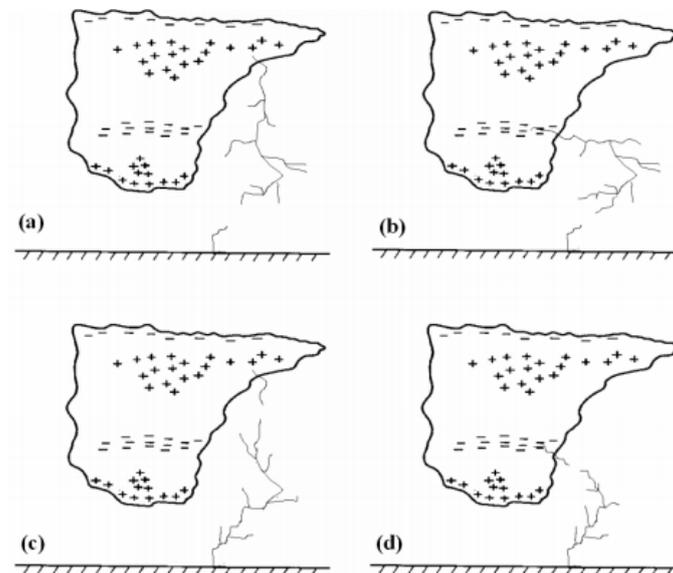


Figura 2.2 – Ilustração mostrando os tipos de relâmpagos NS. Positivo descendente (a); Negativo descendente (b); Positivo ascendente (c); e Negativo ascendente (d).

Fonte: Naccarato (2006).

A detecção de relâmpagos no Brasil é feita pela Rede Brasileira de Detecção de Descargas Atmosféricas (BrasilDAT). A Figura 2.3 demonstra um sensor da rede instalado em uma estação meteorológica.



Figura 2.3 – Sensor instalado em uma estação meteorológica (círculo amarelo).

Fonte: Naccarato e Pinto Jr. (2012)

Os resultados obtidos em estudos que comparam dados de satélite, radares e modelos meteorológicos com o sistema de detecção de relâmpagos, mostram que a rede apresenta a capacidade de identificar corretamente tempestades em termos de relâmpagos IN e NS (RAKOV, 2013).

A BrasilDAT é um sistema de detecção de relâmpagos desenvolvida para detectar IN e NS simultaneamente. Sabe-se que para previsões de curto prazo (*nowcasting*) a precisão de detecção de IN é fundamental, já que as descargas NS ocorrem entre 5 e 30 minutos após as descargas IN terem ocorrido (NACCARATO; PINTO JR., 2012). Para a detecção destas descargas a rede utiliza o método *Time-Of-Arrival* (TOA) e um espectro de frequências de 1 Hz à 12 MHz (RAKOV, 2013). A metodologia TOA permite simplificar a calibração da instrumentação associada à rede, melhorando assim, a eficiência de detecção

e a precisão de localização (LEWIS et al., 1960; CUMMINS et al., 2000). Com o uso do *Global Position System* (GPS), a metodologia TOA vem se tornando cada vez mais eficiente (NACCARATO; PINTO JR., 2012).

De acordo com Rakov (2013) as faixas de frequências capturadas em cada ocorrência de relâmpagos são enviadas do local do sensor para um centro de processamento. O alto nível de detalhes capturados em formas de onda permite a BrasilDAT diferenciar NS de IN. Além disto, a BrasilDAT é capaz de medir a intensidade e polaridade da descarga. Isto é feito analisando o sinal e a amplitude do primeiro pico de onda.

Logo, a BrasilDAT constitui um sistema eficiente de detecção de descargas atmosféricas com boa cobertura nacional (Figura 2.4), possibilitando o uso desta fonte de dados neste trabalho.

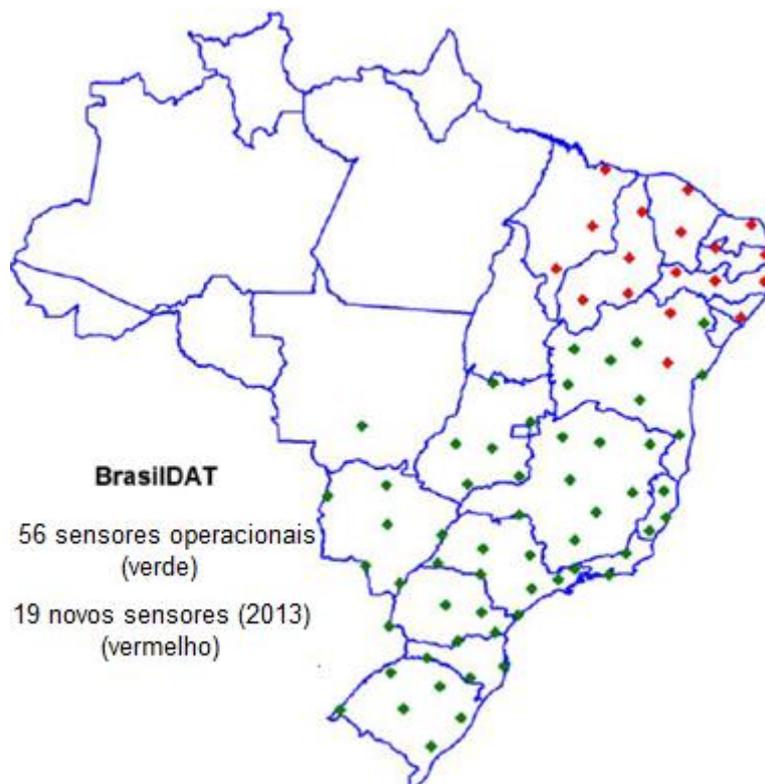


Figura 2.4 – Localização dos sensores associados à rede BrasilDAT. Em vermelho os sensores que foram implantados em 2013.

Fonte: Adaptado de Naccarato et al. (2012)

3 MODELAGEM ATMOSFÉRICA

A previsão do tempo é realizada desde a origem da humanidade. Contudo, até o início do século XX as previsões meteorológicas eram primariamente baseadas na experiência obtida pela observação do tempo por um longo período. Na década de 1920, Richardson (1922) resolveu numericamente pela primeira vez as equações fundamentais que governam os movimentos da atmosfera com a finalidade de elaborar a primeira PNT. Naquele trabalho foi mostrado que as equações diferenciais que descrevem a física da atmosfera poderiam ser aproximadas por um conjunto de diferenças de equações algébricas. Apesar da previsão de Richardson (1922) não ter sido bem sucedida, este trabalho representou um grande avanço nesta área da ciência. Posteriormente, constatou-se que o erro da previsão do tempo realizada por Richardson (1922) deveu-se principalmente a três fatores: (1) a falta de dados observacionais não representava com precisão a realidade; (2) o não conhecimento do critério de *Courant-Friedrichs-Lewys* (CFL) para convergência (COURANT et al., 1967); e (3) a falta do procedimento de inicialização, o qual consiste, basicamente, no procedimento de filtragem de ondas de alta frequência que fazem parte da solução das equações, mas não possuem significado meteorológico (DALEY, 1993).

O trabalho de Richardson (1922) foi possível, entre outras razões, por causa de trabalhos como os de Abbe (1901) e Bjerknes (1904). Bjerknes (1904), por exemplo, havia definido anteriormente que a PNT era um problema determinístico de valor inicial, estabelecendo os principais postulados para a realização da PNT. De acordo com este estudo, um estado subsequente da atmosfera é devido ao desenvolvimento de um estado anterior conforme as leis da física. Ou seja, é necessário se conhecer as condições iniciais precisamente da atmosfera em um dado intervalo de tempo e, ao mesmo tempo, as leis da física que regem os movimentos atmosféricos e que são responsáveis pelo desenvolvimento das características meteorológicas observadas.

Após a Segunda guerra mundial, o interesse na PNT foi acentuado, em parte, devido à grande expansão da meteorologia neste período e ao

surgimento do computador. Charney (1948) contribuiu significativamente para o desenvolvimento dos modelos de PNT atuais. Naquele estudo foi mostrado que as ondas de alta frequência (tais como as ondas sonoras e ondas de gravidade), geradas nas resoluções das equações diferenciais, poderiam ser filtradas através das aproximações geostrófica e hidrostática. As equações resultantes das aproximações de Charney foram fundamentais na criação do modelo quase-geostrófico. Um caso especial deste modelo, o modelo barotrópico equivalente, foi usado para fazer com sucesso a primeira PNT (CHARNEY et al., 1950).

Para fazer uma previsão do tempo com boa precisão é necessário tanto modelos de computador com uma representação realística da atmosfera, como também condições iniciais precisas (KALNAY, 2003). O procedimento de inicialização e elaboração destas condições iniciais para o modelo é conhecido como análise. No início da PNT, esta análise era elaborada manualmente, logo era chamada de análise subjetiva. Porém, este procedimento demandava muitos esforços para seu desenvolvimento e estava sujeito a erros humanos, assim, na metade do século XX, foram desenvolvidos algoritmos que automatizavam este procedimento, criando então, a análise objetiva (PANOFSKY, 1949; GILCHRIST; CRESSMAN, 1954; BARNES, 1964; BARNES; NELSON, 1978).

Observa-se que os modelos meteorológicos de equações primitivas possuem, em geral, um grau de liberdade da ordem de 10^7 , isto é, cerca de dez milhões de pontos de grade onde são resolvidas as equações. Já em um ciclo de assimilação de três horas pode ter de uma a cem mil observações (10^5), ou seja, um grau de liberdade cerca de duas ordens de magnitude menor do que o do modelo meteorológico de equações primitivas (KALNAY, 2003). Isto faz com que apenas a interpolação dos dados para a grade do modelo não forneça informação suficiente para a elaboração de uma análise apropriada, tornando necessário incluir, de maneira estatística, o *firstguess* (ou *background*) do modelo de previsão do tempo. Isto é, uma informação à priori (em métodos numéricos refere-se ao “chute inicial”), com a análise obtida através das

observações meteorológicas. Este procedimento é conhecido como assimilação de dados e será discutido com mais detalhes posteriormente.

3.1. Modelo Weather Research and Forecasting

O modelo WRF é um sistema de simulação atmosférica e de PNT constantemente atualizado para suprir tanto as necessidades das previsões operacionais como das pesquisas atmosféricas (WANG et al., 2015). Ele foi concebido de forma a promover uma estreita relação entre operação e pesquisa, em prol da qualidade da previsão meteorológica para a sociedade em geral. Um dos aspectos do desenvolvimento do sistema WRF, que tem sido ressaltado como de fundamental importância, é sua utilização extensiva, mediante testes em diferentes regiões do globo com o emprego de diferentes opções de parametrizações físicas, bem como, avaliações da integridade do código numérico propriamente dito (YAMASAKI, Y.; SILVA, 2006; ZEPKA, 2011).

O desenvolvimento deste sistema foi um esforço conjunto entre grandes entidades que tinham como objetivo construir um modelo de previsão do tempo e um sistema de assimilação de dados da próxima geração com o intuito de avançar no entendimento e previsão do tempo de mesoescala acelerando assim, as pesquisas dentro de suas operações. O desenvolvimento do WRF tem sido uma colaboração entre o *Mesoscale and Microscale Meteorology (MMM) Division* do *National Center for Atmospheric Research (NCAR)*, o *National Centers for Environmental Prediction (NCEP)* do *National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)* e *Earth System Research Laboratory (ESRL)*, o Departamento de Defesa da *Air Force Weather Agency (AFWA)* e *Naval Research Laboratory (NRL)*, o *Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS)*, na Universidade de Oklahoma, e o *Federal Aviation Administration (FAA)*, com a participação de pesquisadores de outros centros .

O WRF possui uma variedade de opções de parametrizações físicas e dinâmicas. Seu sistema variacional de assimilação de dados, WRF-Var, pode assimilar dados de diversos tipos de fontes em busca de melhores condições

iniciais, enquanto seu módulo WRF-Chem fornece a capacidade de modelar a química do ar (SKAMAROCK et al., 2008).

3.1.1. Equações Governantes

A realização de uma PNT é um problema extremamente complexo e que envolve diversas áreas do conhecimento humano. Para realizá-la é necessário, primeiramente, um conjunto de equações que represente de forma realística o máximo de processos físicos possíveis. A natureza não linear e caótica da atmosfera (LORENZ, 1963) levou à elaboração de equações para descrever estes processos as quais, atualmente, não podem ser resolvidas analiticamente, tornando necessária a aplicação de métodos numéricos (por isto a previsão do tempo é chamada de PNT). O uso de soluções numéricas não só acrescenta erros ao sistema, como também exige a discretização do espaço e do tempo para resolvê-las. Com isto, é necessário definir os tipos de discretizações a serem utilizadas, obedecer a critérios de estabilidade, que levam em conta a distância entre cada ponto de grade (resolução espacial) e o intervalo de tempo em que as equações são resolvidas (*time step*), definir procedimentos de inicialização, desenvolver códigos eficientes em linguagens de programação para resolver as equações em sistemas computacionais, entre outros.

A maioria dos modelos de PNT, incluindo o WRF, utiliza as equações básicas da dinâmica atmosférica, um conjunto de equações de conservação de propriedades físicas do fluido. A equação da conservação do momento para Terra esférica (Eqs. 3.1–3.3) representa a segunda lei do movimento de Newton, a qual afirma que a taxa de variação do momento de um corpo é proporcional à força atuando sobre este corpo e na mesma direção desta força. A equação da conservação da energia termodinâmica (Eq. 3.4) é responsável por vários efeitos, adiabático e diabático, na temperatura. A equação da continuidade para massa total (Eq. 3.5) afirma que a massa em um sistema fechado não varia, o que é análogo à Eq. 3.6, só que aplicado ao vapor de água. A lei dos gases ideais (Eq. 3.7) relaciona temperatura, pressão e

densidade. Estas equações e suas deduções podem ser encontradas em Holton (2004).

As variáveis u , v e w são as componentes da velocidade do vento \mathbf{V} no sistema de coordenadas Cartesiano onde a relação de dependência pode ser dada por $\mathbf{V} = \mathbf{V}(u(x, y, z, t), v(x, y, z, t), w(x, y, z, t))$, p é a pressão, ρ é a densidade, T é temperatura, q_v é a umidade específica, Ω é a velocidade angular da Terra, ϕ é a latitude, a é o raio da Terra, γ é o *lapse rate* da temperatura, γ_d é o *lapse rate* da adiabática seca, C_p é o calor específico do ar à pressão constante, g é a aceleração da gravidade, H representa a entalpia, Q_v é o ganho ou a perda de vapor de água devido à mudanças de fase, e F_r é o termo de fricção genérico em cada direção. O conjunto de equações é apresentado a seguir:

$$\partial_t u = -\mathbf{V} \cdot \nabla u + \frac{uv \tan \phi}{a} - \frac{uw}{a} - \frac{1}{\rho} \partial_x p - 2\Omega(w \cos \phi - v \sin \phi) + Fr_x \quad (3.1)$$

$$\partial_t v = -\mathbf{V} \cdot \nabla v - \frac{u^2 \tan \phi}{a} - \frac{uw}{a} - \frac{1}{\rho} \partial_y p - 2\Omega u \sin \phi + Fr_y \quad (3.2)$$

$$\partial_t w = -\mathbf{V} \cdot \nabla w - \frac{u^2 + v^2}{a} - \frac{1}{\rho} \partial_z p + 2\Omega u \cos \phi - g + Fr_z \quad (3.3)$$

$$\partial_t T = -\mathbf{V} \cdot \nabla_H T + (\gamma - \gamma_d)w + \frac{1}{C_p} d_t H \quad (3.4)$$

$$\partial_t \rho = -\mathbf{V} \cdot \nabla \rho - \rho(\nabla \cdot \mathbf{V}) \quad (3.5)$$

$$\partial_t q_v = -\mathbf{V} \cdot \nabla q_v + Q_v \quad (3.6)$$

$$p = \rho RT \quad (3.7)$$

O modelo WRF tem como base estas equações prognósticas, logo, é chamado de modelo de equações primitivas.

3.1.2. Discretização Espacial e Temporal

Conforme já mencionado anteriormente, pelo fato das equações que representam a atmosfera serem resolvidas numericamente, não é possível resolver estas equações de forma contínua, tanto no espaço, como no tempo. Logo, é necessário a discretização do espaço e tempo para que estas equações possam ser resolvidas pontualmente em diversos pontos simultaneamente pelo modelo. Os pontos de grade onde são resolvidas as equações interagem entre si, assim como o estado de um ponto no tempo anterior afeta as soluções das equações num tempo posterior.

Existem diversos tipos de discretizações, contudo, é descrito apenas aquelas utilizadas pelo modelo WRF.

3.1.2.1. Discretização Horizontal

O tipo de grade utilizada para a discretização do espaço afeta a solução das equações resolvidas no modelo, por isto no desenvolvimento de modelos de PNT é importante definir uma grade que se adapte bem às equações implementadas no mesmo (ARAKAWA; LAMB, 1977).

O modelo WRF utiliza um tipo de grade definida como Arakawa-C (ARAKAWA; LAMB, 1977), onde as variáveis termodinâmicas e de umidade são calculadas no centro da grade, enquanto que as variáveis dinâmicas (u , v , w) são resolvidas conforme mostra a Figura 3.1. Os índices (i , j) no plano horizontal representam a posição das variáveis no espaço. O espaçamento entre os pontos de grade na horizontal é dado por Δx e Δy .

Os espaçamentos Δx e Δy são constantes, e sua correção para diferentes tipos de projeções é feita por um fator de mapa m . Detalhes dos métodos numéricos utilizados para resolução das equações utilizadas no WRF podem ser encontrados em Skamarock et al. (2008).

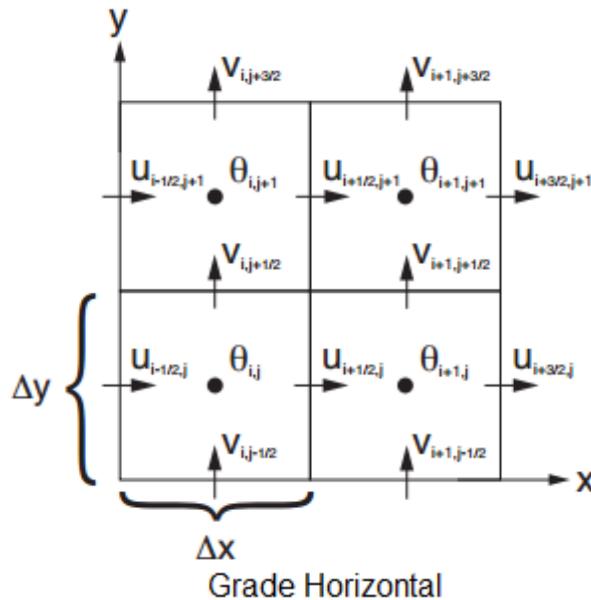


Figura 3.1 – Discretização horizontal do tipo Arakawa-C.

Fonte: Adaptado de Skamarock et al. (2008).

Na utilização de um modelo é importante definir que tipo de evento pretende-se simular ou prever, pois é necessária a definição correta da resolução da grade. Uma grade de baixa resolução pode não ser suficiente para simular um determinado fenômeno meteorológico. No entanto, a utilização de uma grade com alta resolução pode exigir uma demanda de processamento computacional desnecessária. O impacto da resolução da grade pode ser verificado na Figura 3.2, onde é feita uma analogia do espaçamento de grade dos modelos com o espaçamento entre instrumentos de medição para o caso da precipitação.

Num primeiro momento, observa-se um conjunto de nuvens, cada uma com uma dimensão L (Figura 3.3a), as quais causam uma distribuição espacial da precipitação conforme o observado no modo contínuo (Figura 3.3b). Se o espaçamento entre os sensores de precipitação s for igual à dimensão do evento ($s = L$), ao interpolar os dados registrados pelos sensores pode-se obter uma distribuição espacial da precipitação equivocada (Figura 3.3c e Figura 3.3d). Se os sensores forem dispostos conforme mostra a Figura 3.3e ($s = \frac{3}{4}L$),

a distribuição espacial da precipitação é melhorada, mas ainda não representa adequadamente a realidade. Por fim, se $s = \frac{1}{2}L$, a distribuição espacial da precipitação, neste caso, é adequadamente representada quando os dados são interpolados (Figura 3.3f).

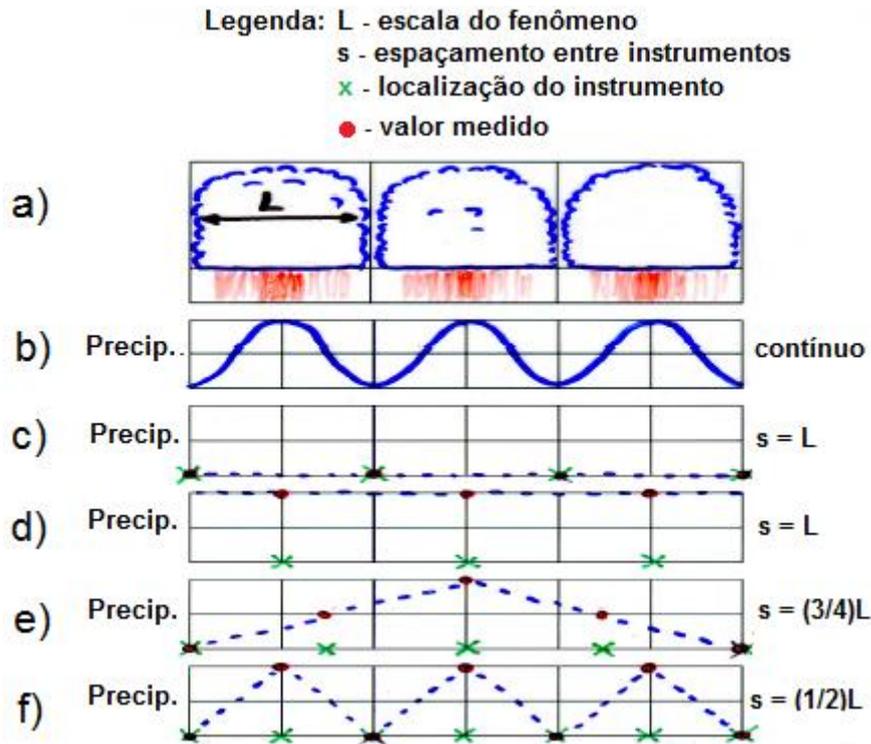


Figura 3.2 – Demonstração do impacto do espaçamento entre os instrumentos na visualização da distribuição espacial de precipitação, análogo ao impacto do espaçamento entre pontos de grade em um modelo de PNT.

Fonte: Adaptado de notas de aula de Gandu (2005).

Analogamente, quando são realizadas simulações com modelos, a distância entre os pontos de grade onde as equações serão resolvidas deve ser pelo menos metade da dimensão espacial típica do fenômeno que se quer simular, ou seja, $L \geq 2\Delta s$. Contudo, devido às diferentes posições relativas entre os sistemas meteorológicos e os sensores, o ideal é se utilizar $L \geq 5\Delta s$.

3.1.2.2. Discretização Vertical

Um modelo de PNT resolve as suas equações em pontos que se estendem tanto na horizontal quanto na vertical. A solução de cada equação em cada ponto e intervalo de tempo influencia a solução das outras equações e vice-versa. Logo, um modelo que apresenta múltiplas camadas na vertical representará mais adequadamente a realidade do que aquele modelo com uma única camada.

Para uma PNT, é interessante usar um número maior de camadas para simular a porção inferior da troposfera, pois os processos na camada limite planetária requerem uma maior resolução (SONG; HAIDVOGEL, 1994; BEY et al., 2001). Assim, pode-se utilizar uma discretização não linear do espaço na vertical, ou seja, fazendo o número de camadas diminuir à medida que a altitude aumenta. Ou ainda, de forma mais precisa, pode-se utilizar um número maior de camadas também próximo à tropopausa, já que é nas regiões próximas às interfaces (atmosfera-superfície e troposfera-tropopausa) em que há necessidade de se resolver um maior número de pontos de grade.

Um aspecto tão importante quanto à discretização vertical, é o tipo de coordenada que será utilizada. Existem diversos tipos de coordenadas verticais, as principais são: altitude, pressão, temperatura potencial, sigma geométrica (LAPRISE, 1992), sigma-p (PHILLIPS, 1957; GAL-CHEN; SOMERVILLE, 1975), sigma-z (KASAHARA, 1974), isentrópica-sigma (BENJAMIN et al., 2004) e *step-mountain* ou ETA (MESINGER et al., 1988).

Cada uma das coordenadas citadas apresentam vantagens e desvantagens, contudo, a coordenada utilizada pelo modelo WRF é a do tipo sigma.

A coordenada vertical sigma é dada pela Equação 3.11,

$$\eta = \frac{p - p_t}{p_s - p_t} \quad (3.11)$$

onde p_t é a pressão no topo da atmosfera, p_s é a pressão na superfície e p é a pressão em um nível qualquer. A vantagem no uso desta coordenada esta no fato de ser uma coordenada de superfície, porém, erros no gradiente de pressão são observados próximos a superfícies com variações acentuadas no relevo (PHILLIPS, 1957; GAL-CHEN; SOMERVILLE, 1975).

A aplicação desta coordenada transforma os níveis de modo a contornar o relevo. A Figura 3.3 apresenta uma ilustração desta aplicação.

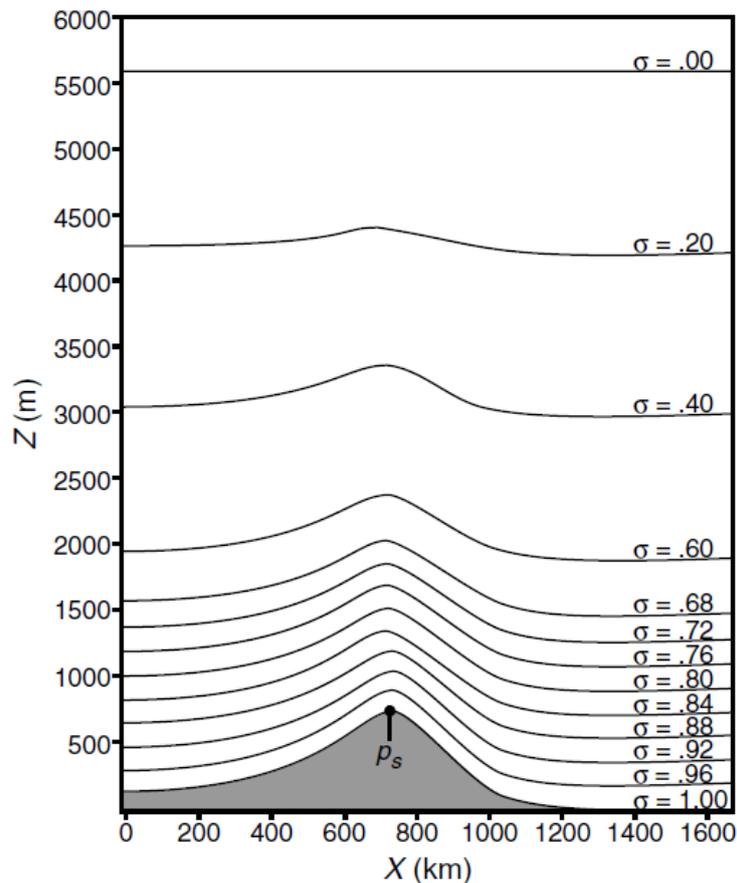


Figura 3.3 – Distribuição das camadas atmosféricas de acordo com a coordenada vertical do tipo sigma.

Fonte: Warner (2011).

3.1.2.3. Discretização Temporal

As equações utilizadas pelo modelo WRF contêm em suas soluções tanto ondas de baixas frequências quanto de altas frequências. As ondas acústicas,

por exemplo, são ondas de alta frequência que surgem na resolução das equações e exigem um *time step* (Δt) menor, logo, é numericamente inviável solucionar ondas de baixa e alta frequência juntas, uma vez que um Δt menor, além de exigir um custo computacional desnecessário para resolver ondas de baixa frequência, também favorece o aparecimento de instabilidades numéricas na simulação.

Portanto, as equações são desenvolvidas de forma a separar as soluções contendo ondas de baixa frequência daquelas contendo ondas de alta frequência, e então, são resolvidas separadamente por diferentes métodos. No caso de ondas de baixa frequência, a resolução é feita pelo método de Runge-Kutta de 3º ordem. Já as ondas de alta frequência são obtidas pela linearização das equações governantes e, então, os modos horizontais das ondas acústicas derivados desta linearização são resolvidos por um esquema do tipo *forward-backward*, enquanto que os modos verticais são resolvidos por um esquema implícito. A descrição em detalhes de diversos esquemas explícitos e implícitos utilizados na discretização de equações numéricas, bem como a definição destes conceitos, é abordada em Pereira (2006).

Todo o desenvolvimento dos métodos numéricos citados acima é descrito em detalhes em Skamarock et al. (2008).

3.1.3. Parametrizações Físicas

Apesar da linearização das equações resolvidas pelo modelo separar os termos com perturbações de alta frequência, há processos que ainda precisam ser resolvidos. Contudo, estes não podem ser resolvidos explicitamente, assim torna-se necessário criar equações empíricas (ou semi-empíricas) a fim de parametrizar estes termos em função de outros conhecidos. Técnicas de fechamento também são utilizadas, principalmente, para aprimorar as soluções das equações em microescala, como descritas em Stull (1988). As parametrizações também são usadas para se evitar um grande gasto computacional na resolução de certos processos físicos (WARNER, 2011).

Stensrud (2007) oferece uma boa revisão bibliográfica sobre as parametrizações utilizadas em modelos atmosféricos em geral.

O uso de parametrizações nas equações resolvidas pelos modelos apresenta algumas vantagens, porém, existem limitações em seu uso.

De acordo com Warner (2011), o desempenho das parametrizações depende da estação do ano e dos processos meteorológicos que prevalecem em uma região. Por exemplo, algumas parametrizações de convecção são mais apropriadas para latitudes médias, enquanto que outras têm melhor desempenho nos trópicos. Modelos empregados para aplicações nos polos utilizam parametrizações que são diferentes daquelas utilizadas em simulações nas latitudes médias e zonas de costa. Contudo, os modelos globais devem utilizar as mesmas parametrizações para todas as áreas geográficas, eliminando assim a opção da escolha da parametrização ideal para cada região em particular. Além do fato das parametrizações serem aproximações empíricas, e por dependerem dos mecanismos meteorológicos prevaletentes em uma região, a escolha da parametrização pode variar no tempo.

Existem diversos tipos de parametrizações utilizadas em diferentes tipos de modelos atmosféricos, porém alguns tipos de parametrizações se destacam, pois são amplamente utilizadas, conforme destaca Warner (2011), são elas: Microfísica de nuvens; Processos convectivos; Processos na CLP e superfície; Processos radiativos; Cobertura de nuvens.

Dentro de cada módulo de parametrização citado, existem outros subconjuntos de parametrizações com o mesmo objetivo, resolver processos implícitos. O emprego de parametrizações é complexo e estas interagem entre si, isto é, qualquer alteração em uma das parametrizações pode afetar todas as outras, que, por sua vez, afetam toda a simulação. Assim, o uso de qualquer tipo de parametrização requer um estudo mais aprofundado a fim de verificar quais representam melhor a região em que se pretende realizar a simulação (WANG et al., 2015). As parametrizações utilizadas no modelo WRF, são encontradas em Wang et al. (2015).

3.1.4. Estabilidade Numérica

Os esquemas numéricos devem levar em consideração critérios de consistência, convergência e estabilidade para se resolver as equações (CUNNINGHAM et al., 2001). A desconsideração destes critérios pode causar erros ou mesmo inutilizar completamente uma simulação.

A instabilidade não linear é um conceito importante e presente (caso não se tomem os devidos cuidados) em modelos de equações primitivas (como o WRF), e para seu entendimento é necessário também o conceito de *Aliasing*. Este por sua vez, é o processo pelo qual duas ondas representadas na grade de um modelo interagem por meio de um termo não linear das equações produzindo ondas fictícias, resultando em erros na redistribuição de energia (amplitude) no espectro de ondas, e, possivelmente, levando à instabilidade na simulação (WARNER, 2011). Assim, a instabilidade não linear é gerada em equações não lineares, como as equações primitivas, por exemplo, e a fonte do problema, em geral, está associada ao *Aliasing*. O primeiro sinal de instabilidade não linear, resultante do *Aliasing*, é o rápido acúmulo de energia em comprimentos de onda de 2 a $4\Delta x$ na solução do modelo após ter sido integrado por um longo período de tempo.

Outro tipo de instabilidade é aquela causada pela não obediência do critério de convergência CFL, comentado no início do capítulo, e se caracteriza como um erro comum em simulações com modelos de PNT (COURANT et al., 1967). Este tipo de critério está diretamente associado ao espaçamento da grade (Δx) e ao *time step* (Δt) da simulação, os quais o usuário pode definir livremente através de arquivos *namelist* do modelo WRF (comentados na próxima seção).

O critério de CFL é definido pela Equação 3.13,

$$V_H \frac{\Delta t}{\Delta x} \leq 1 \quad (3.13)$$

onde V_H é a velocidade horizontal da onda mais rápida na grade do modelo, em geral, em geral considerada de 300 m/s.

Em uma simulação, o ideal é que se escolha o menor Δt possível, contudo, é necessário um equilíbrio na escolha entre Δt e Δx para que a simulação não instabilize.

3.1.5. Processamento do Modelo WRF

O modelo WRF pode ser processado conforme a estrutura simplificada de processamento para um caso real mostrada na Figura 3.4. Esta estrutura de processamento do WRF é dividida, basicamente, em três etapas: pré-processamento, processamento e pós-processamento.

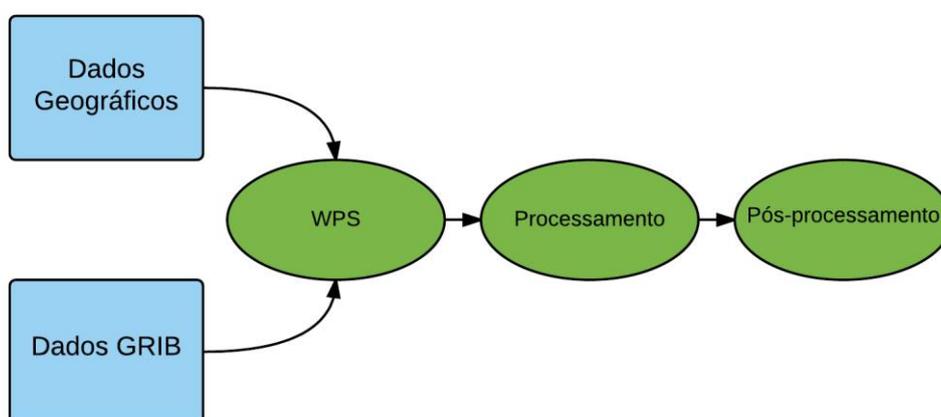


Figura 3.4 – Etapas do processamento do modelo WRF.

O WRF *Preprocessing* (WPS) consiste basicamente de um conjunto de três programas (*geogrid.exe*, *ungrib.exe* e *metgrid.exe*) que têm como finalidade definir o domínio onde se pretende realizar a simulação, interpolar dados terrestres para o domínio definido e adaptar e interpolar dados de outro modelo para a grade do domínio da simulação (em geral, são utilizados dados de modelos globais como condições iniciais e de contorno para o modelo). A Figura 3.5 apresenta, de forma esquemática, a estrutura do WPS.

O *geogrid.exe* tem como objetivo definir o domínio da simulação e interpolar o conjunto de dados terrestres para a grade do modelo. Este conjunto de dados inclui: tipos de solo, tipos de uso do solo, altura do terreno, temperatura média

anual do solo profundo, fração vegetal mensal, albedo mensal, albedo máximo da neve e tipos de inclinação do terreno.

O *ungrib.exe* lê os dados no formato GRIB (formato dos dados de condições iniciais e de contorno), descompacta-os e transforma-os em um formato mais simples. Os arquivos GRIB contêm campos meteorológicos variando no tempo e tipicamente provêm de outros modelos regionais ou globais.

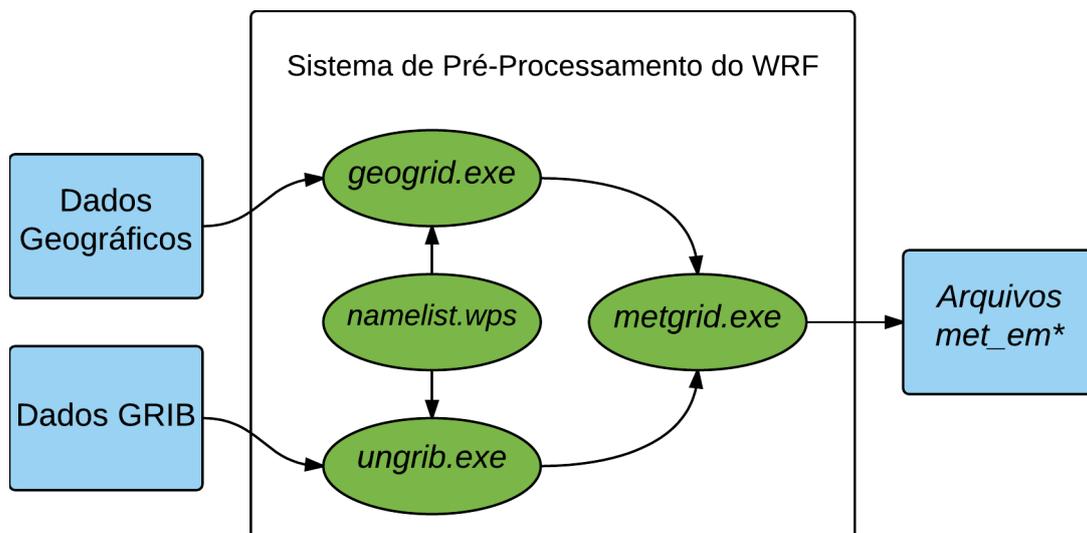


Figura 3.5 – Componentes do sistema de pré-processamento do WRF.

Por fim, o *metgrid.exe* interpola horizontalmente os dados de saída do *ungrib.exe* para o domínio definido pelo *geogrid.exe*.

O domínio de simulação no *geogrid.exe*, assim como outros parâmetros no *ungrib.exe* e no *metgrid.exe* são definidos pelo usuário através do arquivo *namelist.wps*.

Já o processamento do WRF é feito em duas etapas. A primeira consiste na execução do *real.exe*, o qual tem por finalidade interpolar vertical e temporalmente os dados provenientes do WPS, elaborando assim, as condições de fronteira, arquivo *wrfbdy*, e as condições iniciais, arquivo *wrfinput*. Posteriormente, é executado o *wrf.exe*, que é o processamento propriamente

dito, onde todo o processo de resolução das equações numéricas é feito, gerando assim, as previsões que serão posteriormente pós-processadas.

O arquivo *namelist.input* é modificado pelo usuário para atender as suas necessidades. Neste arquivo podem-se selecionar as parametrizações que serão utilizadas pelo modelo, além de outros parâmetros importantes para o correto funcionamento desta etapa.

A Figura 3.6 apresenta as etapas do processamento do modelo WRF.

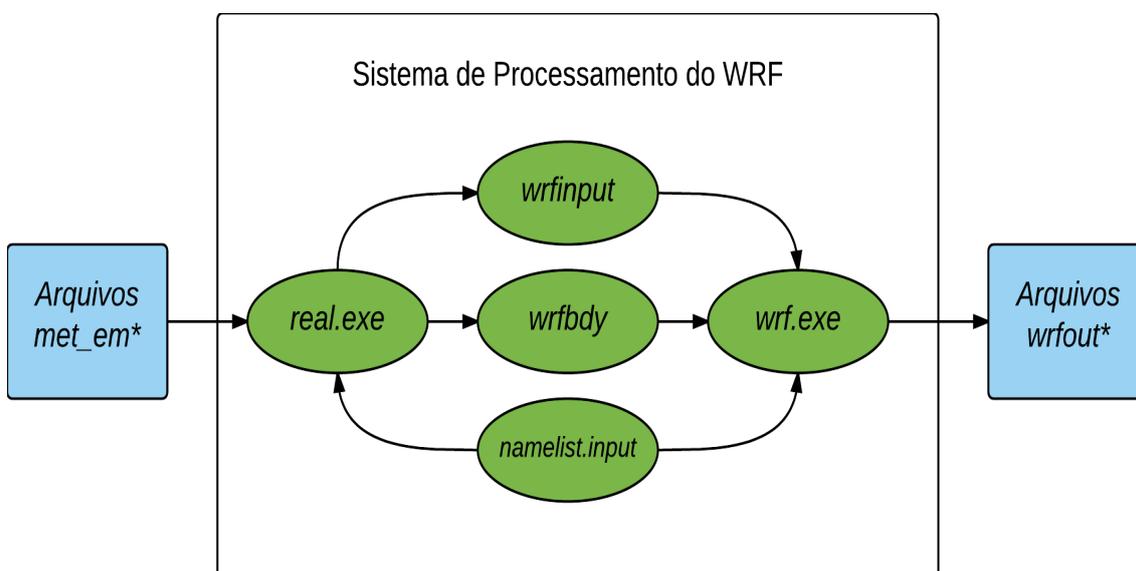


Figura 3.6 – Componentes do sistema de processamento do WRF.

O pós-processamento é realizado a fim de preparar a saída da simulação para a visualização dos campos meteorológicos. Existem alguns sistemas que têm esta finalidade (WANG et al., 2015), contudo, a execução do *ARWpost.exe* é um dos mais comuns. Isto pode variar de acordo com o objetivo do estudo.

O arquivo *namelist.AWRpost* é um arquivo que pode ser editado para se determinar as características dos arquivos pós-processados. Em seguida, após esta etapa do processo são gerados arquivos binários, os quais podem ser abertos por qualquer programa de visualização de dados e, então, serem estudados e analisados.

4 ASSIMILAÇÃO DE DADOS

O processo de assimilação de dados na meteorologia consiste em unir, de maneira estatística e ponderada, dados observacionais e de modelos matemáticos com a finalidade de representar mais realisticamente a evolução dos processos físicos que ocorrem na atmosfera. A combinação destes dois possibilita o desenvolvimento de uma análise (condições iniciais) mais acurada, condição esta, fundamental para se obter uma boa previsão do tempo (KALNAY, 2003).

De acordo com Bouttier e Courtier (2002), a assimilação pode ser feita de modo sequencial, onde observações passadas são introduzidas na simulação, ou de modo não-sequencial, onde observações (futuras em relação ao período de simulação) são usadas nas simulações, como em exercícios de reanálise, por exemplo. Estas duas abordagens podem ainda ser realizadas de modo intermitente ou contínuo, isto é, no modo intermitente as observações são introduzidas no modelo dentro de uma pequena janela de assimilação (em geral, duas horas), enquanto que no modo contínuo a janela de assimilação abrange um período mais longo (Fig. 4.1).

As condições iniciais para o modelo são geradas através da combinação de um *background* com as observações. Assim, com as condições iniciais corrigidas e as condições de fronteira atualizadas é feita uma simulação que fornece uma previsão. A Figura 4.2 representa esquematicamente como a combinação entre o *background* e os dados observacionais tenta levar a elaboração de uma análise mais próxima da realidade.

Em regiões em que há muitas observações, o método de assimilação empregado atribui um peso maior a estas medidas, enquanto que em regiões onde há pouca ou nenhuma observação, é atribuído um peso maior ao *background* (conforme é observado na Figura 4.2).

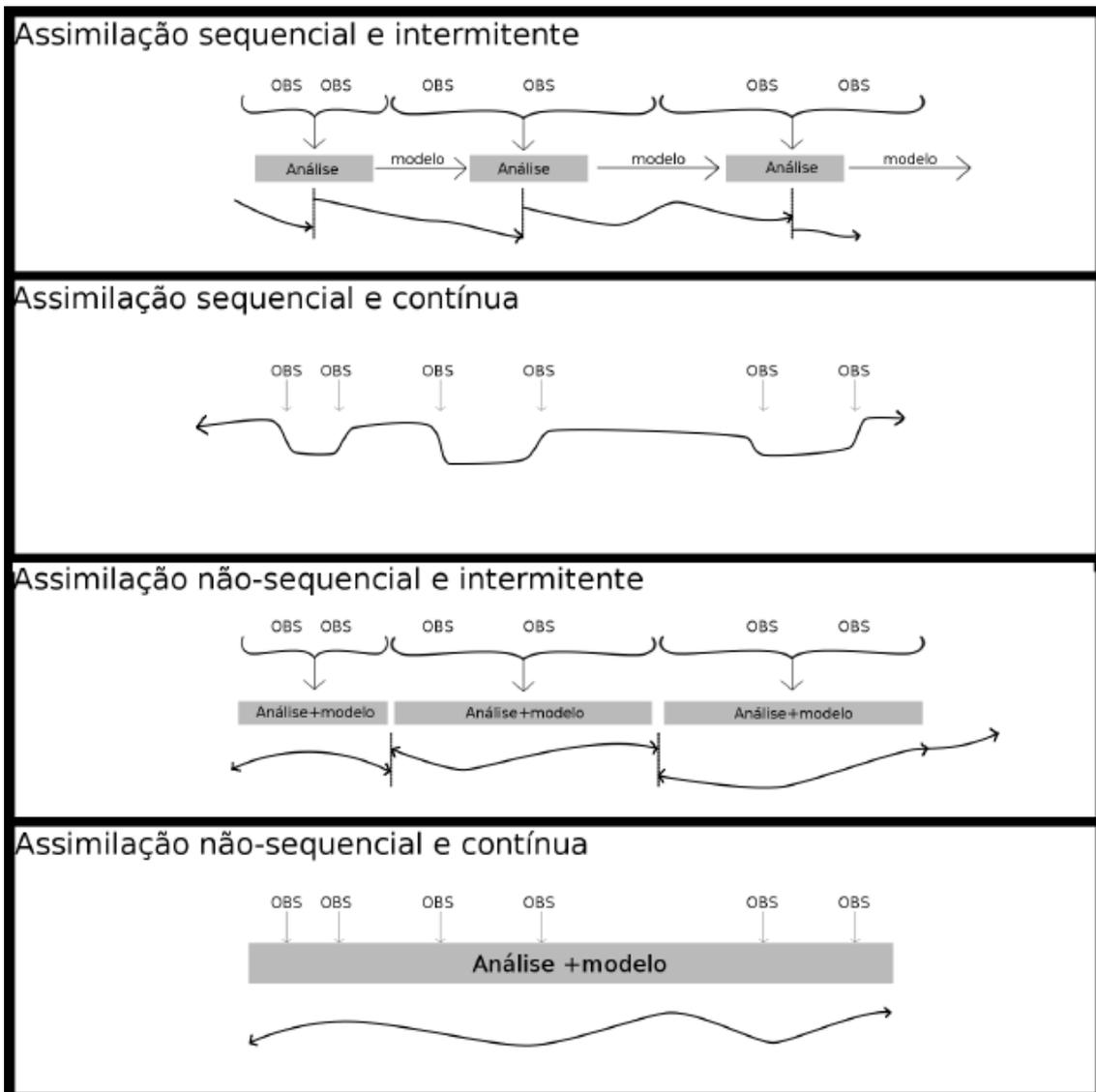


Figura 4.1 – Ilustração dos tipos de assimilação de dados que podem ser realizados em modelos em função do tempo. A curva inferior demonstra como a simulação é afetada com a introdução de dados observados.

Fonte: Inouye (2014).

Existem diversos métodos de assimilação de dados, todos com o objetivo de elaborar uma análise mais precisa a fim de melhorar a previsão do tempo. Contudo, será descrito em mais detalhes o método variacional, mais especificamente o tridimensional (3DVAR), utilizado neste estudo.

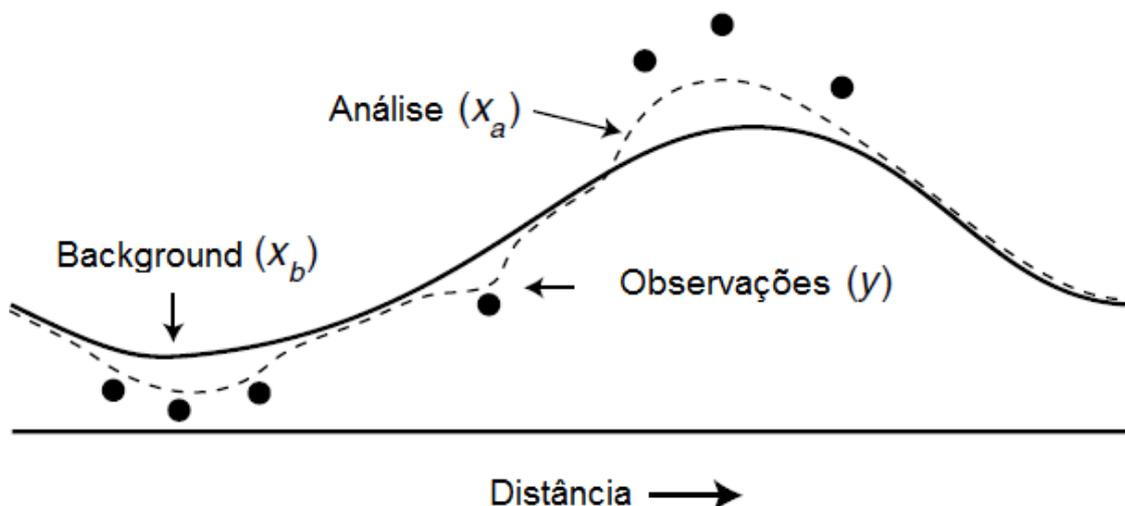


Figura 4.2 – Campo de análise (linha pontilhada) sendo gerado através da correção de um campo de background (linha contínua) pela influência das observações.

Fonte: Adaptado de Warner (2011).

Recentemente, muitos esforços têm sido gastos no desenvolvimento de sistemas de assimilação de dados variacional para substituir técnicas previamente utilizadas, tais como: Método das correções sucessivas (BERGTHÓRSSON; DÖÖS, 1955), *Nudging* (KISTLER, 1974; HOKE; ANTHES, 1976), Interpolação Ótima (PARRISH; DERBER, 1992; LORENC et al., 2000). Uma das principais vantagens do método variacional é a capacidade de assimilar quantidades observadas não trivialmente (por exemplo, radiâncias medidas com satélites) e variáveis meteorológicas usuais (BARKER et al., 2004).

4.1. Método Variacional

Neste seção, é discutida a dedução de algumas equações e introduzidos alguns conceitos que servem como base para o entendimento do método assimilação de dados 3DVAR.

Para fins de compreensão do funcionamento do processo de assimilação de dados e de alguns dos termos da função custo utilizada no método variacional, são deduzidas algumas equações a seguir.

Considerando um exemplo onde se utiliza como variável a temperatura de uma sala, é possível estimar esta temperatura (T_b) através de um modelo, porém, este apresentará erros (ϵ_b) em relação à temperatura real (T^*), dado pela Eq. 4.1. Da mesma forma, a temperatura medida por um instrumento (T_o), apresentará erros (devido a calibrações do instrumento, por exemplo), se desviando do valor real (T^*) por ϵ_o (Eq. 4.2),

$$\epsilon_b = T_b - T^* \quad (4.1)$$

$$\epsilon_o = T_o - T^* \quad (4.2)$$

Para esta análise consideram-se os erros médios como sendo nulos, ou seja, se forem feitas muitas medidas e estimativas, estas serão não tendenciosas e os desvios em relação ao valor real apresentaram uma aleatoriedade de tal forma que a média destes valores será nula (Eq. 4.3),

$$\bar{\epsilon}_b = \bar{\epsilon}_o = 0 \quad (4.3)$$

A temperatura de análise (T_a) é dada por uma combinação linear entre as temperaturas medida e estimada da sala, conforme mostra a Eq. 4.4,

$$T_a = \alpha T_o + \beta T_b + \gamma \quad (4.4)$$

sendo α , β e γ coeficientes da equação.

O erro de análise (ϵ_a) é dado pela Eq. 4.5 e a média do erro, assim como na Eq. 4.3, é nula (Eq. 4.6).

$$\epsilon_a = T_a - T^* \quad (4.5)$$

$$\bar{\epsilon}_a = 0 \quad (4.6)$$

Isolando T_a na Eq. 4.5, substituindo as Eqs. 4.1 e 4.2 na Eq. 4.4, e igualando ambas, tem-se a Eq. 4.7:

$$T_a = T^* + \epsilon_a = \alpha(T^* + \epsilon_o) + \beta(T^* + \epsilon_b) + \gamma \quad (4.7)$$

Manipulando a Eq. 4.7 e fazendo a média da equação tem-se a Eq. 4.8:

$$\overline{\epsilon_a} = (\alpha + \beta - 1)T^* + \gamma \quad (4.8)$$

Para que a condição da Eq. 4.6 seja satisfeita é necessário que as Eqs. 4.9 e 4.10 sejam verdadeiras, ou seja:

$$\gamma = 0 \quad (4.9)$$

$$\alpha + \beta - 1 = 0 \quad (4.10)$$

Isolando β na Eq. 4.10, usando a Eq. 4.9 e substituindo ambas na Eq. 4.4 obtém-se a Eq. 4.11:

$$T_a = \alpha T_o + (1 - \alpha)T_b \quad (4.11)$$

Subtraindo T^* de ambos os lados, desenvolvendo a Eq. 4.11 e usando as Eqs. 4.1, 4.2 e 4.6, chega-se na Eq. 4.12.

$$\epsilon_a = \alpha \epsilon_o + (1 - \alpha)\epsilon_b \quad (4.12)$$

Elevando a Eq. 4.12 ao quadrado e fazendo a média de ambos os lados da equação pode-se chegar na Eq. 4.13:

$$\overline{\epsilon_a^2} = \alpha^2 \overline{\epsilon_o^2} + (1 - \alpha)^2 \overline{\epsilon_b^2} \quad (4.13)$$

o que é equivalente à dizer que $\overline{\epsilon_a^2}$, $\overline{\epsilon_o^2}$ e $\overline{\epsilon_b^2}$ são variâncias do erro de análise, observação e *background*, respectivamente. Assume-se que as variâncias dos erros de *background* e observação são conhecidas e, para fins de notação, $\overline{\epsilon_a^2} \equiv \sigma_a^2$, $\overline{\epsilon_o^2} \equiv \sigma_o^2$ e $\overline{\epsilon_b^2} \equiv \sigma_b^2$. Considera-se também que $\overline{\epsilon_o \epsilon_b} = 0$, ou seja, a média da covariância entre os erros é nula, pois os erros não estão correlacionados.

Derivando a Eq. 4.13 em relação a α obtém-se (Eq. 4.14):

$$\frac{d\sigma_a^2}{d\alpha} = 2\alpha\sigma_o^2 - 2(1-\alpha)\sigma_b^2 \quad (4.14)$$

Considerando $\alpha = 0$ tem-se $\sigma_a^2 = \sigma_b^2$ (de acordo com a Eq. 4.13), o que resulta na Eq. 4.15:

$$\frac{d\sigma_a^2}{d\alpha} = -2\sigma_b^2 < 0 \quad (4.15)$$

Quando se considera $\alpha = 1$ obtém-se $\sigma_a^2 = \sigma_o^2$ (de acordo com a Eq. 4.13), resultando na Eq. 4.19:

$$\frac{d\sigma_a^2}{d\alpha} = 2\sigma_o^2 > 0 \quad (4.16)$$

Assim, já que o objetivo é que a variância seja o mais próximo possível a zero, chega-se a conclusão que:

$$0 \leq \alpha \leq 1 \quad (4.17)$$

E ainda que:

$$\sigma_a^2 \leq \max(\sigma_o^2, \sigma_b^2) \quad (4.18)$$

A variância mínima estimada satisfaz a Eq. 4.19:

$$\sigma_a^2 < \min(\sigma_o^2, \sigma_b^2) \quad (4.19)$$

A variância mínima estimada ocorre quando:

$$\frac{d\sigma_a^2}{d\alpha} = 2\alpha\sigma_o^2 - 2(1-\alpha)\sigma_b^2 = 0 \quad (4.20)$$

Isolando α tem-se a Eq. 4.21:

$$\alpha = \frac{\sigma_b^2}{\sigma_b^2 + \sigma_o^2} \quad (4.21)$$

Substituindo a Eq. 4.21 na Eq. 4.13, pode-se chegar na Eq. 4.22:

$$\frac{1}{\sigma_a^2} = \frac{1}{\sigma_o^2} + \frac{1}{\sigma_b^2} \quad (4.22)$$

A Eq. 4.22 mostra que a precisão da análise (inverso da variância do erro de análise) é igual à soma do inverso das variâncias dos erros de observação e de *background*.

O desenvolvimento das equações anteriores se refere a um caso pontual, isto é, com apenas uma medida e uma estimativa. Para um caso geral, onde há milhares de observações e estimativas, as variáveis deixam de ser escalares e se transformam em matrizes. O desenvolvimento destas equações é complexo e não é o foco deste estudo, logo, serão apresentadas apenas as principais equações análogas àquelas já apresentadas.

A Eq. 4.23 é o análogo para o caso multidimensional da Eq. 4.11.

$$\mathbf{x}_a = \mathbf{x}_b + \mathbf{K}(\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)) \quad (4.23)$$

A matriz de análise (\mathbf{x}_a) pode ser obtida pela soma do campo de *background* (\mathbf{x}_b) com diferença entre a matriz contendo as observações (\mathbf{y}) e o termo $\mathbf{H}(\mathbf{x}_b)$ ponderado por um peso \mathbf{K} (matriz de ganho). O termo $\mathbf{y} - \mathbf{H}(\mathbf{x}_b)$ é chamado de incremento de observação ou inovação, e $\mathbf{H}(\cdot)$ é chamado de operador de observação e tem a finalidade de transformar o campo de *background* do modelo para que possa ser comparado com o campo de observação.

O análogo da Eq. 4.13 para o caso multidimensional é a Eq. 4.24:

$$\overline{\boldsymbol{\epsilon}_a \boldsymbol{\epsilon}_a^T} = (\mathbf{I} - \mathbf{KH}) \overline{\boldsymbol{\epsilon}_b \boldsymbol{\epsilon}_b^T} (\mathbf{I} - \mathbf{KH})^T + \mathbf{K} \overline{\boldsymbol{\epsilon}_o \boldsymbol{\epsilon}_o^T} \mathbf{K}^T \quad (4.24)$$

Onde \mathbf{I} é a matriz identidade e \mathbf{H} é o jacobiano do operador de transformação $\mathbf{h}(\cdot)$.

Para achar o “peso ótimo”, iguala-se a derivada em relação à \mathbf{K} do traço (tr) da matriz do erro da covariância de análise.

$$\frac{\partial \text{tr}(\overline{\epsilon_a \epsilon_a^T})}{\partial K} = 0 \quad (4.25)$$

Assim, obtém-se a Eq. 4.26, análoga à Eq. 4.21:

$$K = \overline{\epsilon_b \epsilon_b^T} H^T (H \overline{\epsilon_b \epsilon_b^T} H^T + \overline{\epsilon_o \epsilon_o^T})^{-1} \quad (4.26)$$

A Eq. 4.27 é análoga da Eq. 4.22:

$$\overline{\epsilon_a \epsilon_a^T} = \left[(\overline{\epsilon_b \epsilon_b^T})^{-1} + H^T (\overline{\epsilon_o \epsilon_o^T})^{-1} H \right]^{-1} \quad (4.27)$$

O conjunto de Eqs. 4.23–4.27 fornece a base para o entendimento da assimilação de dados em modelos através de métodos estatísticos.

No caso da abordagem escalar para o método 3DVAR, a função custo ($J(x)$) que define este método de assimilação e que deve ser minimizada para se obter a análise, é dada pela Eq. 4.28:

$$J(T) = \frac{1}{2} \left[\frac{(T - T_o)^2}{\sigma_o^2} + \frac{(T - T_b)^2}{\sigma_b^2} \right] \quad (4.28)$$

Logo, a função custo é a soma dos quadrados das diferenças entre T e os valores observado (T_o) e estimado (T_b), ponderada pela precisão dos erros de observação e de *background*.

Para minimização da função custo (Eq. 4.28), basta derivar a equação em relação à variável T e igualar à zero. Assim, a equação resultante terá T como combinação linear do *background* e da medida, conforme mostrado na Eq. 4.11.

A Figura 4.3 ilustra como a combinação entre $J(T_b) \equiv J_b$ e $J(T_o) \equiv J_o$ leva ao mínimo no erro de análise da variável, no caso a temperatura. Este é processo de minimização para o caso escalar, obedecendo às equações apresentadas anteriormente.

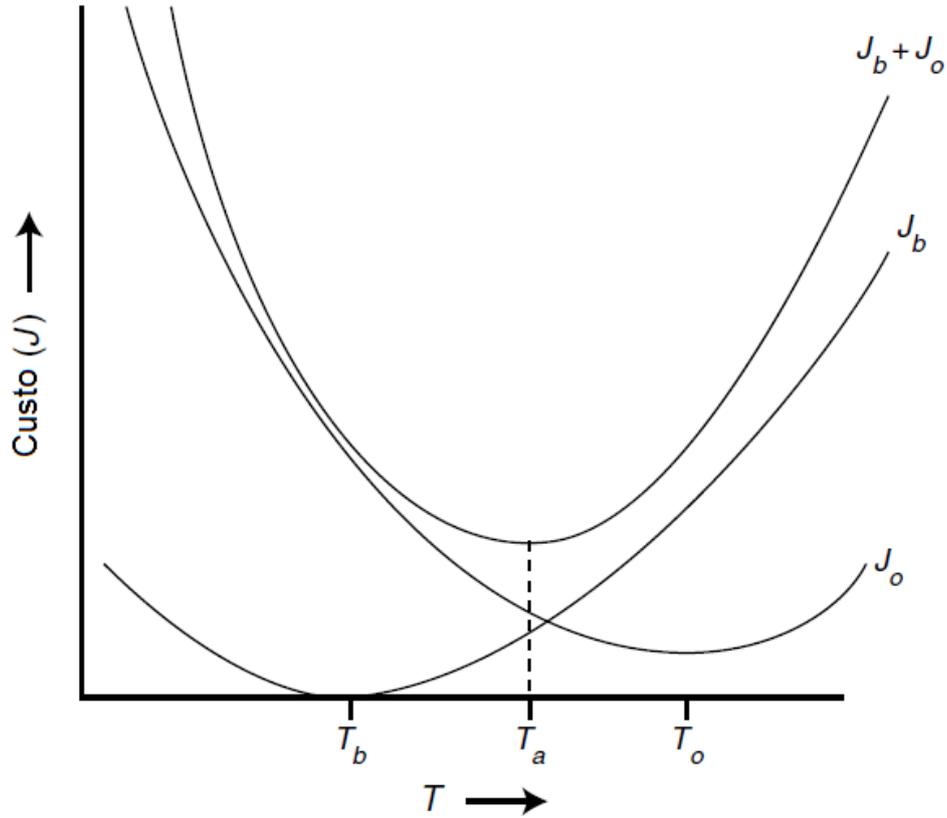


Figura 4.3 – Minimização da função custo descrita pela Eq. 4.40 mostrando como os termos $J(T_b) \equiv J_b$ e $J(T_o) \equiv J_o$ são combinados para gerar o mínimo no erro de análise da temperatura (T_a).

Fonte: Adaptado de Warner (2011).

Para o caso geral, a função custo que define o método 3DVAR é dada pela Eq. 4.41. Esta função custo é obtida através da teoria de probabilidades Bayesianas conforme mostra Lorenc (1986).

$$\begin{aligned}
 J(x) = & \frac{1}{2}(x_b - x)^T(P_b)^{-1}(x_b - x) \\
 & + \frac{1}{2}(y - H(x))^T R^{-1}(y - H(x_b))
 \end{aligned}
 \tag{4.41}$$

Sendo x a matriz contendo a análise das variáveis, $P_b = \overline{\epsilon_b \epsilon_b^T}$ e $R = \overline{\epsilon_o \epsilon_o^T}$.

Neste caso, a minimização da função custo (Eq. 4.41) implica no desenvolvimento do gradiente da mesma. Considerando o mínimo da função ($\nabla J(x) = 0$), a solução exata é dada pela Eq. 4.42.

$$x_a = x_b + (P_b^{-1} + H^T R^{-1} H)^{-1} H^T R^{-1} (y - H(x_b)) \quad (4.42)$$

Contudo, para fins operacionais o uso da solução exata na minimização da função custo não é viável, uma vez que o custo computacional envolvido neste processo é extremamente alto. Logo, são utilizados métodos iterativos para a obtenção de uma solução aproximada, conforme demonstra Ming (2006).

4.2. Sistema de Assimilação de Dados do Modelo WRF

O sistema de assimilação de dados do WRF (WRFDA) é composto por diversos componentes, cada um com uma finalidade específica, atuando para melhorar a análise e, conseqüentemente, a previsão do modelo (SKAMAROCK et al., 2008). A Figura 4.4 apresenta de forma esquemática estes componentes e como estão arrançados dentro da estrutura do sistema de modelagem do WRF.

A matriz do erro de covariância do *background* (P_b) é gerada pelo *gen_be*, enquanto que as observações (y) são processadas e a estatística do erro destas observações (R) é gerada pelo OBSPROC.

O campo de *background* (x_b), ou condições iniciais, gerado pelo WPS e pelo *real.exe* (conforme visto no capítulo anterior), pode ser incorporado diretamente ao WRFDA ou pode ter suas condições de fronteiras inferior atualizadas pelo UPDATE_BC antes de ser processada pelo mesmo.

Após o processamento do WRFDA, é gerada uma análise (x_a) aprimorada em relação àquela sem assimilação, as condições de fronteira laterais (x_{lbc}), geradas pelo WPS e pelo *real.exe*, são atualizadas pelo UPDATE_BC e o WRF simula uma previsão (x_f) que, possivelmente, representará a atmosfera mais precisamente, pois as condições iniciais estão mais precisas.

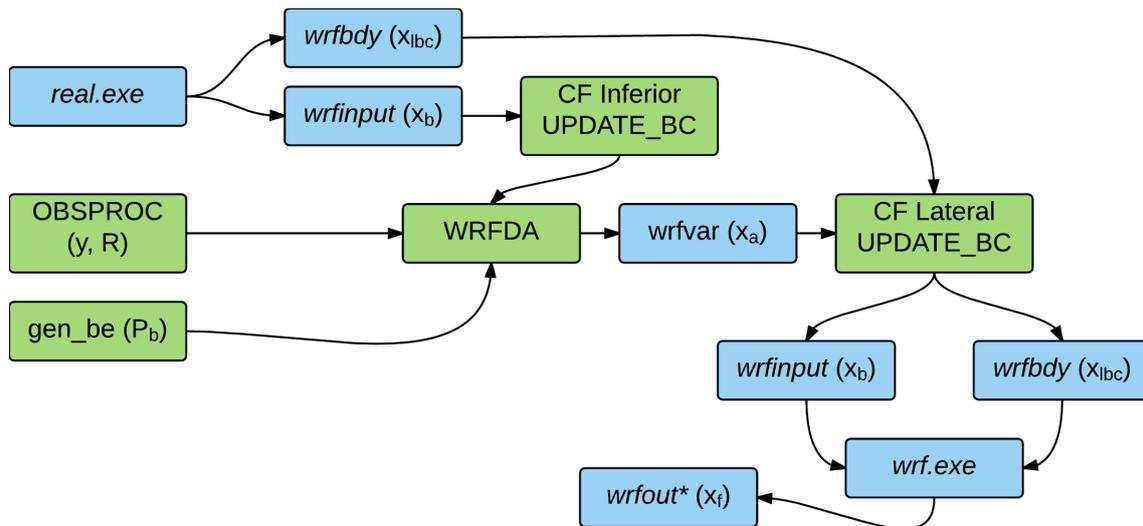


Figura 4.4 – Fluxograma apresentando os componentes do WRFDA (em verde) e como sua estrutura interage com o sistema de modelagem WRF.

5 RESULTADOS DE ESTUDOS ANTERIORES

Com o aumento da população mundial, tornou-se cada vez mais necessário a previsão de fenômenos atmosféricos com potencial destrutivo. Aliado a isto, o desenvolvimento da informática e o aperfeiçoamento do entendimento dos processos físicos na atmosfera nas últimas décadas, forneceram o estímulo necessário para o desenvolvimento de modelos de PNT cada vez mais apurados. Um dos modelos mais modernos e que vem sendo largamente utilizados por institutos de pesquisas e pesquisadores no mundo inteiro é o modelo WRF. Conforme já mencionado anteriormente, grande parte das melhorias nos modelos atuais se deve a procedimentos de assimilação de dados. Assim, são mostrados a seguir alguns resultados de estudos que aplicaram técnicas de assimilação de dados em modelos.

Barker et al. (2004)

A Three-Dimensional Variational Data Assimilation System for MM5: Implementation and Initial Results

Os autores aplicaram o método variacional tridimensional de assimilação de dados no modelo *Meso-scale Model 5*. Foram usados três domínios aninhados onde o maior abrangia parte da Oceania e a região leste da Ásia, e o domínio menor centrado sobre a ilha de Taiwan e com um espaçamento de grade de 15 km. O estudo realizou três experimentos utilizando diferentes combinações de parâmetros de qualidade e de fontes de dados (dados de superfície, radiossondagem, boias e aviões). Foi verificada uma melhora significativa na previsão dos ventos, especialmente no domínio com maior resolução. Já a temperatura e a umidade apresentaram uma pequena melhora. Concluiu-se ainda que a aplicação prática desta técnica de assimilação de dados com o uso de estatísticas de erro de *background* ajustada e modos de erros verticais truncados sobre uma plataforma de memória distribuída, resulta em um sistema de assimilação de dados computacionalmente eficiente em ambientes operacionais.

Routray et al. (2010)

Simulation of heavy rainfall events over Indian monsoon region using WRF-3DVAR data assimilation system

Também utilizando a técnica de assimilação variacional tridimensional, foram assimilados dados convencionais de superfície e de ar superior no modelo WRF para avaliar o impacto na simulação de três eventos de precipitação extrema na região de monções da Índia com um domínio de 30 km de espaçamento de grade. Neste estudo observou-se que os experimentos que aplicaram a técnica 3DVAR aprimoraram uniformemente as três simulações realizadas em comparação com o experimento controle. O autor destaca que, até então, nenhum centro de previsão utiliza esta técnica operacionalmente na Índia, e que o uso deste sistema de assimilação pode trazer grandes melhorias para a previsão do tempo na região de monções.

Inouye (2014)

Impacto da Assimilação de Dados Observacionais no Prognóstico de tempo com o modelo WRF

O autor avaliou o impacto da assimilação de dados 3DVAR na previsão de curto prazo na região do Paraná utilizando o modelo ARW-WRF. Foram realizadas uma simulação sem assimilação de dados, outra com assimilação de dados de estações meteorológicas e de radar e mais uma simulação igual à anterior, porém, com algumas restrições em relação ao erro e ao raio de influência da observação. Utilizou-se a raiz do erro quadrático médio e o *frequency skill score* para avaliar o impacto da assimilação sobre as simulações. O estudo constatou que a assimilação teve um impacto positivo, ou no pior dos casos não modificou o prognóstico. Isto aliado ao baixo custo computacional envolvido nas inicializações frias torna sua implementação viável.

Macedo (2014)

O Impacto do uso da Técnica de Assimilação de Dados 3DVAR nos Prognósticos do modelo WRF

O objetivo geral deste trabalho foi avaliar o impacto da assimilação de dados de diferentes fontes de dados na previsão do tempo com o modelo ARW-WRF versão 3.5.1. Foram estudados dois eventos no ano de 2013 que afetaram a região de estudo (Rio Grande do Sul). Foram assimilados dados de três radares meteorológicos, três estações meteorológicas de ar superior, 42 estações meteorológicas automáticas de superfície e dados do sistema do *Global Transmission System* (GTS). As variáveis analisadas foram: precipitação, temperatura, vento, perfis verticais da temperatura e temperatura do ponto de orvalho. O estudo constatou no primeiro caso que, em geral, o impacto da assimilação de dados foi positivo, contudo, não foram observadas diferenças significativas na temperatura, visto que o modelo representou bem esta variável independente do processo de assimilação de dados. Já para o campo de vento (direção e magnitude) não houve melhora alguma, nenhuma das simulações (com e sem assimilação de dados) representou adequadamente esta variável. O perfil vertical de temperatura nos dois eventos foi simulado de forma satisfatória. Já no caso da temperatura do ponto de orvalho a simulação com assimilação de dados se destacou, pois foi capaz de prever inversões não previstas pela simulação sem assimilação de dados.

Outros trabalhos utilizam modelos meteorológicos com a finalidade de estudar o comportamento dos relâmpagos na atmosfera:

Zepka et al. (2014)

Lightning forecasting in southeastern Brazil using the WRF model

Este estudo introduziu o índice *Potential Lightning Region* (PLR) o qual calcula a probabilidade de ocorrência de descargas elétricas. Este índice é uma combinação de variáveis obtidas através de simulações em alta resolução (3 km) com o modelo WRF para o verão no sudeste brasileiro. Os parâmetros do modelo utilizados no PLR foram: *Surface-Based Convective Available Potential*

Energy, índice de Levantamento, índice K, média da velocidade vertical entre 850 e 700 hPa e integração da razão de mistura do gelo entre os níveis 700 e 500 hPa. Foi avaliado que os esquemas de parametrizações cumulus de Grell–Devenyi e microfísica de Thompson foram os que apresentaram melhor desempenho na reprodução de tempestades com relâmpagos na região de estudo. Além disto, o PLR representou com uma boa aproximação os três casos analisados neste trabalho.

Fierro et al. (2013)

The Implementation of an Explicit Charging and Discharge Lightning Scheme within the WRF-ARW Model: Benchmark Simulations of a Continental Squall Line, a Tropical Cyclone, and a Winter Storm

É proposta uma implementação explícita da física de relâmpagos, computacionalmente viável, dentro do modelo WRF. A razão para o desenvolvimento desta implementação está no fato de haver necessidade em se operacionalizar uma ferramenta de assimilação de dados de relâmpagos. Foram realizadas simulações para três áreas diferentes (região central e região norte e nordeste dos Estados Unidos e Golfo do México), cada uma com dois domínios aninhados com 9 e 3 km de resolução. A escolha destas áreas foi feita a fim de avaliar diferentes situações sinóticas. A comparação da densidade de *flash* horária simulada pelo modelo através da implementação, foi feita com dados obtidos da ENTLN. Observou-se que a estrutura de cargas estava com uma boa aproximação, de acordo com o que foi detectado pela rede. O autor ressalta que o código implementado consiste de um único módulo externo em FORTRAN, sendo assim, possível o uso deste módulo em outras versões do WRF. Contudo, o esquema de parametrização de microfísica presente nesta versão do modelo é necessário.

Giannaros et al. (2015)

Predicting lightning activity in Greece with the Weather Research and Forecasting (WRF) model

A proposta deste trabalho foi avaliar a parametrização PR92 em termos de sua aplicabilidade para previsões em tempo real. Foram analisados dez eventos utilizando simulações no modelo WRF com dois domínios aninhados, onde o maior, com um espaçamento de grade de 24 km, abrangia grande parte da Europa e o menor, com um espaçamento de grade de 6 km, foi localizado sobre a Grécia. Diversas variáveis microfísicas e termodinâmicas foram examinadas a fim de avaliar potenciais preditores de relâmpagos. O estudo verificou que a parametrização PR92 requer adaptações na região de estudo para a operacionalização da previsão de relâmpagos, pois, houve uma quantidade inaceitável de “falsos alarmes”, isto é, o modelo superestimou a atividade elétrica.

Além destes trabalhos citados, existem estudos que relacionam as duas áreas de pesquisa: a assimilação de dados e os relâmpagos. Alguns destes estudos são:

Fierro et al. (2012)

Application of a Lightning Data Assimilation Technique in the WRF-ARW Model at Cloud-Resolving Scales for the Tornado Outbreak of 24 May 2011

Este estudo propôs assimilar dados de relâmpagos totais para melhorar a representação da convecção no início da simulação (análise). A justificativa apresentada estava no fato de haver uma relação entre a atividade de relâmpagos com a convecção profunda e a precipitação. Até então, nenhum estudo havia assimilado relâmpagos totais em escala de nuvem (3 km). O trabalho realizou simulações com modelo WRF (versão 3.1.1) para um dia que apresentou 12 tornados na região de Oklahoma. Os dados foram assimilados dentro do esquema de microfísica usando o seguinte procedimento: sempre que um flash ocorre em um ponto de grade, vapor de água é adicionado a uma temperatura constante à região da fase mista (definida como a camada entre as isotermas 0° e -20°C) através de uma equação que é uma função da taxa de flash em grade e a razão de mistura de graupel simulada. Com os resultados obtidos, o estudo verificou que o experimento com assimilação de dados

induziu correntes de ar ascendentes melhorando a representação da convecção no tempo da análise. O autor ressalta que a aplicação deste método seria mais efetivo em regiões onde não há dados de radares meteorológicos para serem assimilados.

Qie et al. (2014)

Application of total-lightning data assimilation in a mesoscale convective system based on the WRF model

Foi proposto um método de assimilação de dados de relâmpagos e aplicado a uma simulação de um sistema convectivo de mesoescala no modelo WRF. A simulação foi feita para o norte da China com dois domínios aninhados com espaçamentos de grade de 6 e 2 km. A assimilação de dados foi feita através de funções de *nudging* semelhante ao realizado por Fierro et al. (2012), ajustando os valores das funções do esquema de microfísica na fase mista. A representação da convecção foi significativamente melhorada uma hora após a assimilação de dados de relâmpago e até mesmo durante o período de assimilação. Os resultados apresentaram melhorias significativas na representação de regiões com convecção, principalmente nas regiões com maior ocorrência de relâmpagos.

Fierro et al. (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

O estudo focou-se na avaliação de duas técnicas de assimilação de dados distintas que visam melhorar a representação inicial da convecção durante o tempo de análise e na previsão de curto prazo (6 h) para um sistema convectivo de mesoescala e um evento *derecho* (equivalente a uma linha de instabilidade). Foi utilizado nas simulações um domínio com espaçamento de grade de 3 km cobrindo a maior parte dos Estados Unidos, com exceção da costa oeste. A primeira técnica de assimilação utilizada foi elaborada em Fierro

et al. (2012), enquanto que a segunda é o mesmo utilizado no sistema de assimilação de dados 3DVAR no *Advanced Regional Prediction System* (GAO et al., 2013). Assim, foi aplicada uma técnica de assimilação de dados de *nudging* (assimilação de relâmpagos) e outra 3DVAR (assimilação de dados de radar). Conforme o esperado observou-se que a técnica de assimilação 3DVAR apresentou melhor desempenho na representação no tempo da análise (condições iniciais melhores), enquanto que a assimilação usando *nudging* apresentou melhores resultados na previsão de curto prazo.

Este conjunto de estudos demonstra brevemente os trabalhos que estão sendo desenvolvidos em todas as regiões do mundo com diferentes técnicas e metodologias, os quais estão apresentando, em grande parte, resultados positivos, principalmente no que se refere à assimilação de dados em modelos de PNT. Logo, a assimilação de dados pelo método variacional no modelo ARW-WRF voltado ao estudo dos relâmpagos se apresenta como uma área de pesquisa promissora no Brasil.

6 METODOLOGIA

6.1. Dados

Na execução da assimilação de dados no modelo ARW-WRF, foram utilizados dados do período de dezembro de 2012 à abril de 2013 de 8 estações meteorológicas de ar superior com resolução temporal de 12 horas pertencentes ao Departamento de Controle do Espaço Aéreo (DECEA) do Comando da Aeronáutica, obtidos através do site da Universidade de Wyoming (WYOMING, 2015), e dados horários de 452 estações meteorológicas automáticas de superfície (a quantidade de observações varia de acordo com o horário analisado), fornecidos pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A Figura 6.1 apresenta a distribuição espacial de todas as estações meteorológicas utilizadas neste estudo.

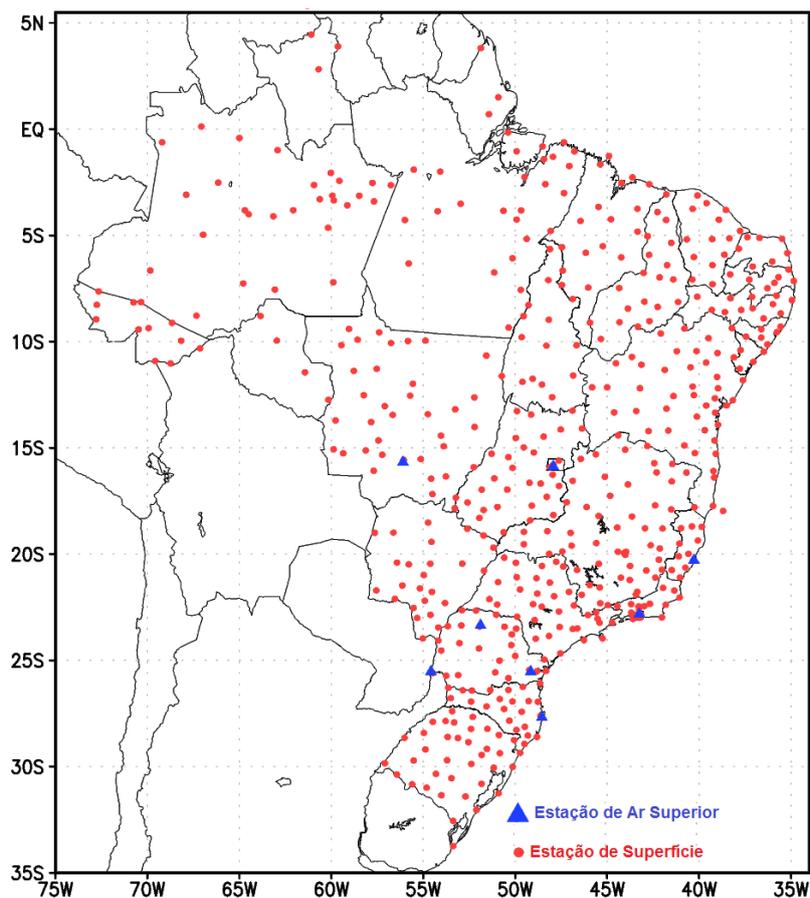


Figura 6.1 – Distribuição espacial das estações meteorológicas de superfície e de ar superior que foram usadas no estudo.

As variáveis meteorológicas utilizadas no procedimento de assimilação de dados foram: Pressão atmosférica ao Nível Médio do Mar (PNMM), temperatura do ar, temperatura do ponto de orvalho, Umidade Relativa do ar (UR) e velocidade e direção do vento.

Além das variáveis utilizadas no procedimento de assimilação do modelo WRF, para fins de comparação com a realidade e consequente avaliação das simulações, o acumulado horário da precipitação (medida pelas estações de superfície) também foi utilizado. Com esta variável foi elaborado um campo espacial interpolado com as mesmas configurações de grade das simulações, tornando assim, possível a comparação entre o que foi observado e o que foi simulado.

O método usado para a interpolação da precipitação (detalhado na sequência) exige o ajuste de dois parâmetros, a taxa de decaimento da função peso e a variação desta taxa a cada iteração. Assim, o ajuste destes parâmetros foi realizado através de comparações com imagens do satélite GOES-12 e com os dados de reanálises do *Climate Forecast System Reanalysis* (CFSR) do NCEP com resolução espacial e temporal de $0,5^\circ \times 0,5^\circ$ e de 6 horas, respectivamente (NCEP, 2015). Os dados do CFSR/NCEP também serviram para a elaboração de campos meteorológicos com a finalidade de avaliar o ambiente sinótico associado a cada um dos dias analisados neste estudo. Nesta análise utilizaram-se os dados de vento em 250 hPa, geopotencial em 1000 e 500 hPa e pressão atmosférica ao nível médio do mar.

Dividiram-se as simulações em dois experimentos: o experimento controle e o experimento com assimilação de dados observacionais (descrito em mais detalhes à seguir). Em seguida, avaliaram-se os experimentos com a finalidade de determinar aquele que melhor representou a realidade. Posteriormente, comparou-se o experimento mais representativo com a atividade elétrica na região.

Outra fonte de dados utilizado neste estudo foi proveniente da BrasilDAT, onde dados de relâmpagos totais foram utilizados tanto para o cálculo da atividade elétrica na região de estudo (Figura 6.4), como também para a identificação de dias com tempestades intensas. Logo, o uso desta rede de detecção permitiu selecionar um total de cinco dias que apresentaram atividade elétrica intensa. O critério de seleção destes eventos se baseou na quantidade de relâmpagos produzidos em um intervalo de 24 horas (dentro da área de estudo); isto é, foram selecionados dias que apresentaram o maior número de relâmpagos em cada um dos meses (Dez-Jan-Fev-Mar-Abr). Os dias selecionados foram: 27/12/2012, 05/01/2013, 17/02/2013, 12/03/2013 e 05/04/2013. Já o horário de início das simulações foi escolhido devido à disponibilidade de uma análise do modelo global e de dados de radiossondagens, e, ao mesmo tempo, apresenta um intervalo de tempo suficiente para evitar erros associados ao *spin up* durante a máxima atividade elétrica no final da tarde.

Além disto, devido à natureza discreta do relâmpago, foi desenvolvido um método para interpolar os dados observacionais de relâmpagos totais (NS e IN) obtidos da BrasilDAT a fim de mapear a atividade elétrica para a mesma grade de simulação do modelo, tornando também possível a comparação e os cálculos de correlação com as variáveis de saída das simulações.

Com a finalidade de realizar uma breve análise do ambiente sinótico associado a cada caso selecionado e aferir a atividade elétrica interpolada, utilizaram-se as imagens do satélite *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES) 12 do canal 4 (infravermelho termal), com resolução espacial (subsatélite) de 4 km x 4 km e resolução temporal de 15 minutos, fornecidas pela Divisão de Satélites Ambientais (DSA) do CPTEC/INPE.

Por fim, também foram utilizados dados do modelo *Global Forecast System* (GFS) do NCEP obtidos do *National Model Archive and Distribution System* (NOMADS) do NOAA, os quais serviram como condições iniciais e de contorno para as simulações do modelo WRF com e sem assimilação de dados (NOMADS/ NOAA, 2014).

6.2. Algoritmos de Interpolação

Para que fosse possível a comparação entre as simulações e as observações interpolou-se o dado observado (precipitação) para uma grade coincidente com a grade de simulação do modelo. Para isto, foi utilizado um método adaptado do algoritmo de interpolação de Barnes (1964).

O cálculo da análise x no ponto de grade i na iteração $n + 1$ é dado pela Eq. 6.1:

$$x_i^{n+1} = x_i^n + \frac{\sum_{k=1}^K w_{i,k} (y_k - x_i^n)}{\sum_{k=1}^K w_{i,k}} \quad (6.1)$$

Onde $x_i^0 = 0$, y_k é a k -ésima observação e $w_{i,k}$ é a função peso dada pela Eq. 6.2:

$$w_{i,k} = \exp\left(-\left(\frac{d_{i,k}}{g^n}\right)^2\right) \quad (6.2)$$

Sendo $d_{i,k}$ a distância da observação k até o ponto de grade i e g^n a taxa de queda da função peso que varia a cada iteração de acordo com a Eq. 6.3:

$$g^{n+1} = c g^n \quad (6.3)$$

Onde $0 < c < 1$.

Conforme já mencionado, o ajuste dos parâmetros presentes nas Eqs. 6.2 e 6.3 foi feito tendo como base a comparação com as imagens do satélite GOES-12 e com os dados de reanálises do NCEP. Definiu-se então, um total de duas iterações com $g^0 = 4$ e $c = 0.2$. Assim, foi possível calcular o valor da precipitação para cada ponto de grade e gerar um campo espacial compatível com o do modelo.

Um exemplo da aplicação deste método de interpolação pode ser observado na Figura 6.2.

Da mesma forma, foi utilizado um método de interpolação, desenvolvido para este estudo, para mapear a atividade elétrica na região. O método desenvolvido é dado pela Eq. 6.4:

$$\Lambda_i = 0,8 \sum_{k=1}^K e^{-\frac{r_{i,k}}{R}} \quad (6.4)$$

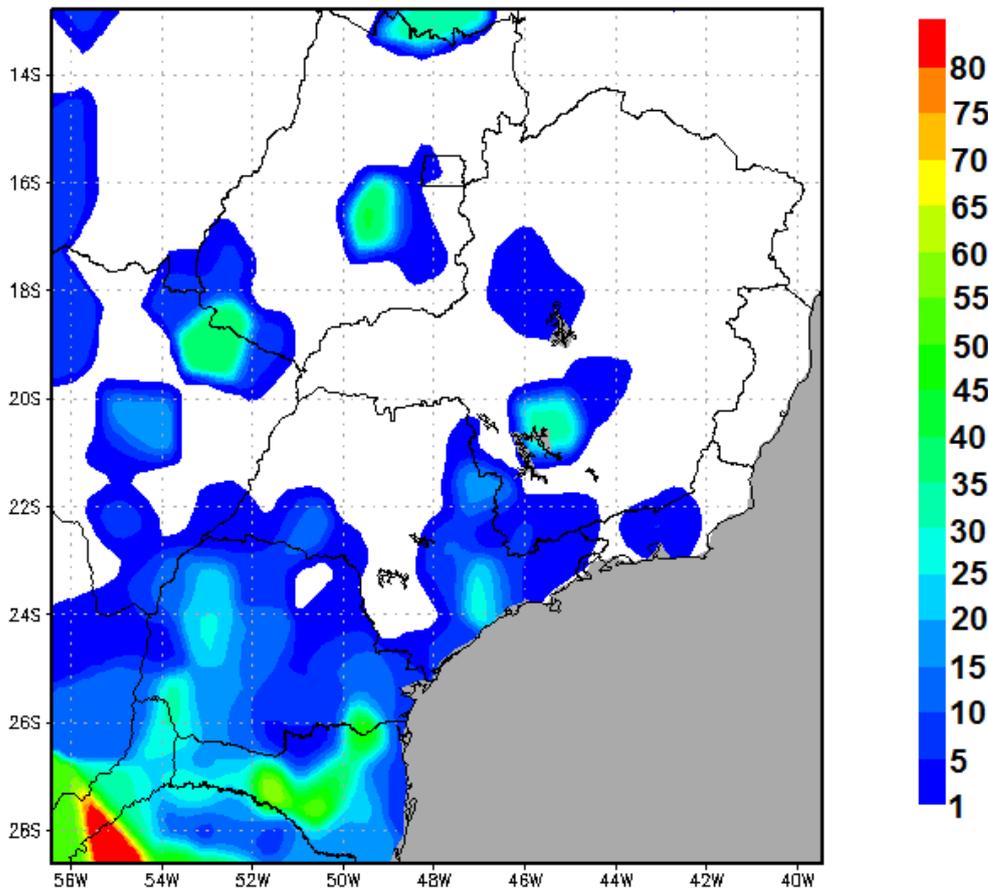


Figura 6.2 – Exemplo de um campo espacial de precipitação (mm/24h) interpolado a partir das estações meteorológicas de superfície.

Onde Λ_i é a atividade elétrica no ponto de grade i , $r_{i,k}$ a distância do ponto de observação k até o ponto de grade i e R o raio de influência, o qual foi definido conforme a Eq. 6.5:

$$R = 2\sqrt{\Delta x^2 + \Delta y^2} \quad (6.5)$$

Sendo Δx e Δy o espaçamento da grade do modelo no sentido longitudinal e latitudinal, respectivamente. Desconsidera-se a contribuição para a atividade elétrica em um determinado ponto de grade a descarga que ocorreu fora do raio de influência ($r_{i,k} > R$). A atividade elétrica calculada desta forma é uma variável adimensional, e fornece uma ideia da densidade de relâmpagos em uma determinada área.

A Figura 6.3 demonstra a aplicação do método de interpolação de relâmpagos para o mapeamento da atividade elétrica.

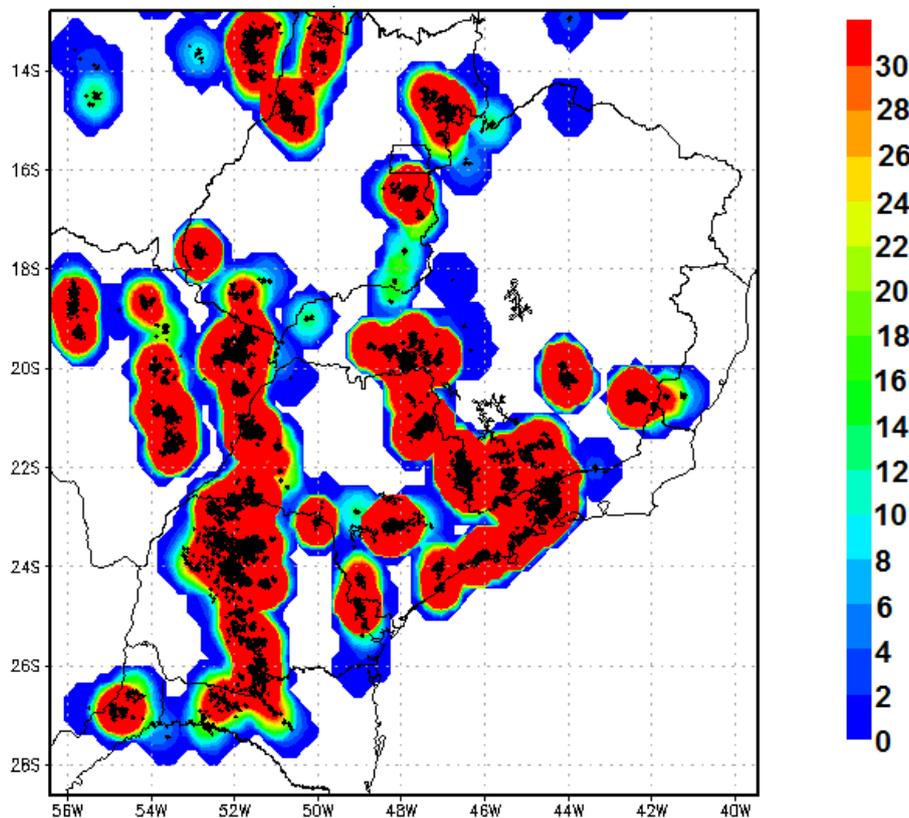


Figura 6.3 – Exemplo de um campo espacial de atividade elétrica (h^{-1}) interpolado a partir de dados de relâmpagos obtidos com a BrasilDAT, bem como a posição destes detectada pela rede.

6.3. Características das Simulações

Conforme já mencionado na seção 6.1, foram selecionados cinco eventos com duração de 24 horas. Logo, foram realizadas simulações com o modelo WRF para um período total de simulação de 24 horas com o início às 00 UTC do respectivo dia do evento (este horário em particular possui a vantagem de haver disponibilidade de uma análise do GFS, dados de estações de ar superior e ao mesmo tempo uma menor atividade convectiva). O período de simulação é suficiente para simular tanto sistemas convectivos locais quanto sistemas de grande escala e ao mesmo tempo evitar que erros numéricos se propaguem a ponto de prejudicar significativamente o resultado da simulação. Assim, foram realizadas dez simulações de 24 horas (cinco para cada um dos dois experimentos), totalizando 240 horas de simulação.

A grade de simulação do WRF (Figura 6.4) foi posicionada entre as latitudes 28,62°S e 12,80°S e entre as longitudes 56,41°O e 39,43°O, onde as resoluções latitudinal e longitudinal médias usadas foram de 0,16° e 0,17° (~ 18 km²), respectivamente. Foram usados 50 níveis na vertical (com topo em 50 hPa) e um *time step* de 60 segundos. Esta região foi escolhida devido à maior densidade espacial de estações meteorológicas, o que por sua vez pode afetar de forma mais efetiva a assimilação de dados e possibilitar uma avaliação mais adequada deste procedimento.

Foi utilizado nas simulações o modelo WRF versão 3.6.1 com a parametrização *cumulus* de Grell e Devenyi (2002) e com o esquema de microfísica de Thompson et al. (2004; 2008) que de acordo com Zepka (2011), apresentaram os melhores resultados na previsão de raios na região sudeste do Brasil. Os outros esquemas de parametrizações adotados foram: o esquema de Dudhia (1989) para ondas curtas; o esquema de *Rapid Radiative Transfer Model* (RRTM) para ondas longas (MLAWER et al., 1997); o esquema de camada limite planetária YSU (HONG et al., 2006); e o esquema de superfície *Noah Land-Surface Model*. Detalhes de todas estes e outros esquemas podem ser encontrados em (WANG et al., 2015).

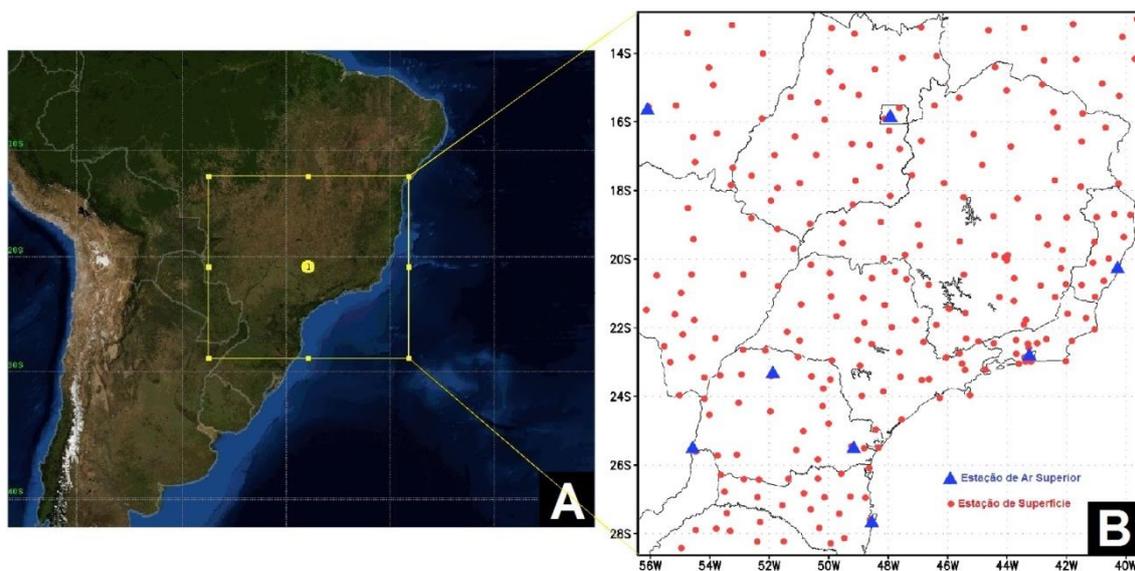


Figura 6.4 – Área de simulação do modelo WRF, para todos os casos selecionados, gerada pelo *DomainWizard* (a) e a distribuição espacial das estações meteorológicas de superfície e de ar superior dentro deste domínio (b).

Além das configurações já citadas, também foi gerada uma matriz de covariância do erro de *background* para o experimento com assimilação de dados. Esta matriz foi gerada através de estatísticas que tiveram como base simulações de 24 horas inicializadas a cada 12 horas, onde a primeira simulação teve início às 00 UTC do dia 01/12/2012 e a última às 00 UTC do dia 30/04/2013 (total de 302 simulações). O uso deste período de simulação teve como objetivo gerar uma matriz de covariância do erro de *background* geral, a qual pudesse ser utilizada para os cinco eventos analisados neste estudo.

A opção selecionada no arquivo *namelist.input* do WRFDA foi *cv_options=5* (CV5). Especificações desta matriz e como é gerada encontra-se em Wang et al. (2015).

6.4. Avaliação das Simulações e Métodos Estatísticos Multivariados

Para fins de avaliação do impacto da assimilação de dados nas simulações, definiram-se dois experimentos:

- 1) O primeiro é o experimento controle (CTRL), onde foram feitas cinco simulações sem assimilação de dados para os eventos já citados.
- 2) E o segundo é o experimento com Assimilação de Dados Observacionais (ADOBS), onde os dados observacionais, obtidos somente das estações meteorológicas, foram assimilados no modelo WRF no horário da análise (00:00 UTC em todos os cinco eventos) através do método variacional tridimensional (explicado anteriormente).

Em seguida, comparou-se a evolução temporal da precipitação acumulada horária, em 174 pixels, simulada (experimentos CTRL e ADOBS) e observada para cada um dos casos. Foram escolhidos apenas os pontos de grade que dispunham de dados observacionais coincidentes ou bastante próximos. O objetivo foi de minimizar o erro com a extrapolação de dados e, ao mesmo tempo, verificar o impacto da assimilação em regiões com dado disponível para assimilação.

Posteriormente, foi calculado o Erro Médio Absoluto (EMA) para cada um dos experimentos para a variável precipitação. O Erro ABSoluto (EAB) é obtido calculando-se o módulo da diferença entre o acumulado da precipitação simulada e a observada para cada ponto de grade (Eq. 6.6).

$$EAB_k = |PREC_k^S - PREC_k^O| \quad (6.6)$$

Onde $PREC_k^S$ e $PREC_k^O$ são as precipitações acumuladas (120 horas) simuladas e observadas, respetivamente, em cada ponto de grade k . Com o valor de EAB em cada ponto de grade, fez-se a média espacial de todos os pontos abrangidos pela área mostrada na Figura 6.5.

A limitação da área (Figura 6.5) para o cálculo da EMA foi realizado com o propósito de diminuir os erros com a extrapolação dos dados para regiões onde não há observações, ou mesmo possíveis erros do modelo nas fronteiras da área de simulação.

Com base nos resultados obtidos da comparação entre as simulações, selecionou-se o experimento que melhor representou a precipitação, para que então, algumas variáveis deste experimento fossem comparadas com a atividade elétrica.

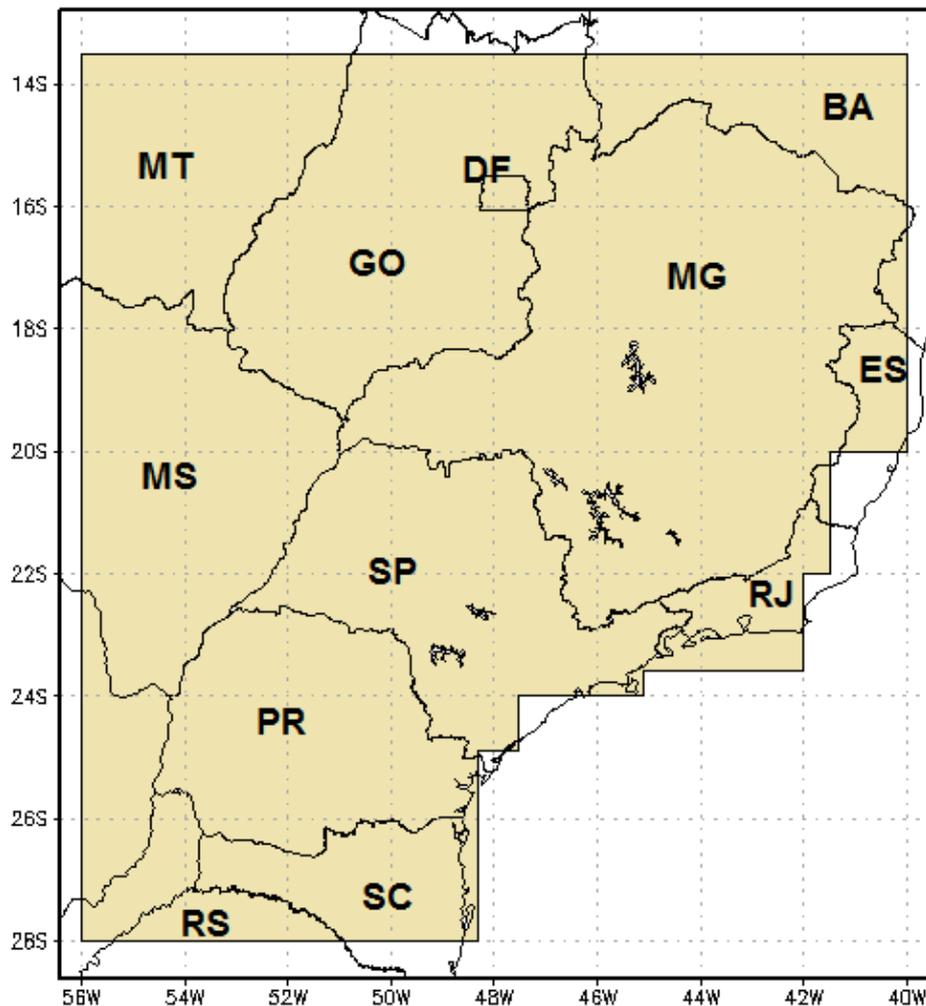


Figura 6.5 – Polígono mostrando a área considerada (colorida) para o cálculo da EMA.

A comparação da atividade elétrica com as variáveis do modelo foi feita através do uso da correlação multivariada. Para criar uma correlação entre a atividade elétrica e as variáveis do modelo WRF, foi usado o método de correlação multivariado Wilks (2011) sendo a matriz correlação (R) definida na Eq. 6.7:

$$R = \frac{1}{n-1} \mathbf{D}^{-1} \mathbf{X}'^T \mathbf{X}' \mathbf{D}^{-1} \quad (6.7)$$

Onde n indica o número de linhas da matriz \mathbf{X} . Sabendo que \mathbf{X} é a matriz contendo os valores das variáveis em estudo, com cada linha correspondendo a um intervalo de tempo diferente (portanto, n indica o número de horários, logo, $n = 120$) e cada coluna a uma variável distinta, é definida como matriz de anomalia \mathbf{X}' a matriz contendo a anomalia das variáveis da matriz \mathbf{X} , onde cada elemento é definido conforme a Eq. 6.8:

$$x'_{ij} = x_{ij} - \bar{x}_j \quad (6.8)$$

Com os subíndices i e j correspondendo à linha e à coluna da matriz, respectivamente. Em outras palavras, cada valor da matriz \mathbf{X}' (x'_{ij}) é calculado pelo valor correspondente na matriz \mathbf{X} (x_{ij}) menos a média da variável nesta coluna (\bar{x}_j).

A matriz \mathbf{D}^{-1} é a inversa da matriz de desvio padrão \mathbf{D} , definida como uma matriz diagonal conforme a Eq. 6.9:

$$d_{kk} = \sqrt{s_{kk}} \quad (6.9)$$

Cada elemento da diagonal da matriz \mathbf{D} (d_{kk}) é dado pela raiz quadrada do elemento correspondente na matriz de covariância \mathbf{S} , dado pela Eq. 6.10:

$$s = \frac{1}{n-1} \mathbf{X}'^T \mathbf{X}' \quad (6.10)$$

Assim, a matriz resultante contém a correlação mútua entre todas as variáveis. Aplicando este procedimento para cada ponto de grade, obtém-se o valor da correlação entre cada variável do modelo e a atividade elétrica. Foi considerada correlação nula quando o valor da correlação foi menor do que 0,1 e maior que -0,1.

Para estudo da correlação, selecionaram-se seis variáveis de saída do modelo das quais, devido as suas características físicas e a estudos anteriores, espera-se correlação com a atividade elétrica:

- 1) Energia Potencial Disponível para Convecção na parcela mais instável (MCAPE) – Esta variável demonstra o nível de instabilidade atmosférica que, por sua vez, está relacionada à formação de nuvens e a ocorrência de tempestades e, conseqüentemente, com a atividade elétrica (ZEPKA, 2011; MURUGAVEL et al., 2014).
- 2) Energia de Inibição Convectiva Máxima (MCIN) – Esta variável demonstra o nível de estabilidade atmosférica, assim, esperava-se encontrar uma relação inversamente proporcional à atividade elétrica (RAJEEVAN et al., 2012).
- 3) Razão de Mistura de Gelo da Nuvem integrado em toda a atmosfera (QICE) – A presença de gelo dentro da nuvem é um fator determinante na produção de relâmpagos, logo, esta é uma variável fundamental na análise da atividade elétrica. Outros estudos já demonstraram relações entre o QICE e a atividade elétrica (DEIERLING et al., 2005; ZEPKA, 2011).
- 4) Máxima refletividade (MDBZ) – A refletividade está intrinsicamente relacionada às características microfísicas da nuvem. Regiões com alta magnitude desta variável apresentam um conteúdo maior de gelo, logo, é esperado que o MDBZ apresente uma relação positiva com a atividade elétrica, conforme o constatado por outros estudos (KINZER, 1974; DOTZEK et al., 2000; KATSANOS et al., 2007).
- 5) Velocidade vertical média em toda a coluna atmosférica (WMED) – Sabe-se que a velocidade vertical apresenta correlação com descargas elétricas. Os relâmpagos IN apresentam relação com atividade convectiva profunda (positivamente correlacionado) enquanto que os NS também apresentam uma relação com correntes de ar descendentes

(negativamente correlacionados) (MACGORMAN et al., 1989; CAREY; RUTLEDGE, 1996; SCHULTZ et al., 2011).

- 6) Precipitação total (PREC) – A precipitação pode ser gerada por mecanismos dinâmicos ou termodinâmicos os quais induzem a formação de tempestades e conseqüentemente a formação dos relâmpagos. Diversos estudos já mostraram uma relação entre esta variável e a atividade de relâmpagos (PETERSEN; RUTLEDGE, 1998; TAPIA et al., 1998; CAREY; RUTLEDGE, 2000; SOULA; CHAUZY, 2000; STOLZ et al., 2014).

Para fins de uma breve análise do comportamento espacial das variáveis citadas anteriormente, alguns exemplos dos campos espaciais destas variáveis são apresentados nas Figuras 6.6 – 6.11.

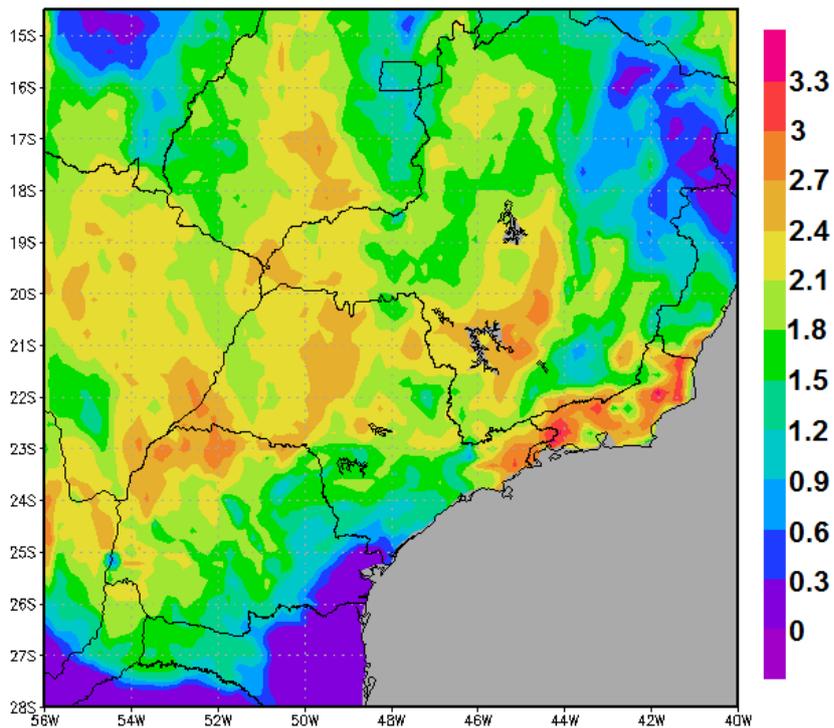


Figura 6.6 – Exemplo do campo espacial da variável MCAPE simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.

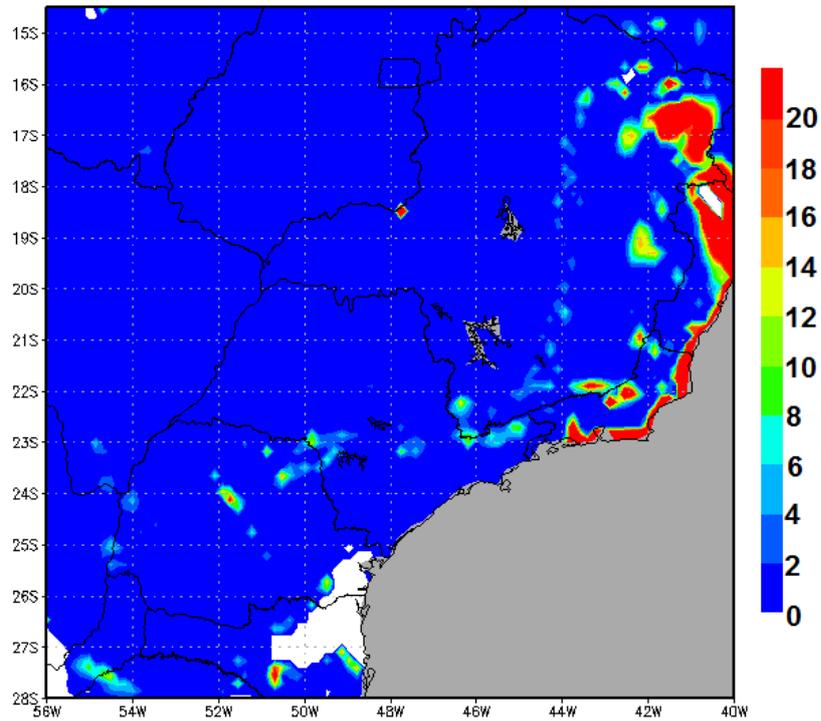


Figura 6.7 – Exemplo do campo espacial da variável MCIN simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.

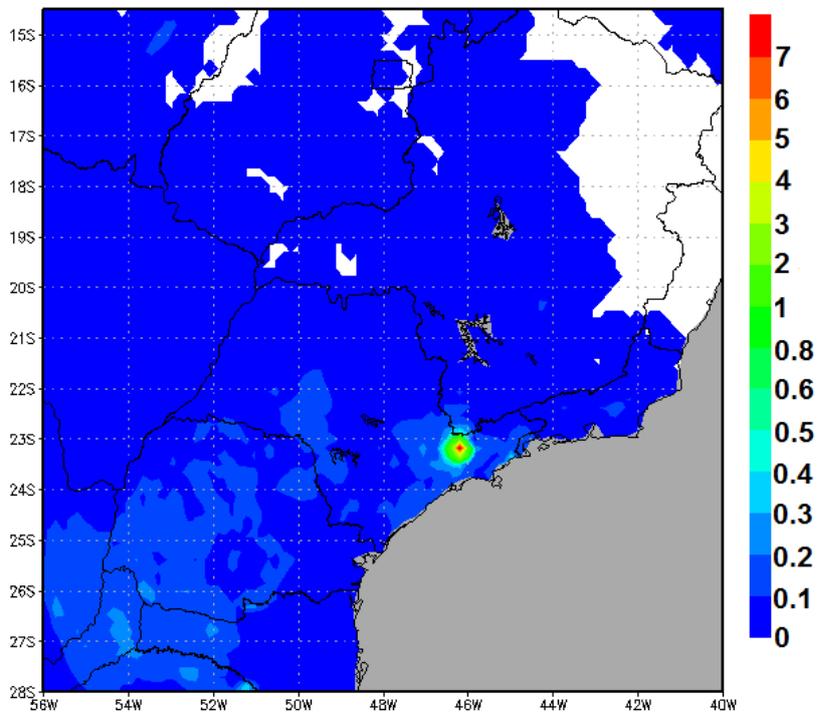


Figura 6.8 – Exemplo do campo espacial da variável QICE simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.

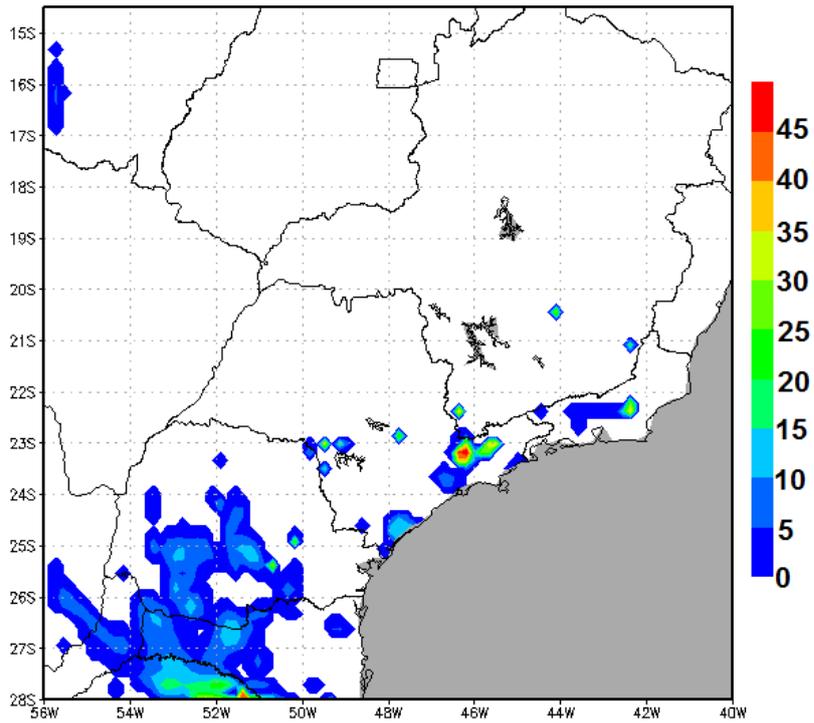


Figura 6.9 – Exemplo do campo espacial da variável MDBZ simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.

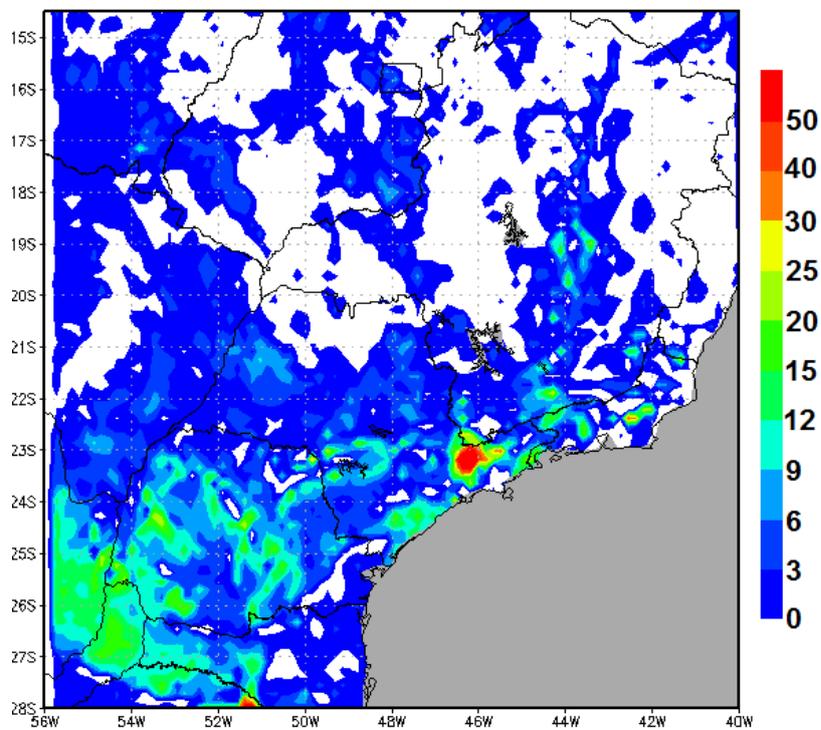


Figura 6.10 – Exemplo do campo espacial da variável WMED simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.

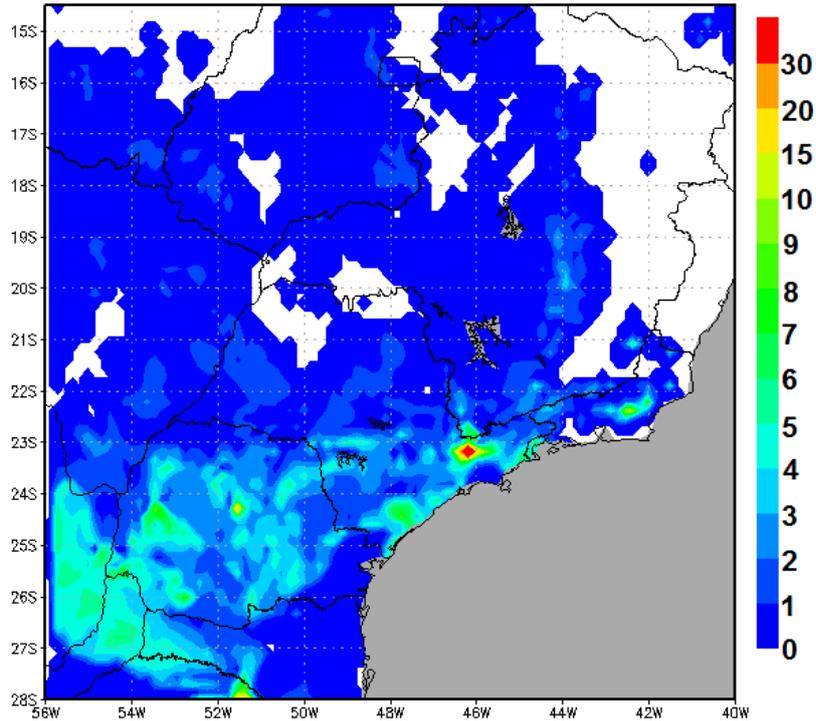


Figura 6.11 – Exemplo do campo espacial da variável PREC simulado pelo modelo WRF para às 16:00 UTC do dia 27 de dezembro de 2012.

Após determinar as variáveis que apresentaram uma correlação destacada, determinou-se uma equação para a atividade elétrica com base no comportamento de gráficos de dispersão.

Por fim, utilizou-se a Regressão Linear Múltipla (RLM) para determinar os coeficientes da equação para atividade elétrica com o erro minimizado (Eq. 6.11). Esta técnica é descrita em detalhes em Johnson e Wichern (2007).

$$\beta_{kx1} = (X_{kxl}^T X_{lxk})^{-1} X_{kxl}^T Y_{kx1} \quad (6.11)$$

onde k corresponde ao número de coeficientes da equação e l ao número de intervalos de tempo ($l = 120$); β é a matriz com os valores de cada um dos coeficientes da equação. Para uma equação com dois termos, por exemplo, β será uma matriz 2×1 ; X é a matriz contendo os valores dos termos da equação (desconsiderando os coeficientes) variando no tempo; Y é matriz com o valor da atividade elétrica também variando no tempo. O cálculo dos coeficientes é

feito para cada ponto de grade, assim, têm-se os coeficientes variando espacialmente.

7 RESULTADOS E DISCUSSÕES

Este estudo deve ser analisado, principalmente, do ponto de vista dos métodos utilizados no desenvolvimento dos resultados, uma vez que os resultados apresentados neste trabalho ainda são preliminares e possuem algumas limitações, portanto, não se caracterizam como definitivos.

Ressalta-se que os dados observacionais obtidos das estações meteorológicas automáticas possuem limitações, pois além de não estarem uniformemente distribuídos no domínio de estudo e a medição pontual de precipitação não ser precisa (pois muitas vezes precipitações convectivas não são adequadamente representadas por estes dados), certas regiões como o norte e o centro-oeste do país possuem uma densidade de estações de observação muito baixa. Mais detalhes com relação às limitações das estações meteorológicas podem ser encontrados em Shea et al. (1994).

O uso do EMA para análise dos erros de simulação também deve ser analisado cuidadosamente, pois, apesar de não ser o método ideal para a avaliação de modelos, este foi usado para fins de comparação entre os experimentos CTRL e ADOBS, e não para a avaliação isolada da qualidade das simulações.

7.1. Análise Observacional

O estudo analisou cinco diferentes casos de tempestades que ocorreram no período de dezembro de 2012 a abril de 2013. Como cada caso selecionado ocorreu em um mês diferente, cada um destes dias apresentaram características distintas, sejam estas relacionadas à meteorologia ou à produção de descargas elétricas.

A Figura 7.1 apresenta a distribuição temporal de descargas elétricas para cada um dos dias analisados.

Observa-se que para todos os eventos o máximo de atividade de relâmpagos ocorre após às 16h, sendo às 17h para o dia 27/12, às 23h para os dias 05/01 e 12/03, às 21h para o dia 17/02 e às 18h para o dia 05/04.

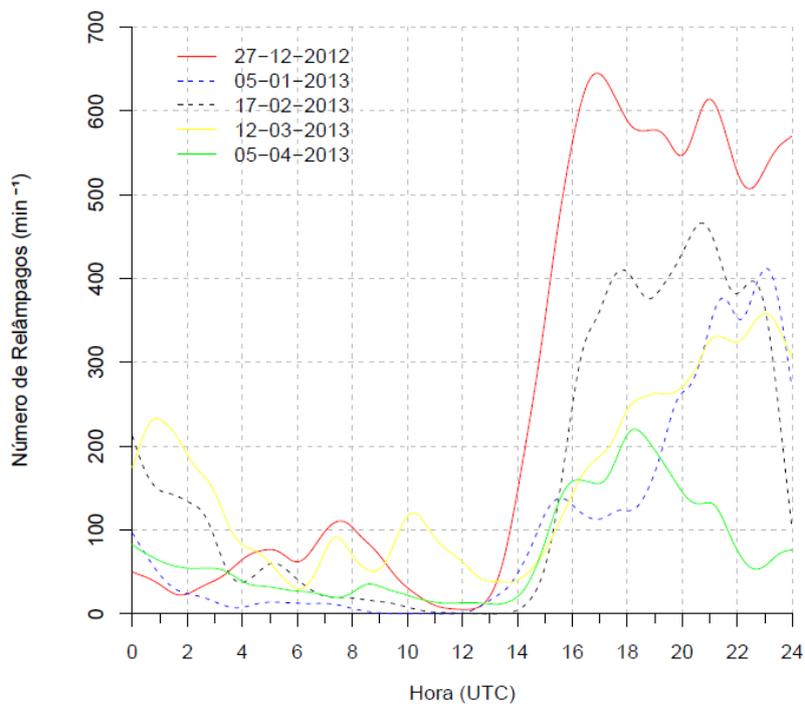


Figura 7.1 – Número de Relâmpagos (min^{-1}) detectados pela rede BrasilDAT em todo domínio de estudo (Fig. 6.4b) ao longo de cada um dos cinco dias analisados.

Este padrão de comportamento da atividade elétrica ao longo do dia, com o pico da atividade no final da tarde e início da noite, foi verificado por outros autores (PINTO et al., 1999, 2009; MATTOS; MACHADO, 2011). Isto ocorre devido principalmente ao aquecimento solar diurno que modulam as forçantes termodinâmicas induzindo a formação de tempestades, estas por sua vez, produzem grandes quantidades de descargas atmosféricas. Contudo, picos podem ocorrer em outros períodos do dia devido à forçantes dinâmicas, como por exemplo, a incursão de uma frente fria.

O cenário sinótico (grande escala), responsável pelos eventos que geraram precipitação no domínio de estudo, associado a cada um dos dias analisados neste estudo é apresentado brevemente a seguir.

Na análise da Figura 7.2 observa-se a caracterização de uma frente fria no sentido noroeste-sudeste da região próxima ao litoral do sudeste brasileiro até a formação ciclônica localizada em 50°S e 30°O. Associado a esta configuração, o posicionamento do jato subtropical (Fig. 7.2b) demonstra que o sistema frontal não teve um impacto direto na formação das tempestades em 27/12/2012 sobre o Brasil, pois estava localizada mais a sudeste, induzindo instabilidades principalmente no oceano.

Apesar de a frente fria ter afetado diretamente apenas uma pequena do litoral do sudeste, ou seja, uma pequena porção do domínio de estudo (Fig. 6.4b), esta induziu a formação de correntes de vento que transportaram ar quente e úmido da região amazônica para grande parte do Brasil, o que tornou o ambiente propício à formação de instabilidades predominantemente de origem convectiva.

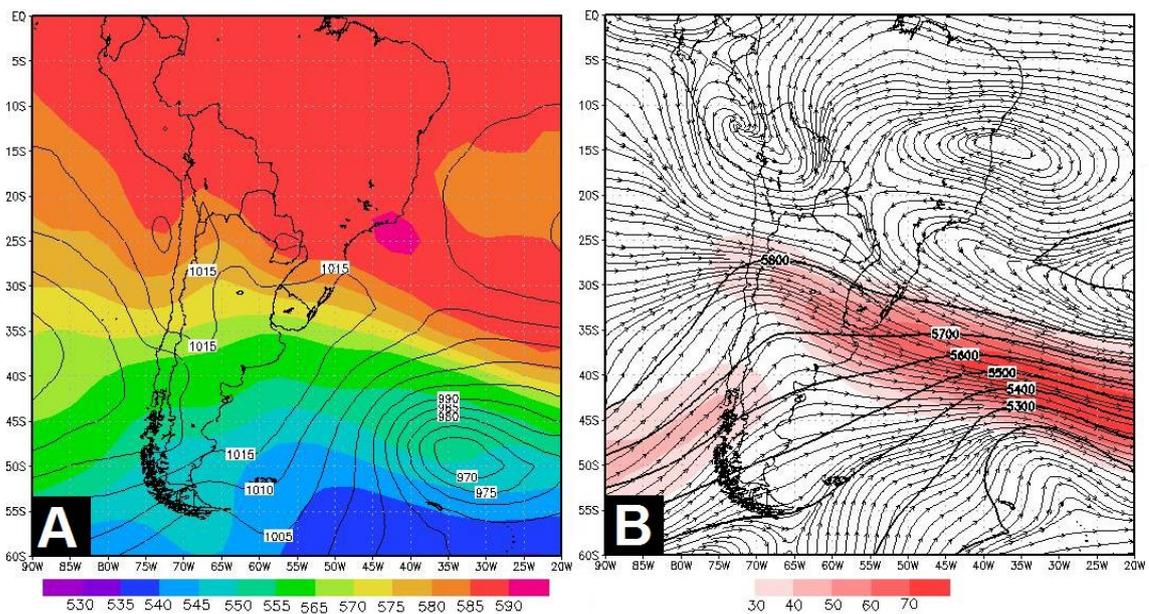


Figura 7.2 – Espessura geopotencial entre 1000-500 hPa (m) representada na escala de cores e pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) representada por isolinhas (A). Geopotencial em 500 hPa (m^2/s^2) representado por isolinhas e vento representado por linhas de corrente, sendo a região de jato representada em vermelho (B). 12 UTC de 27/12/2012.

No segundo dia analisado neste estudo (05/01/2013), a intensificação da Baixa do Chaco (SELUCHI; SAULO, 2012), localizada em 25°S e 60°O, induziu a formação de um cavado (alongamento de uma isóbara de baixa pressão) sobre o Paraguai (Fig. 7.3a). Esta configuração em baixos níveis possibilitou a incursão de ar quente e úmido, através dos jatos de baixos níveis, principalmente para a região sul brasileira. Já em altos níveis observam-se que o jato subtropical está deslocado mais para o sul da América do Sul (Fig. 7.3.b). Estas características possibilitam concluir que a formação de tempestades na área de estudo para este dia se deu principalmente por forçantes termodinâmicas.

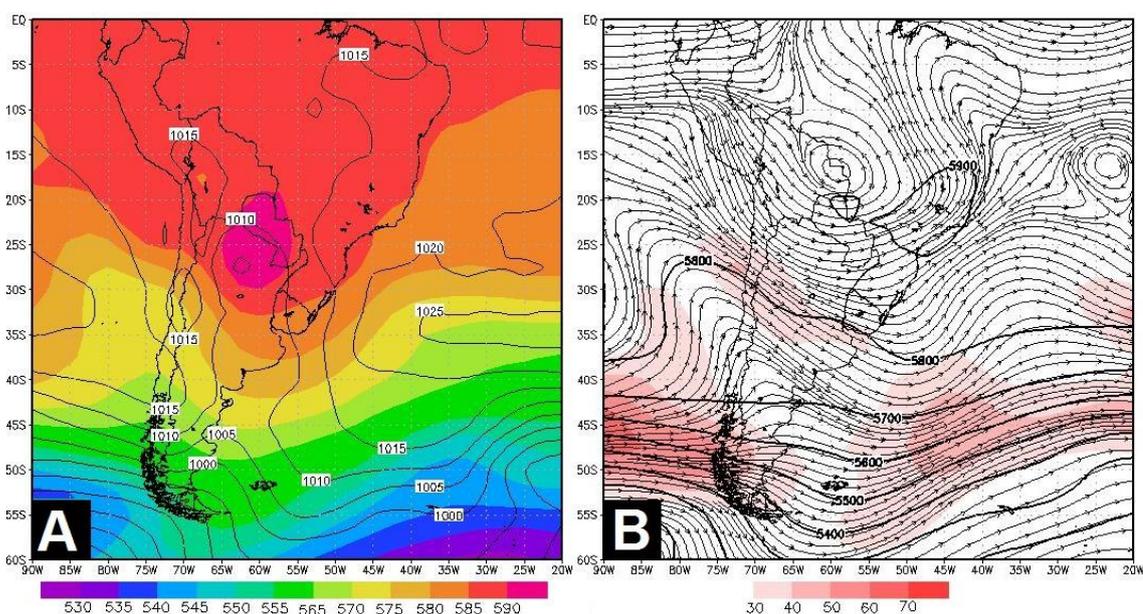


Figura 7.3 – Espessura geopotencial entre 1000-500 hPa (m) representada na escala de cores e pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) representada por isolinhas (A). Geopotencial em 500 hPa (m^2/s^2) representado por isolinhas e vento representado por linhas de corrente, sendo a região de jato representada em vermelho (B). 12 UTC de 05/01/2013.

Em 17/02/2013 foi observado um deslocamento mais para o norte da Baixa do Chaco (SELUCHI; SAULO, 2012), junto a isto, uma frente fria atuando próximo ao litoral do sudeste brasileiro favoreceu novamente a incursão de calor e umidade advectados pelos jatos de baixos níveis, desta vez atuando

principalmente na região centro-oeste do Brasil (Fig. 7.4a). Em altos níveis (Fig. 7.4b), o jato subtropical encontrava-se sobre a região central e litoral da Argentina, acusando pequena influência dinâmica na formação das tempestades neste dia sobre a área de interesse.

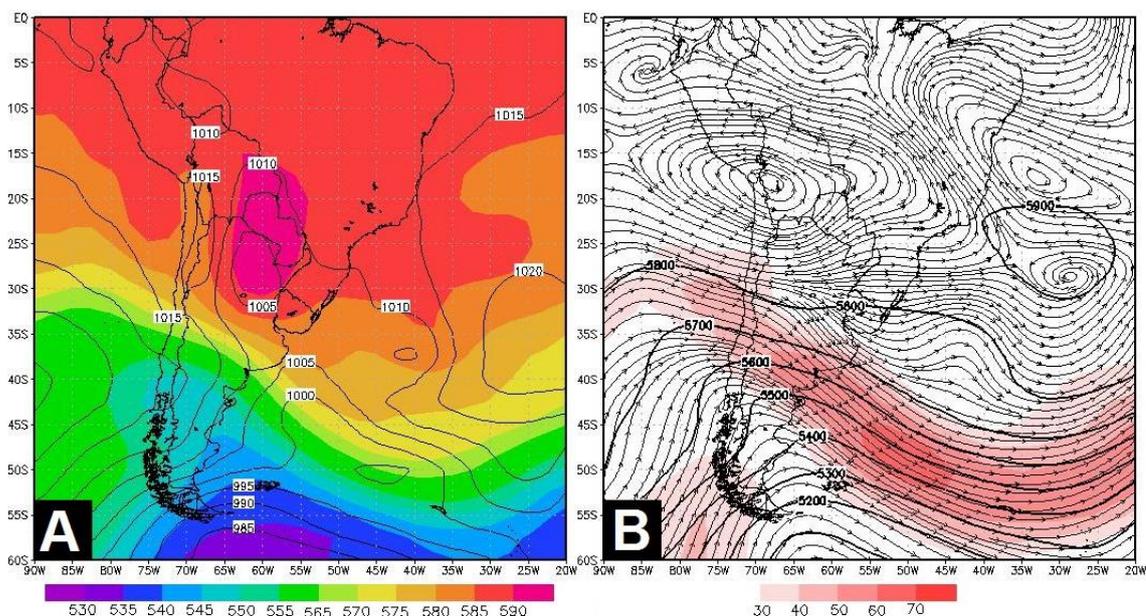


Figura 7.4 – Espessura geopotencial entre 1000-500 hPa (m) representada na escala de cores e pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) representada por isolinhas (A). Geopotencial em 500 hPa (m^2/s^2) representado por isolinhas e vento representado por linhas de corrente, sendo a região de jato representada em vermelho (B). 12 UTC de 17/02/2013.

Analisando-se a Figura 7.5 nota-se novamente que a precipitação na região de estudo foi pouco influenciada por características dinâmicas associadas a sistemas frontais. Neste dia, houve uma pequena influência de uma frente fria apenas no litoral do sul do Brasil (Fig. 7.5a) associado com o jato subtropical em altos níveis (Fig. 7.5b). Observou-se ainda, a atuação de uma grande massa de ar quente sobre grande parte do Brasil, o que favoreceu o surgimento de instabilidades termodinâmicas e, por sua vez, a formação de tempestades convectivas no início da noite.

Na Figura 7.6 observa-se que em 05/04/2013 houve a atuação de um ciclone extratropical (GAN, 1992) na costa do sul do Brasil (Fig. 7.6a). Esta

situação sinótica favoreceu a atuação de uma frente fria em grande parte do território brasileiro, abrangendo assim, o domínio de estudo. Logo, este foi o único caso em que a precipitação observada foi induzida por mecanismos predominantemente dinâmicos de escala sinótica.

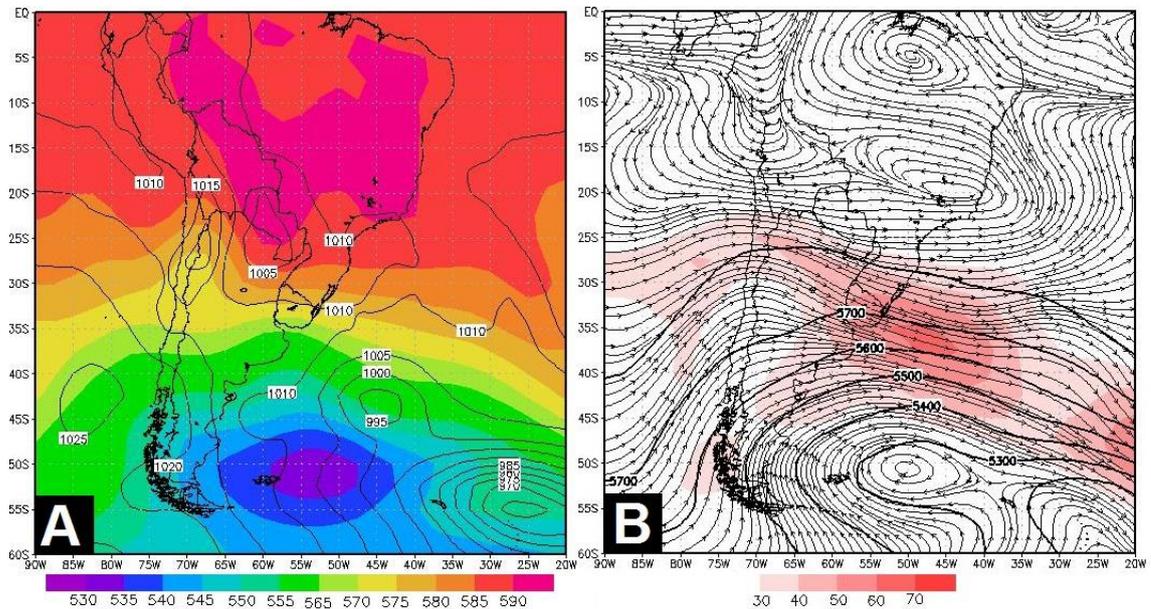


Figura 7.5 – Espessura geopotencial entre 1000-500 hPa (m) representada na escala de cores e pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) representada por isolinhas (A). Geopotencial em 500 hPa (m^2/s^2) representado por isolinhas e vento representado por linhas de corrente, sendo a região de jato representada em vermelho (B). 12 UTC de 12/03/2013.

Algumas características dos cenários meteorológicos descritas anteriormente em cada um dos dias podem ser observadas quando as imagens de satélite são analisadas durante o pico atividade de relâmpagos, conforme demonstra a Figura 7.7.

Observa-se, por exemplo, que na Figura 7.7a há predominantemente tempestades locais na região de estudo, enquanto que na Figura 7.7b a atuação do jato de baixos níveis mais ao sul propiciou a formação de um sistema convectivo de mesoescala. Já na Figura 7.7e nota-se a presença de uma banda de nebulosidade, compatível com a presença de uma frente fria na região.

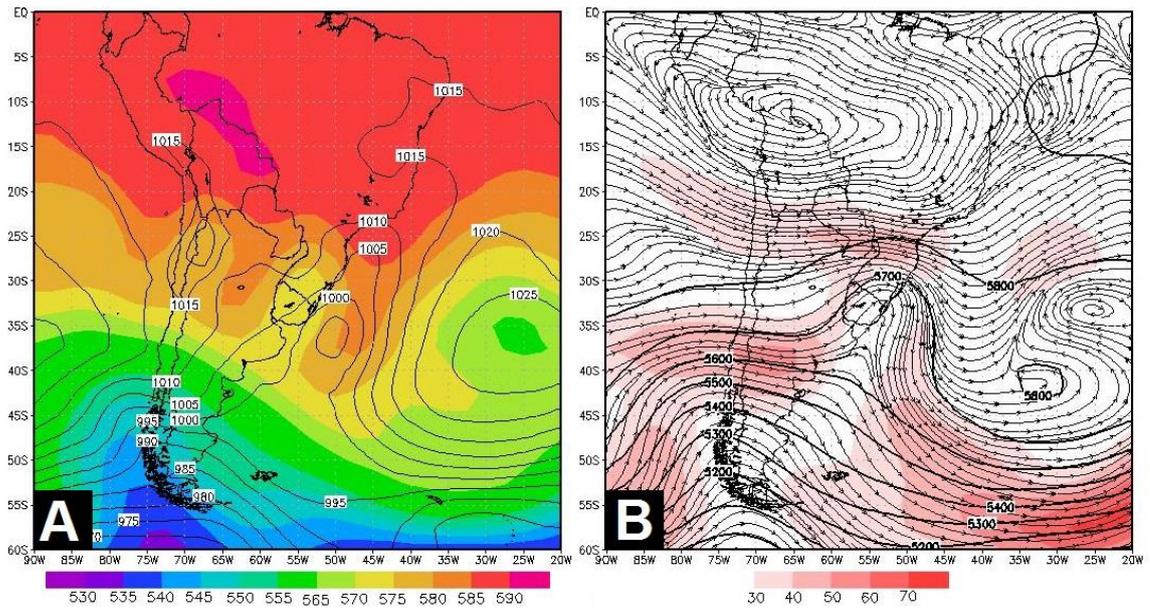


Figura 7.6 – Espessura geopotencial entre 1000-500 hPa (m) representada na escala de cores e pressão atmosférica ao nível médio do mar (hPa) representada por isolinhas (A). Geopotencial em 500 hPa (m^2/s^2) representado por isolinhas e vento representado por linhas de corrente, sendo a região de jato representada em vermelho (B). 12 UTC de 05/04/2013.

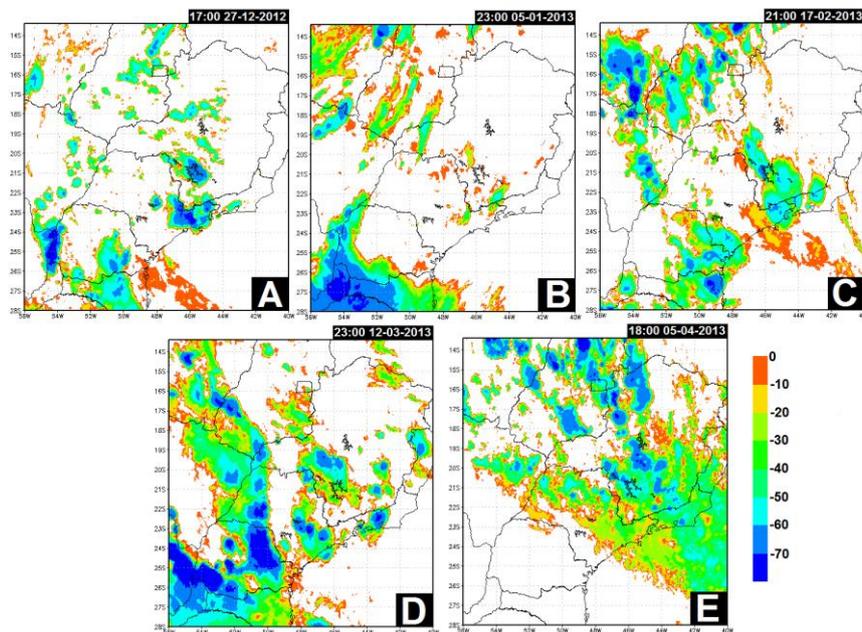


Figura 7.7 – Imagens do satélite GOES-12 mostrando a temperatura de brilho do topo das nuvens ($^{\circ}C$) para cada um dos dias analisados no horário em que foi registrado o máximo de atividade elétrica.

Assim, apesar da limitação em se agrupar dias diferentes que apresentaram tempestades com precipitação intensa, a maior parte destes dias, com exceção de 05/04/2013, apresentou características físicas semelhantes, isto é, a maior parte da precipitação foi induzida por mecanismos termodinâmicos. Logo, o agrupamento dos dias não acarreta em muitos erros e ao mesmo tempo possibilita verificar o impacto da assimilação de dados com maior precisão, já que ao se analisar dias individuais se torna difícil discriminar qual foi, de fato, o impacto do procedimento de assimilação de dados.

7.2. Análise Objetiva

Com a finalidade de avaliar a sensibilidade das soluções numéricas à assimilação de dados variacional tridimensional no modelo WRF, foi analisado o impacto desta técnica no campo espacial de precipitação simulada. Somando-se o acumulado da precipitação para todo o período de simulação (120 horas), observa-se que em ambos os experimentos (CTRL e ADOBS) houve uma superestimativa em relação ao campo de precipitação observado acumulado em 120 horas (Figs. 7.3 e 7.4).

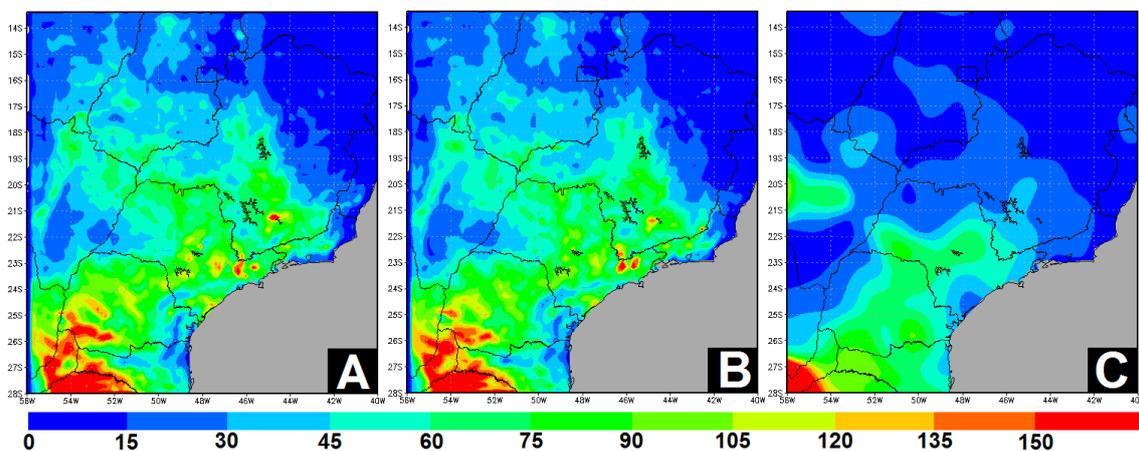


Figura 7.8 – Precipitação acumulada (mm) durante as 120 horas de simulação para o experimento CTRL (A) e para o experimento ADOBS (B), juntamente com a precipitação registrada pelas estações automáticas do INMET acumulada no mesmo período (C).

Apesar de pouco visíveis, existem diferenças significativas entre os experimentos quando núcleos individuais de precipitação são analisados (Fig. 7.3a e 7.3b).

Ressalta-se que apesar de serem observadas pequenas diferenças entre os experimentos, o número de estações de observação assimiladas foram cerca de 210 para uma área próxima ao tamanho do país. Ao mesmo tempo, foi utilizada uma resolução aproximada de 18x18 km² para as simulações (baixa resolução). Inouye (2014), por exemplo, usando o modelo WRF, assimilou cerca de 60.000 observações provenientes de estações meteorológicas de superfície e do radar meteorológico de Teixeira Soares no Paraná em uma área com raio aproximado de 200 km entorno deste município. Além disto, as simulações foram realizadas com uma resolução de 3 km, assim, neste estudo foi possível verificar um impacto maior da assimilação de dados no modelo.

A Figura 7.4 demonstra os desvios de simulação para os experimentos CTRL (Fig. 7.4a) e ADOBS (Fig. 7.4.b).

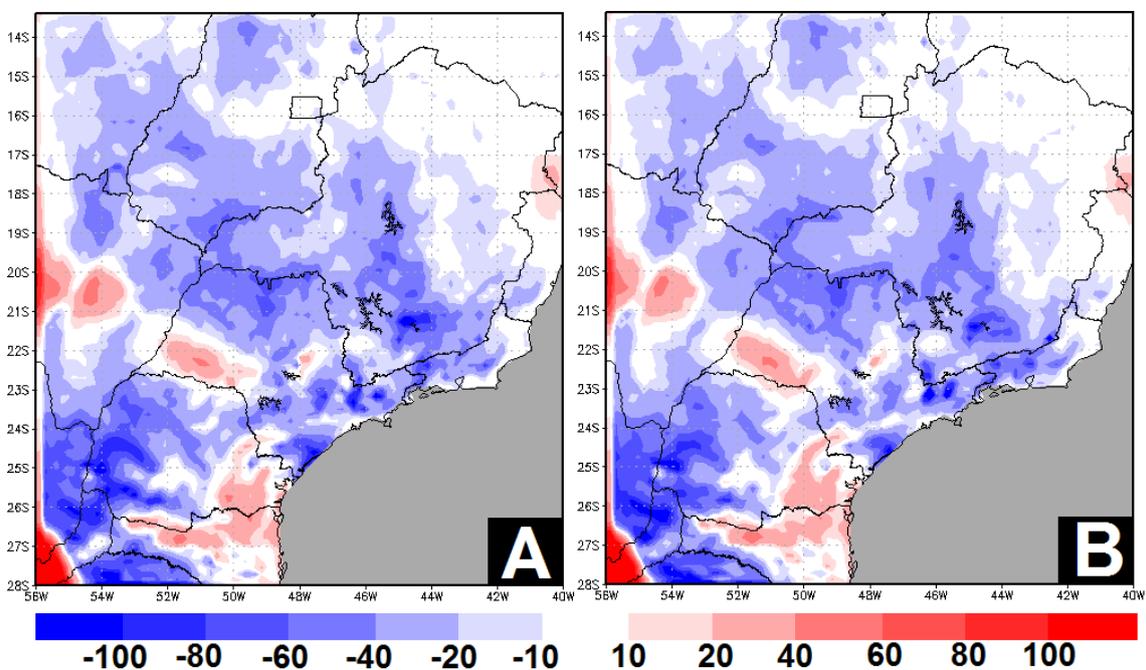


Figura 7.9 – Representação espacial dos desvios (observado menos o simulado) de simulação da precipitação acumulada (mm) gerado pelos experimentos CTRL (A) e ADOBS (B).

Quando se analisa espacialmente o impacto da assimilação de dados observacionais na simulação (Fig. 7.4), as diferenças são pouco visíveis. Contudo, as diferenças entre os experimentos são um pouco mais perceptíveis em uma análise temporal e quando se considera apenas os pontos de grade onde houve dado a ser assimilado, conforme demonstra a Figura 7.5.

Em uma análise temporal (Fig. 7.5), nota-se que, apesar dos erros em módulo, ambos os experimentos reproduziram com certa precisão as variações no volume de precipitação horária na área analisada, sendo as diferenças entre estes experimentos um pouco mais visíveis.

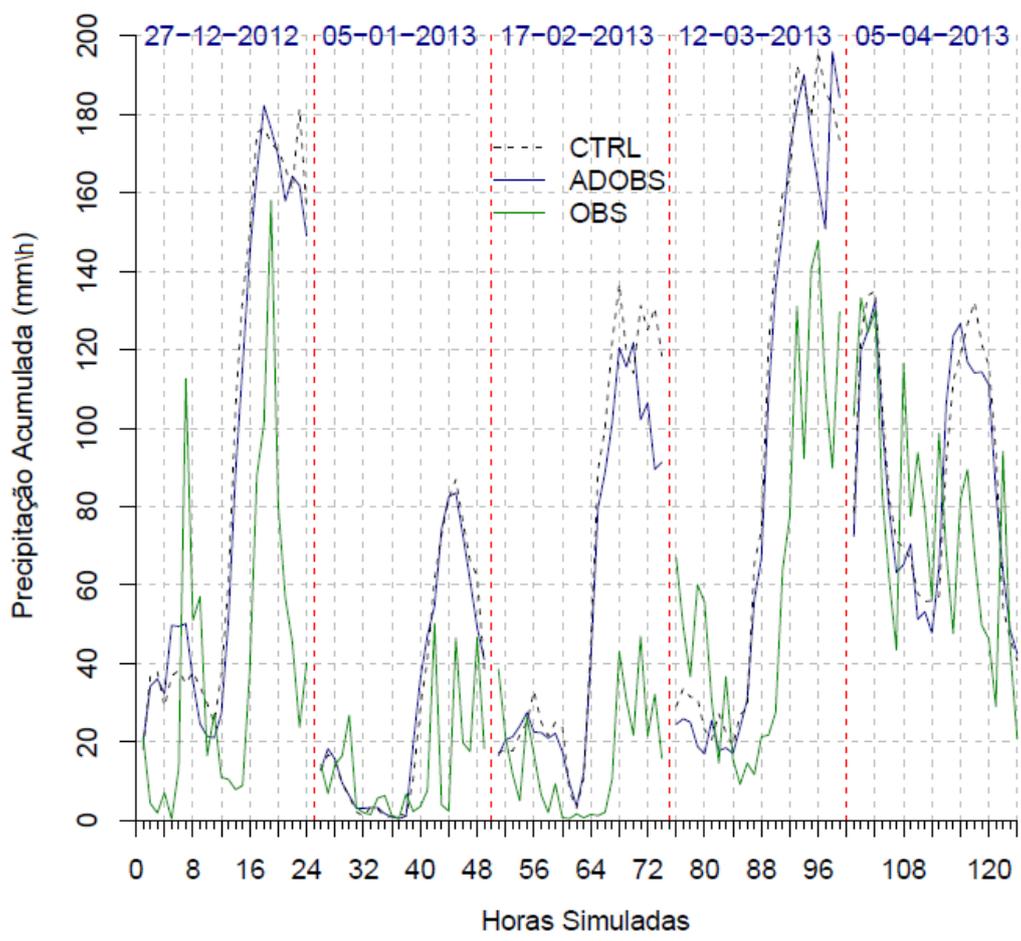


Figura 7.10 – Precipitação acumulada (mm/h) em 174 pixels, cada um correspondendo a um ponto de observação, ao longo de todo o período de simulação para os experimentos CTRL e ADOBS, e para a observação interpolada.

As diferenças entre os experimentos CTRL e ADOBS ficam mais evidentes ao se analisar o EMA (Fig. 7.6). Considerando apenas o erro de simulação dentro da área definida na Figura 6.5, é possível verificar que o procedimento de assimilação de dados diminuiu o erro de simulação da precipitação em todos os cinco eventos analisados neste estudo. Apesar da diferença média entre os experimentos ser da ordem de 10^{-1} mm/pixel, 283 pixels (referente ao domínio da Fig. 6.4b) apresentaram uma diferença nas 120 horas igual ou superior a 10 mm, com um máximo acima de 60 mm. Esta constatação confirma que existem núcleos menores com precipitação intensa que foram simulados diferentemente nos experimentos.

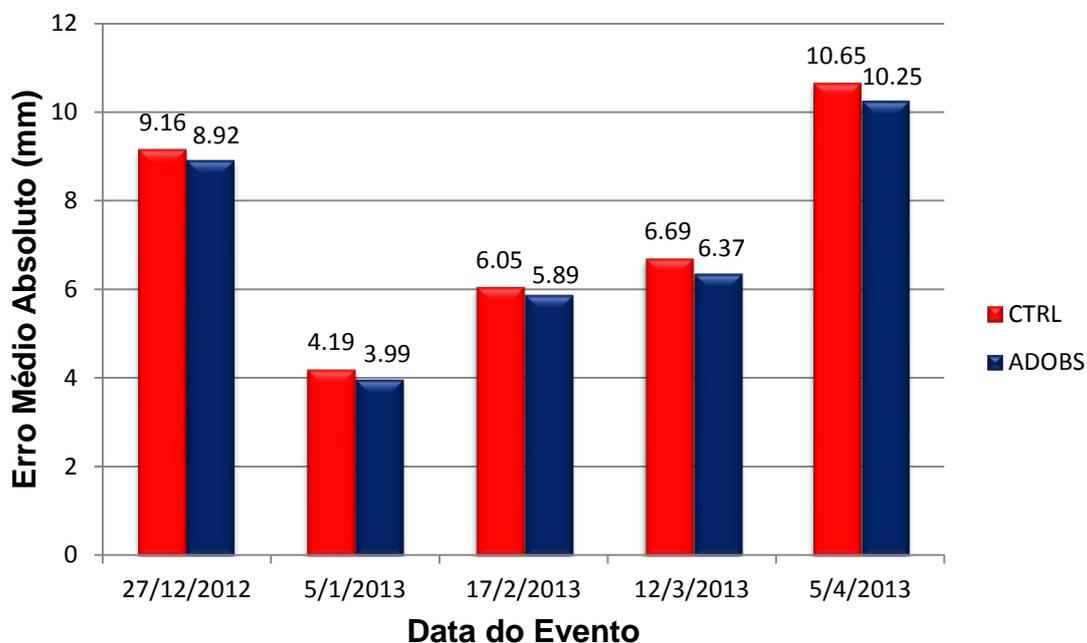


Figura 7.11 – Erro médio absoluto da precipitação (mm) em cada um dos eventos no domínio correspondente à Fig. 6.5.

7.3. Análise Estatística

Com base nos resultados da seção anterior, considerou-se que o experimento com assimilação de dados, isto é, o experimento ADOBS, apresentou um desempenho melhor que o experimento CTRL. Logo, foi comparado às variáveis de saída dos experimentos ADOBS (MDBZ, MCAPE, MCIN, PREC, QICE e WMED) com a atividade elétrica para os 120 valores

(correspondente às horas de simulação) em todos os pontos de grade. Esta comparação foi feita de modo pontual a fim de se obter um campo espacial da correlação entre estas variáveis.

A refletividade é uma variável que é observada através de sensores ativos que emitem ondas eletromagnéticas e medem a fração desta que é refletida (radares meteorológicos medem refletividade, por exemplo). Alguns estudos mostram que valores de refletividade maiores que 45 dBZ (unidade de medida de refletividade) em altitudes mais elevadas, indicam possivelmente a presença de granizo (MATHER et al., 1976; FOOTE; KNIGHT, 1979). Esta condição é fundamental na separação de cargas dentro de uma nuvem e conseqüentemente na produção de relâmpagos (WILLIAMS et al., 2005).

Apesar de evidenciar regiões com alta correlação positiva, a correlação com MBDZ se mostrou extremamente discreta em comparação com as demais variáveis analisadas, apenas 11,8% do domínio apresentou correlação positiva, enquanto que a área de correlação nula foi de 86,8% (Figs. 7.7 e 7.13). Estes resultados sugerem que exista um limiar de refletividade no qual as nuvens começam a produzir descargas. Done et al. (2004), por exemplo, usando o modelo WRF para estudar sistemas convectivos de mesoescala usou os limiares de 35 e 45 dBZ de refletividade para a identificação e acompanhamento dos sistemas.

Já Zipser e Lutz (1994), apresentam um limiar de refletividade de 40 dBZ no nível da isoterma de -10°C como sendo necessário para que ocorra uma rápida eletrificação do sistema levando a formação de relâmpagos. Este limiar pode variar de acordo com a região ou as características do sistema em estudo.

A existência de um limiar de refletividade para a geração de relâmpagos implica em uma faixa de refletividade sobre a qual não há qualquer atividade elétrica, uma vez que variações na refletividade dentro desta faixa não são suficientes para gerar atividade convectiva suficiente para produzir relâmpagos, levando ao surgimento de grandes áreas com correlação nula.

Ao mesmo tempo, a variável MDBZ possui um comportamento discreto, pois está associada à atividade convectiva propriamente dita, a qual também apresenta esta característica. Isto explica, em parte, as características discretas observadas na correlação espacial entre o MDBZ e a atividade elétrica.

As regiões que demonstraram correlações positivas possivelmente tenham apresentado, por um tempo maior, um limiar de refletividade onde começam a ser formadas gotículas de água maiores e cristais de gelo, indicando uma atmosfera instável e com atividade convectiva. Logo, foi observado nestas regiões que, em geral, quanto maior o valor de refletividade (acima de um determinado limiar), maior é a atividade elétrica.

O CAPE é um índice termodinâmico que avalia a energia potencial disponível para a convecção, ou seja, avalia o nível de instabilidade de uma determinada parcela de ar. O CAPE é definido pela *United States Air Force Air Weather Service* (AWS, 1990) como na Eq. 7.1:

$$CAPE = \int_{Z_0}^Z g \frac{T_v - T_{v_{env}}}{T_{v_{env}}} dz \quad (7.1)$$

Sendo T_v a temperatura virtual em cada nível, $T_{v_{env}}$ a temperatura virtual do ambiente, g a aceleração da gravidade, Z nível de equilíbrio e Z_0 o nível de convecção espontânea.

Verifica-se que a correlação do MCAPE com a atividade elétrica é predominantemente positiva, sendo esta a variável com maior área de correlação positiva (71,3%), característica que a torna um bom indicador de atividade convectiva e, possivelmente, de ocorrência de relâmpagos (Figs. 7.8 e 7.13).

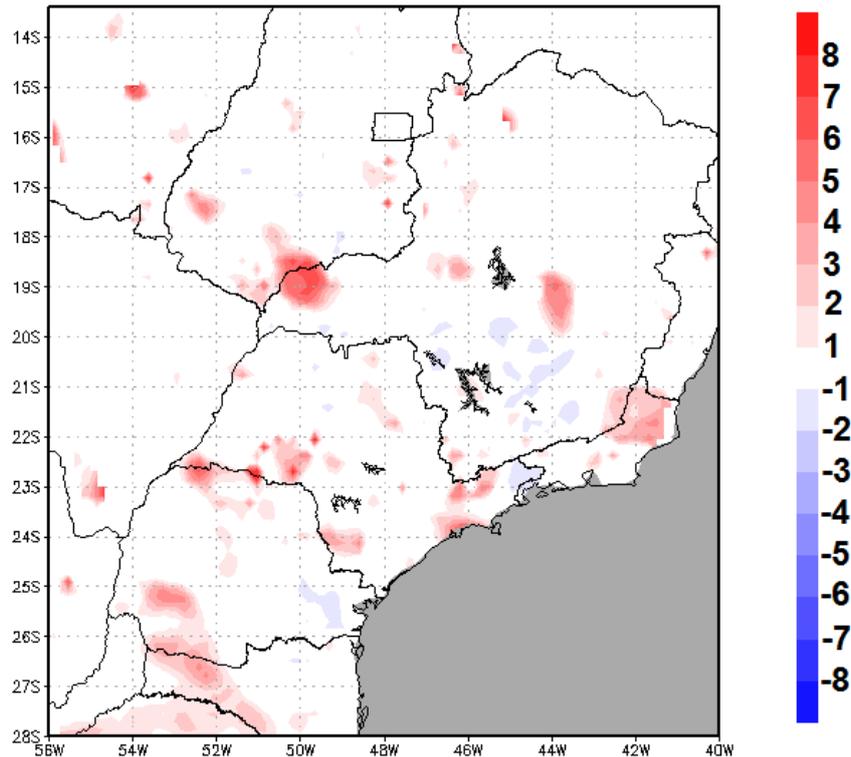


Figura 7.12 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável MDBZ e a atividade elétrica.

A correlação positiva observada para o MCAPE é intuitiva, pois quanto maior o valor deste, maior é a instabilidade atmosférica, o que pode levar à instabilidades e, subsequentemente, à formação de tempestades. Apesar de alguns estudos mostrarem que a dependência da atividade elétrica com o CAPE decresce à medida que a distância em relação ao equador aumenta, ao longo dos anos, autores vêm confirmando que de fato existe uma correlação, seja em menor ou maior proporção, entre estas variáveis (WILLIAMS et al., 1992; PETERSEN et al., 1996; QIE et al., 2003; MURUGAVEL et al., 2014).

A equação de CIN está descrita em Colby (1984). O CIN possibilita diagnosticar o nível de estabilidade de uma determinada parcela da atmosfera, isto é, quanto maior o valor desta variável, maior é a estabilidade da camada. Para que ocorram tempestades, é necessário que haja um mínimo de CIN para que o excedente de energia de empuxo para cima não seja dissipado logo no início da convecção, nestas condições a energia é acumulada nas camadas instáveis favorecendo convecção profunda quando ocorre a liberação da

energia de inibição convectiva. Contudo, observou-se que o MCIN, com 51,3% da área, apresentou predominantemente uma correlação negativa com a atividade elétrica na região (Figs. 7.9 e 7.13), ou seja, quanto maior a estabilidade da parcela, menor será a atividade elétrica.

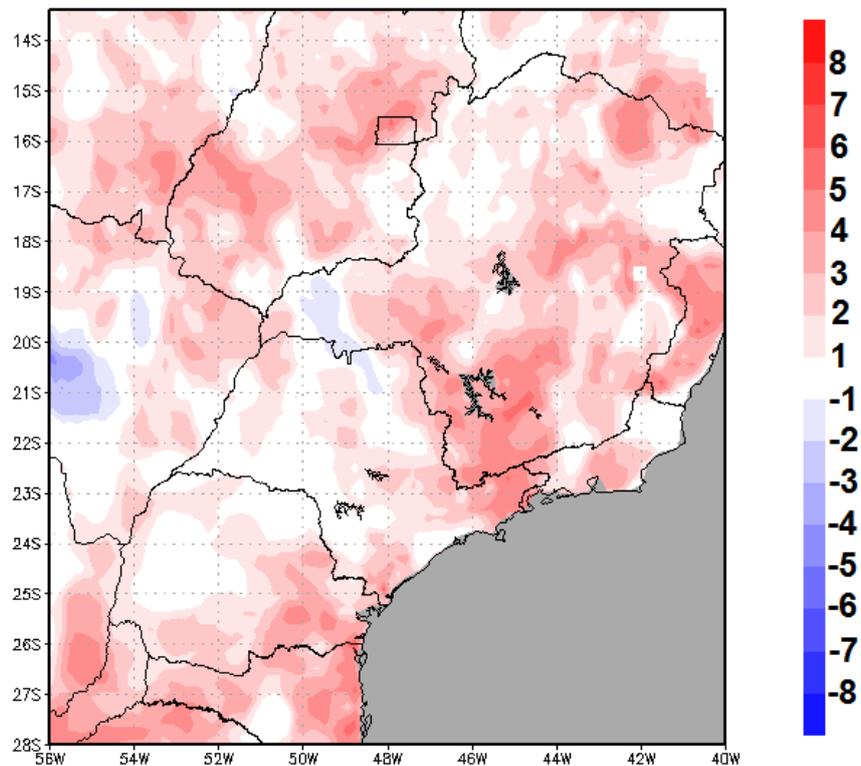


Figura 7.13 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável MCAPE e a atividade elétrica.

Zheng et al. (2008) simulando a influência da estratificação atmosférica concluíram que a combinação de CAPE e CIN têm um impacto importante nas magnitudes da velocidade vertical e conseqüentemente na atividade elétrica.

Os movimentos convectivos estão intrinsecamente ligados às condições de instabilidade atmosférica, ou seja, quanto maior for esta instabilidade, mais intensos serão estes movimentos. Como as tempestades são formadas por estes mecanismos dinâmicos, a formação dos relâmpagos está indiretamente relacionada à estes movimentos na atmosfera.

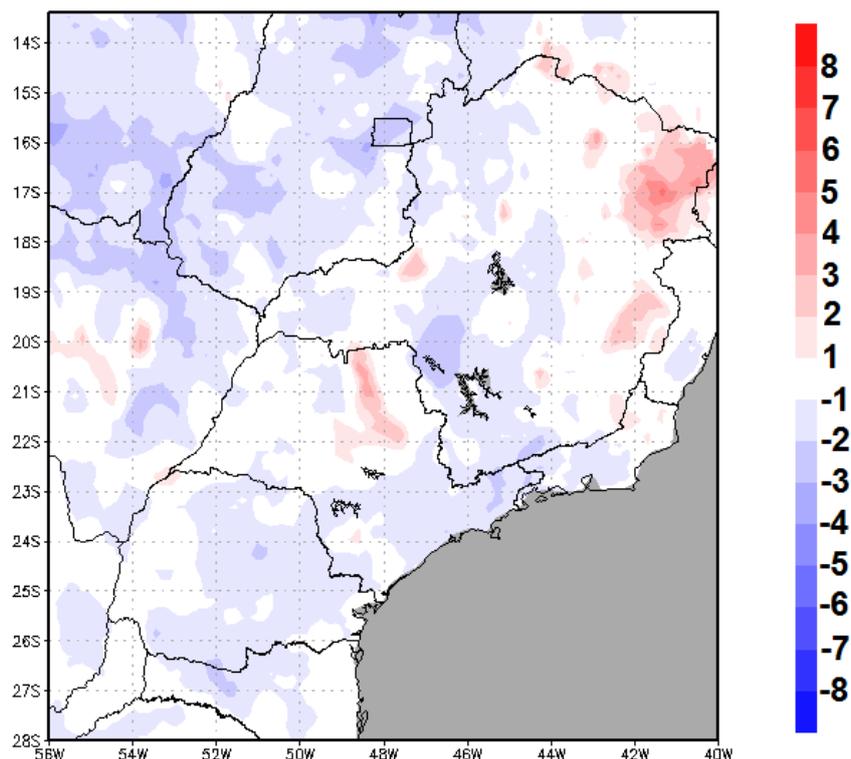


Figura 7.14 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável MCIN e a atividade elétrica.

A correlação entre os relâmpagos e os movimentos convectivos foi observada por outros estudos. Verificou-se, por exemplo, que os relâmpagos do tipo IN apresentam uma excelente correlação com correntes intensas de ar ascendentes (MACGORMAN et al., 1989; SCHULTZ et al., 2011), enquanto que os relâmpagos do tipo NS estão melhor correlacionados com correntes descendentes associadas à precipitação (CAREY; RUTLEDGE, 2000).

Deierling e Petersen (2008) mostraram que há forte correlação entre fluxos de ar ascendentes e relâmpagos, especialmente em velocidades verticais do vento acima de 5 m/s. Já Williams et al. (2005), observaram que em tempestades tropicais a temperatura do bulbo seco e a altura da base da nuvem são importantes indicadores de atividade elétrica nas nuvens, e que a velocidade vertical do vento também se mostrou um bom indicador devido à sua interferência nestas variáveis.

O WMED positivo indica que há uma predominância do movimento ascendente na coluna atmosférica, assim, observou-se que quanto maior o WMED maior é o nível de instabilidade e, conseqüentemente, há a caracterização de um ambiente mais propício à formação de tempestades e a geração de relâmpagos.

Nota-se que a maior parte da área com correlação (38,2%) apresentou uma correlação positiva da atividade elétrica com o WMED (Figs. 7.10 e 7.13). Esta tendência está de acordo com o esperado, pois à medida que o WMED aumenta, ocorre a formação de tempestades e conseqüentemente a formação de relâmpagos, e quando ocorre a diminuição do WMED a atividade elétrica tende a seguir esta tendência também.

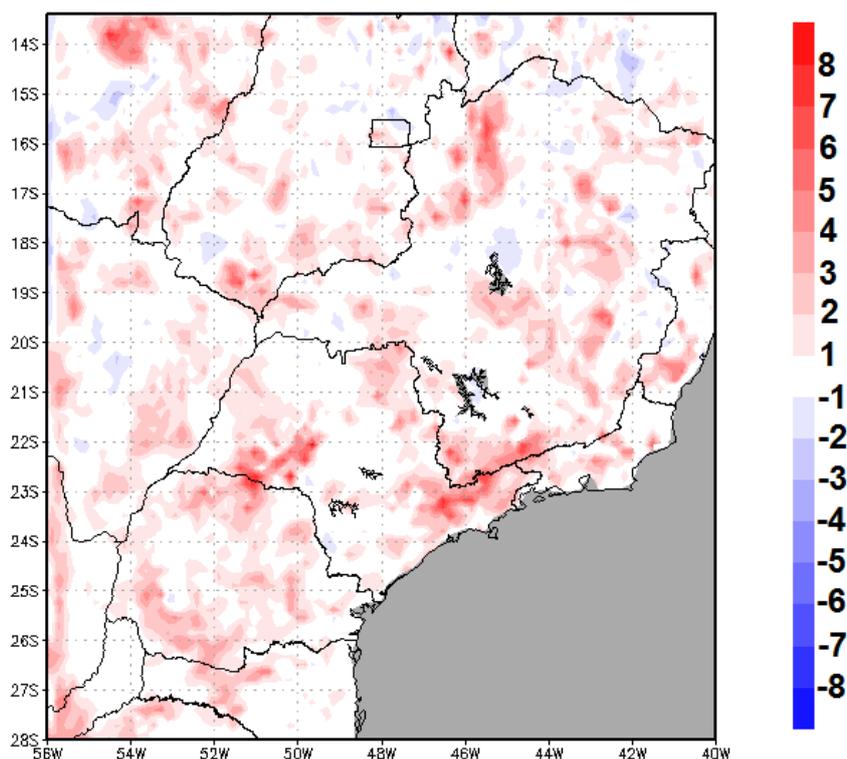


Figura 7.15 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável WMED e a atividade elétrica.

As correlações positivas mais significativas estão localizadas na região do Vale do Paraíba no estado de São Paulo (o que pode estar associada à convergência em baixos níveis causada pela circulação de vale), sudoeste de

São Paulo e norte do Paraná, região central do estado de Mato Grosso no quadrante superior esquerdo do domínio e noroeste de Minas Gerais.

Outra variável que apresentou resultados interessantes foi a PREC, a correlação desta variável com a atividade elétrica pode ser observada na Figura 7.11.

Apesar de não apresentar uma área com a correlação tão predominante (45,8% da área apresentou correlação positiva) quanto a das variáveis MCIN e MCAPE, isto é, apresentou uma área com correlação mais discreta, esta variável apresentou uma tendência (correlação positiva) mais destacada do que as demais, com apenas 0,3% da área com correlação negativa (Fig. 7.13).

Grande parte das descargas atmosféricas ocorre em regiões com precipitação ou próximas a esta, contudo, a precipitação induz a formação de correntes de ar descendentes (*downdrafts*) que, conforme o discutido neste capítulo, estão melhor correlacionadas com a ocorrência de relâmpagos do tipo NS (CAREY; RUTLEDGE, 1996). Assim, a análise de correlação com a precipitação em uma resolução maior do que 18 km, possivelmente apresente algumas características distintas das observadas na Figura 7.11.

A correlação da PREC com a atividade elétrica apresentou picos de correlação com certas semelhanças espaciais quando comparado com a correlação de WMED (Fig. 7.10). Esta semelhança pode ser explicada pelo fato da precipitação também estar associada aos movimentos verticais na atmosfera.

Por fim, foi analisada a correlação do QICE com a atividade elétrica. Nesta análise observou-se que a maior parte da área apresentou uma correlação positiva (Figs. 7.12 e 7.13).

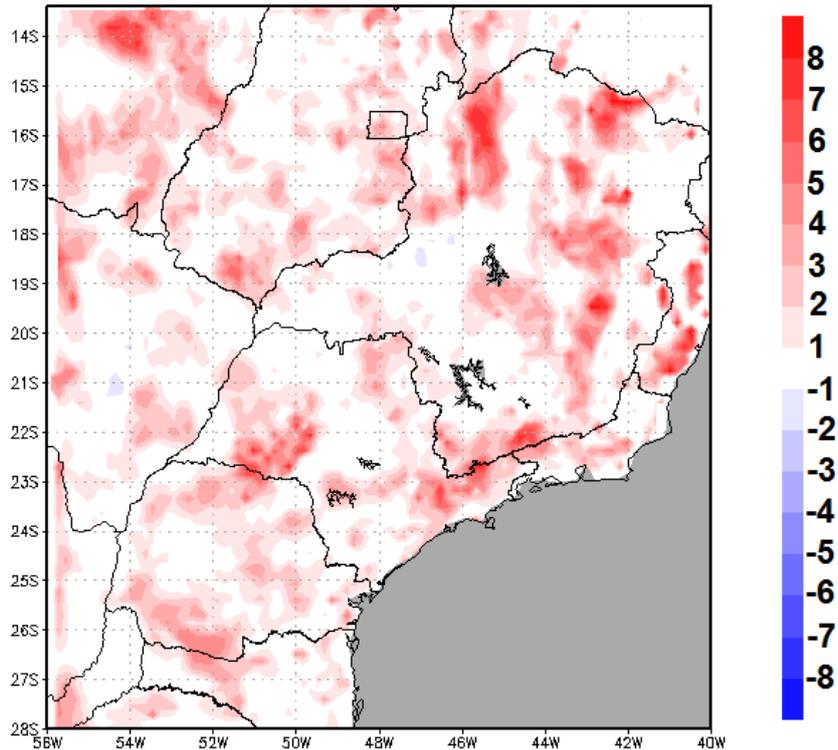


Figura 7.16 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável PREC e a atividade elétrica.

Diversos estudos e teorias (ELSTER; GEITEL, 1913; GRENET, 1947; VONNEGUT, 1963; FLETCHER, 1968; BAKER; DASH, 1989; DASH, 1989), apresentam as partículas de gelo como principal agente formador das descargas atmosféricas, logo, já era esperado que a correlação da variável QICE com a atividade elétrica fosse predominantemente positiva.

Portanto, como as variáveis MCIN e MCAPE se destacaram na análise da correlação, sendo as únicas a apresentarem uma área de correlação maior do que a área com correlação nula (Fig. 7.13) foi elaborada uma equação para a atividade elétrica com base nestas variáveis.

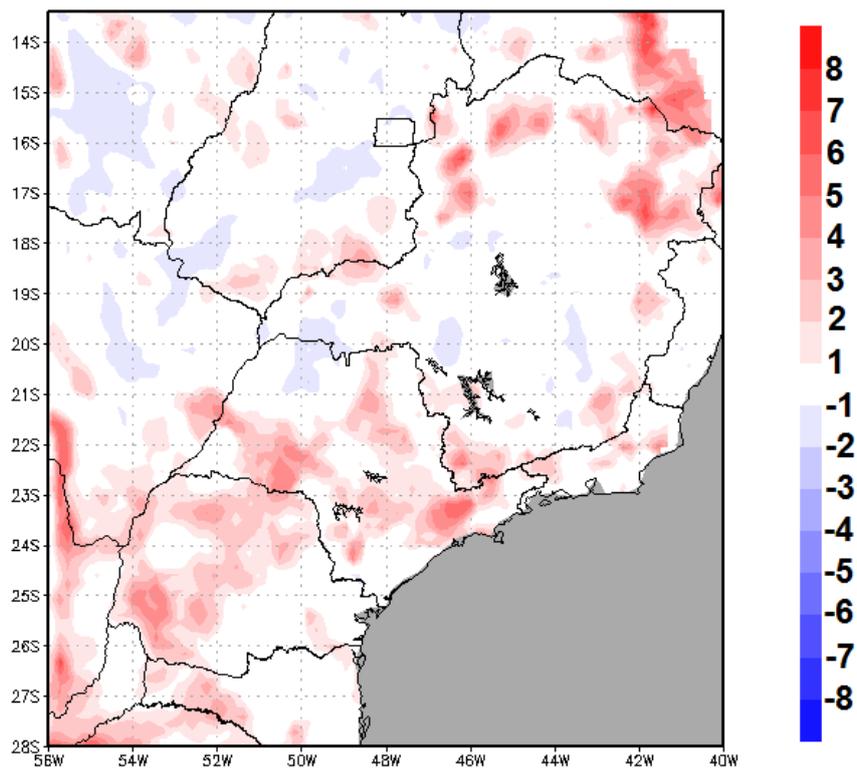


Figura 7.17 – Correlação espacial ($\cdot 10^{-1}$) entre a variável QICE e a atividade elétrica.

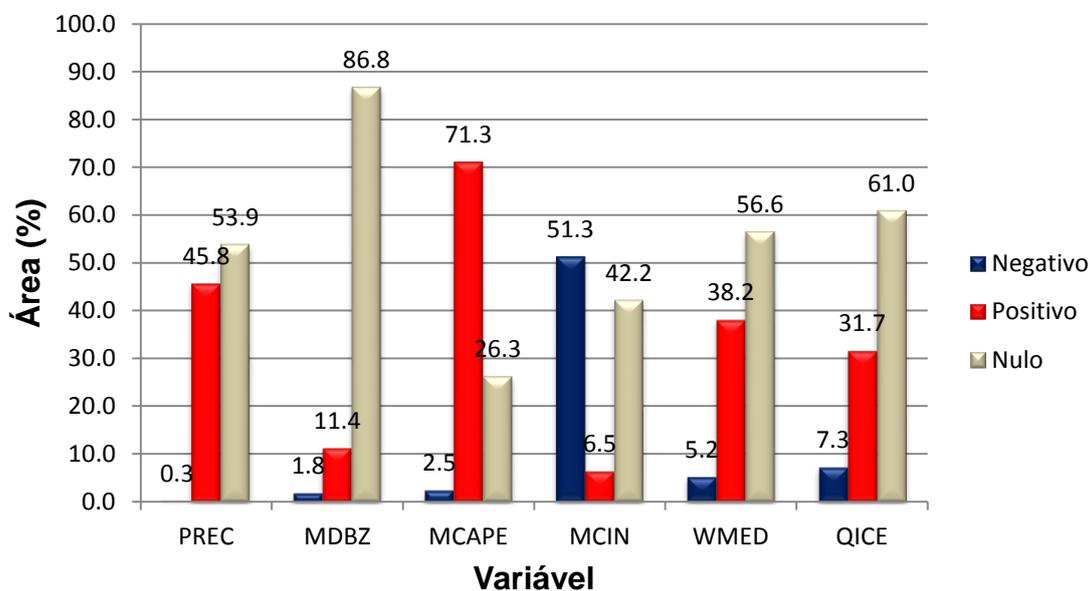


Figura 7.18 – Fração da área com correlação positiva, negativa e nula para cada uma das variáveis considerando a área da Figura 6.5.

Analisando o diagrama de dispersão da atividade elétrica (Λ) versus o MCAPE (Fig. 7.14), é possível inferir uma relação matemática aproximada de proporcionalidade entre estas duas variáveis para um domínio com o MCAPE variando entre 0 e 3800 ($0 < mcape < 3800$), conforme demonstra a Eq. 7.2.

$$\Lambda \propto mcape^2 + mcape \quad (7.2)$$

Logo, supõe-se que a atividade elétrica é diretamente proporcional ao MCAPE através de um polinômio de segundo ordem.

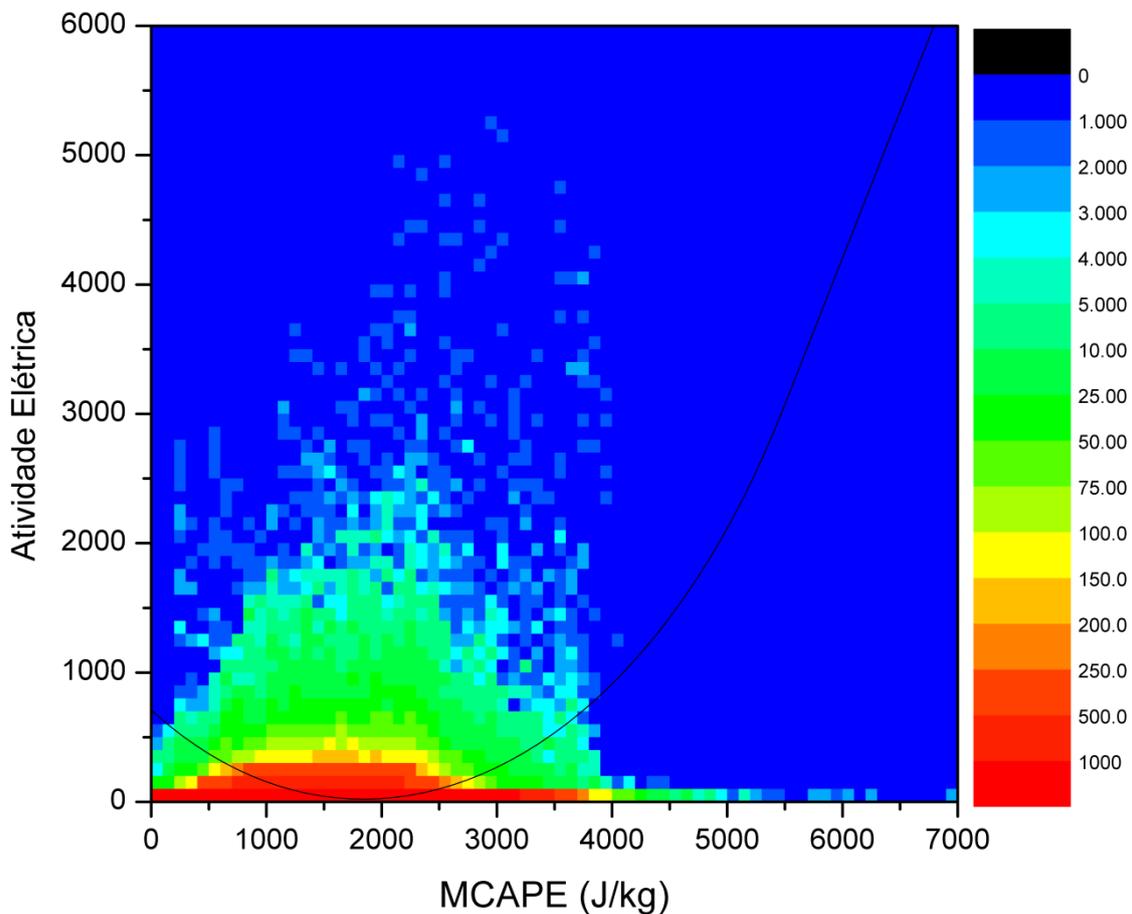


Figura 7.19 – Espectrograma mostrando um diagrama de dispersão da atividade elétrica versus MCAPE (J/kg), considerando todos os pontos de grade (9801) e intervalos de tempo (120), a relação matemática aproximada entre estes (linha preta) e a densidade de pontos na escala de cores.

Da mesma forma, na análise do diagrama de dispersão da Figura 7.15, é possível verificar a proporcionalidade mostrada na Eq. 7.3.

$$\Lambda \propto \frac{1}{mcin} \quad (7.3)$$

Isto é, observou-se que a atividade elétrica é inversamente proporcional à variável MCIN em um domínio onde $mcin > 0$.

Juntando as Eqs. 7.2 e 7.3 obtém-se a seguinte relação de proporcionalidade (Eq. 7.4).

$$\Lambda \propto \frac{mcape^2}{mcin} + \frac{mcape}{mcin} \quad (7.4)$$

A fim de transformar a relação de proporcionalidade em uma igualdade, são inseridas constantes na Eq. 7.4 resultando na Eq. 7.5.

$$\Lambda = \alpha \frac{mcape^2}{mcin} + \beta \frac{mcape}{mcin} \quad (7.5)$$

É possível ainda reescrever a Eq. 7.5 na seguinte forma (Eq. 7.6).

$$\Lambda = \frac{mcape}{mcin} (\alpha mcape + \beta) \quad (7.6)$$

A Eq. 7.6 abrange um domínio onde $mcin > 0$ e $0 < mcape < 3800$.

Assim, com a Eq. 7.6 definida é possível, com base nas variáveis de saída do modelo WRF (MCAPE e MCIN), diagnosticar ou até mesmo prognosticar a atividade elétrica.

Os coeficientes α e β foram considerados como variáveis no espaço mas fixos no tempo. O cálculo destes coeficientes foi feito considerando-se apenas os cinco dias analisados neste estudo e aplicando-se a RLM, definida na metodologia. O resultado da aplicação deste método pode ser visualizado nas Figuras 7.16 e 7.17, onde são mostrados as distribuições espaciais de α e β .

Além do cálculo dos coeficientes multiplicou-se um fator de correção de 1/60 à Eq. 7.6 a fim de corrigir a magnitude da atividade elétrica estimada.

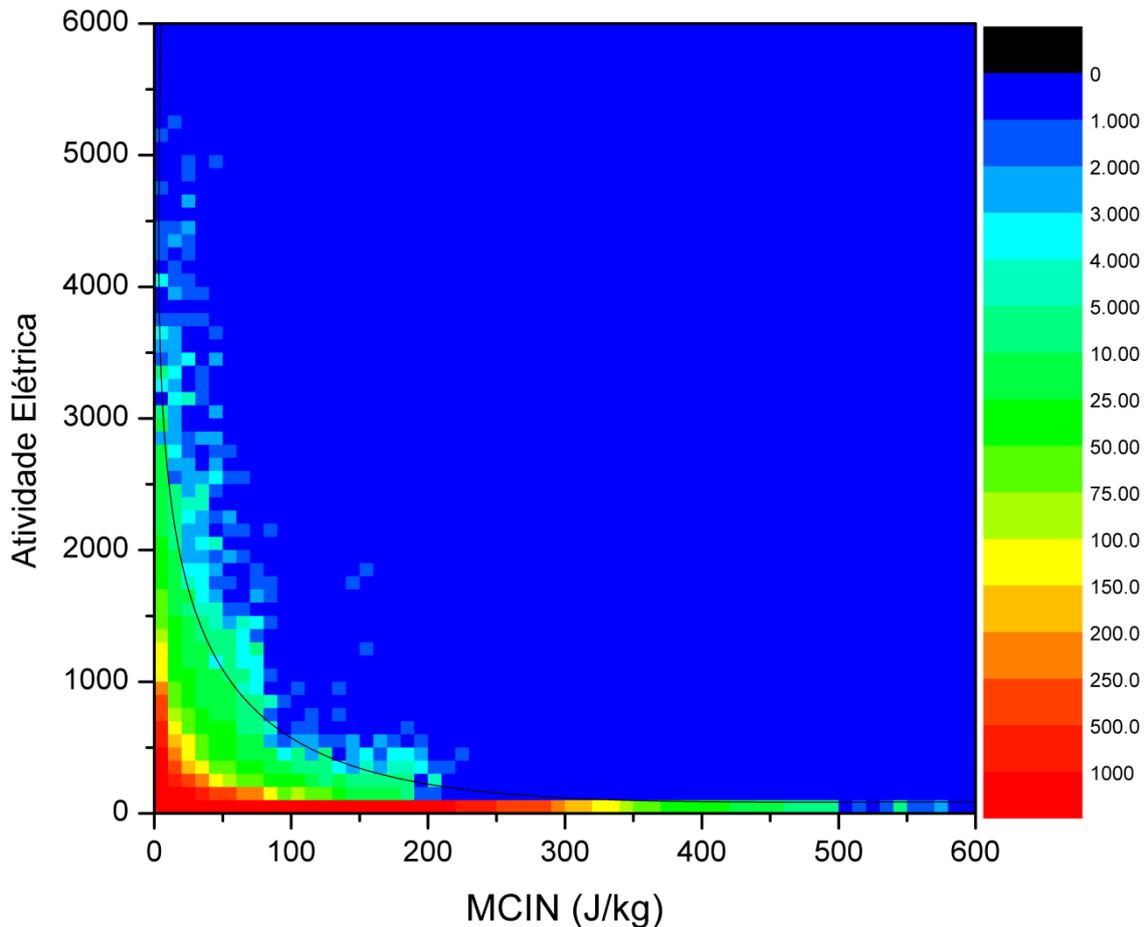


Figura 7.20 – Espectrograma mostrando um diagrama de dispersão da atividade elétrica versus MCIN (J/kg), considerando todos os pontos de grade (9801) e intervalos de tempo (120), a relação matemática aproximada entre estes (linha preta) e a densidade de pontos na escala de cores.

Com base na Eq. 7.6 calculou-se a média da atividade elétrica usando-se o MCAPE e o MCIN médios diários simulados pelo modelo WRF e, em seguida, comparou-se este resultado com a média da atividade elétrica observada para o respectivo dia, conforme demonstra a Figura 7.18.

Em uma análise subjetiva, observa-se que a estimativa da atividade elétrica média através da Eq. 7.6 apresentou, em geral, um bom resultado, conseguindo distinguir núcleos isolados de atividade mais intensa (Fig. 7.18).

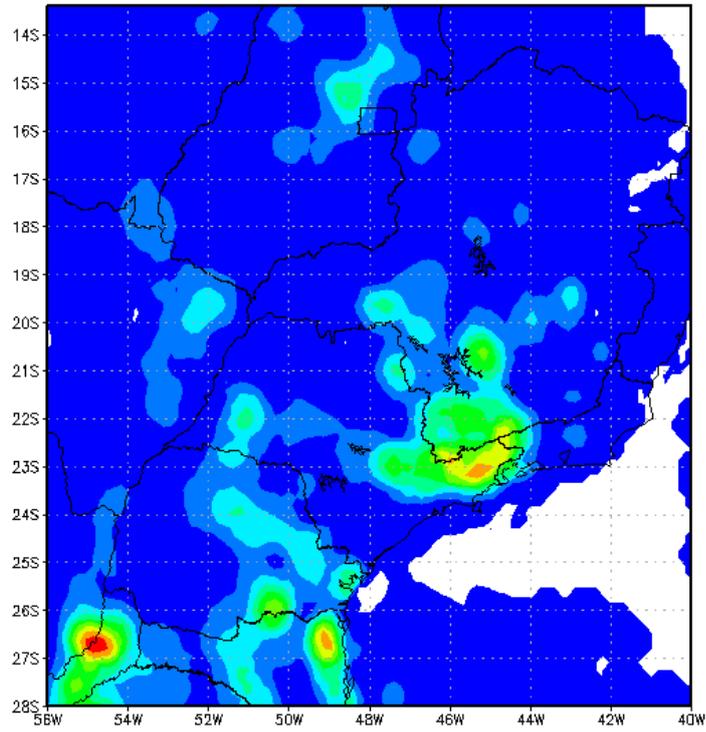


Figura 7.21 – Distribuição espacial do coeficiente α ($\cdot 10^{-2}$ -kg/J) da Eq. 7.6.

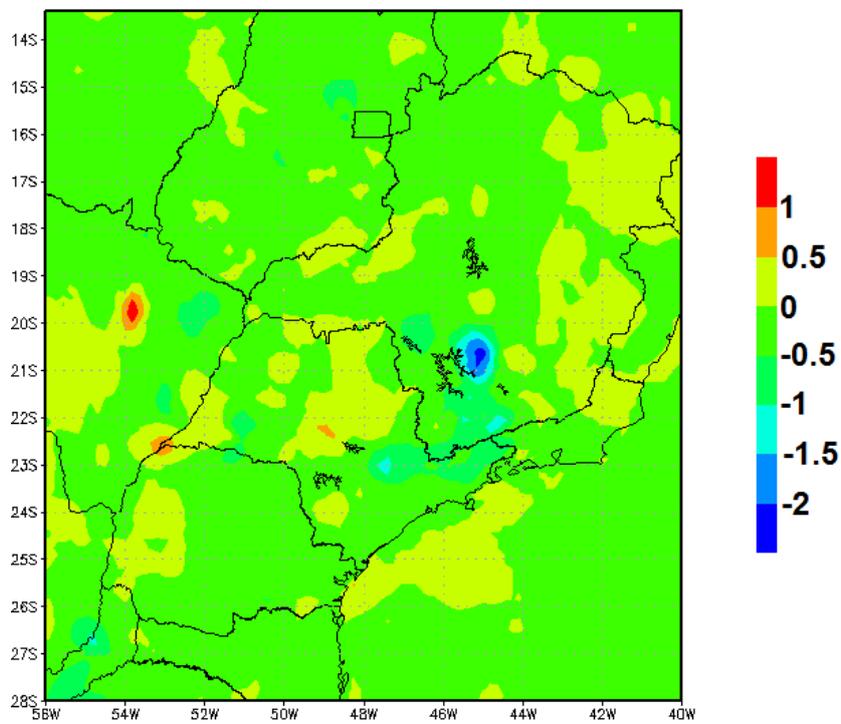
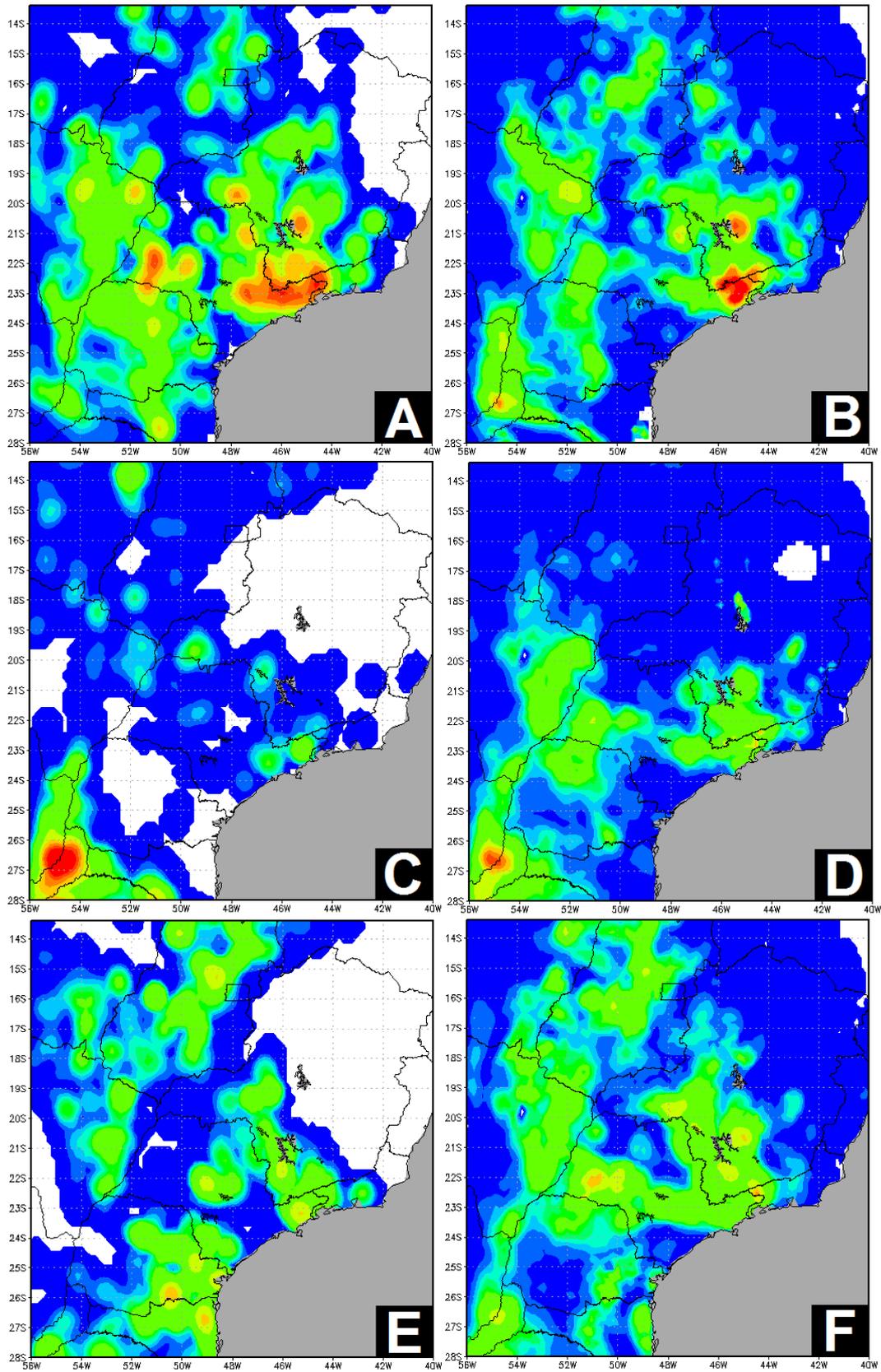


Figura 7.22 – Distribuição espacial do coeficiente β da Eq. 7.6.

Nas Figuras 7.18a e 7.18b destaca-se a região do litoral norte e Vale do Paraíba no estado de São Paulo, onde a equação estimou corretamente a região de máxima intensidade média diária da atividade elétrica. Já nas Figs. 7.18c e 7.18d, o destaque está na região à noroeste do Rio Grande do Sul, sobre o Paraguai e a Argentina, onde a estimativa representou, assim como a observação, o máximo de atividade elétrica no mapa.

Com a diminuição da atividade elétrica nos últimos dias analisados, a estimativa através da Eq. 7.6 não apresentou resultados relevantes, superestimando a atividade em diversos locais, principalmente quando analisando as Figuras 7.18i e 7.18j.

Estes resultados, apesar de preliminares, demonstram que é possível se obter uma equação de estimativa para a atividade elétrica deduzida através de métodos matemáticos, não apenas de forma empírica ou subjetiva. Logo, este procedimento possibilita a automatização de processos, como a determinação de coeficientes ideais (variáveis no tempo e no espaço) de forma relativamente rápida, mesmo quando considerado centenas de eventos meteorológicos.



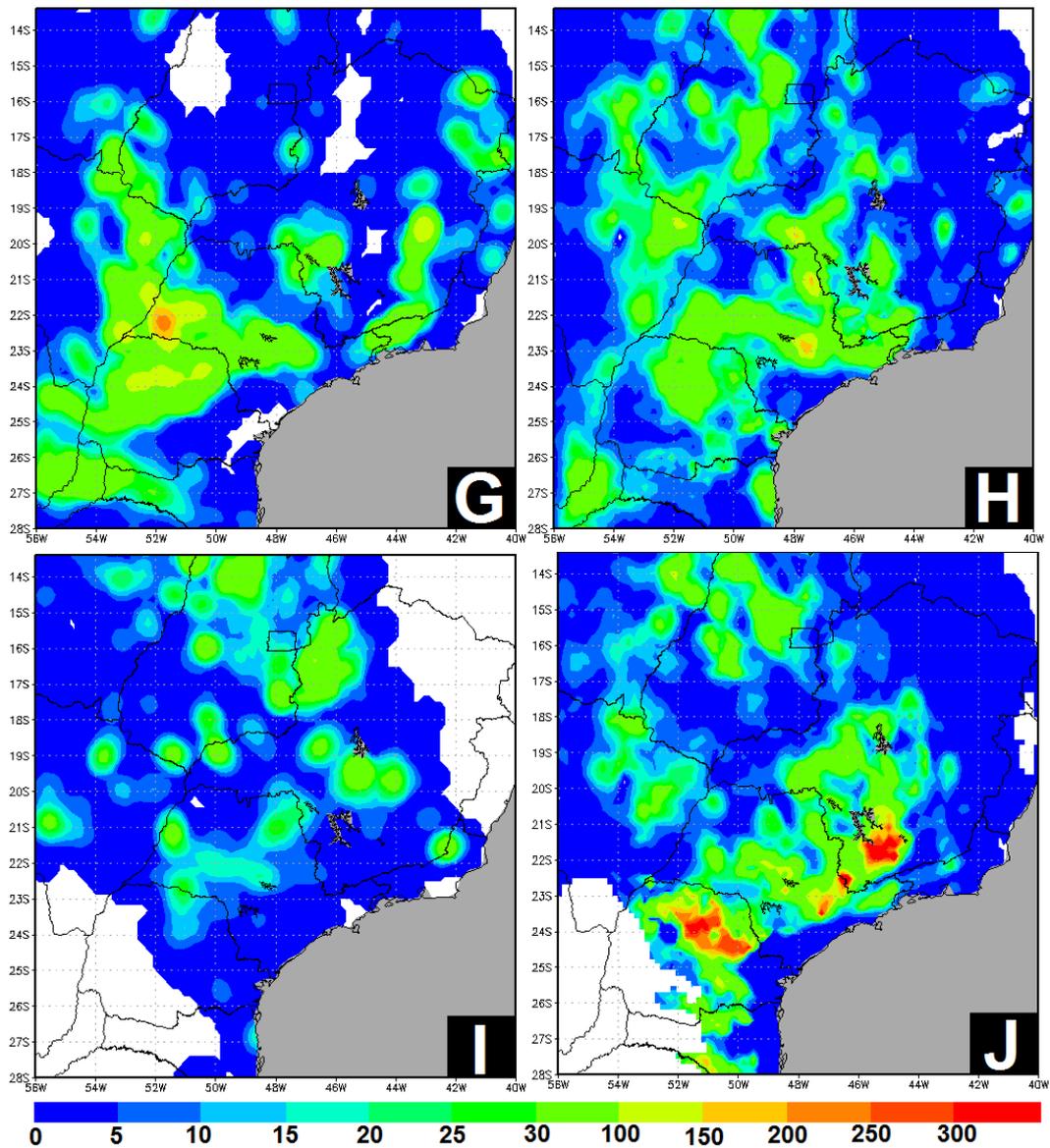


Figura 7.23 – Atividade elétrica média para os dias 27/12/2012, 05/01/2013, 17/02/2013, 12/03/2013 e 05/04/2013 observada (A, C, E, G e I, respectivamente) e estimada pela Eq. 7.6 (B, D, F, H e J, respectivamente).

8 CONCLUSÕES

Este estudo avaliou o impacto da assimilação de dados no modelo WRF com o objetivo de avaliar a relação entre as simulações numéricas e a atividade elétrica observada pela rede de detecção BrasilDAT.

Com os resultados obtidos neste estudo, foi possível concluir que a assimilação de dados observacionais provenientes de estações meteorológicas automáticas de superfície e de ar superior, através do uso da técnica 3DVAR, teve impacto positivo sobre a simulação da precipitação no domínio analisado, diminuindo o erro de simulação da precipitação em todos os eventos. O experimento com assimilação de dados apresentou um impacto maior quando analisado apenas os pixels com dado observado, enquanto que no domínio como um todo este impacto foi suavizado.

A técnica de mapeamento da atividade elétrica através do uso de dados de relâmpagos detectados pela BrasilDAT permitiu identificar os sistemas meteorológicos e compará-los com as variáveis de saída do experimento com assimilação de dados (experimento que apresentou melhores resultados), possibilitando a aplicação da estatística multivariada para o cálculo de correlações.

O uso das correlações multivariadas possibilitou avaliar as correlações espaciais da atividade elétrica com algumas variáveis de saída do modelo WRF com assimilação de dados, onde as variáveis MCAPE e MCIN se destacaram ao apresentarem uma área de correlação positiva (MCAPE) e negativa (MCIN) maior do que a área de correlação nula.

Posteriormente, inferiu-se uma relação de proporcionalidade entre a atividade elétrica e as variáveis MCAPE e MCIN através do uso de gráficos de dispersão, tornando possível a elaboração de uma equação. Esta equação por sua vez, teve seus coeficientes determinados pela aplicação do método da RLM. Com isto, desenvolveu-se uma equação que apresentou um bom desempenho na representação das médias diárias da atividade elétrica e que

possui um baixo custo computacional, o que a torna aplicável tanto para objetivos de diagnósticos quanto para prognósticos.

Portanto, os resultados obtidos com este estudo foram de acordo com o esperado, onde a aplicação da assimilação de dados melhorou o desempenho das simulações e o uso da técnica de estatística multivariada permitiu a elaboração de uma equação simples, útil para o estudo e a identificação de cenários com ocorrência de relâmpagos.

Por ser um dos primeiros estudos no Brasil que aplica a assimilação de dados 3DVAR no modelo WRF voltado ao estudo da atividade elétrica, existem ainda diversas possibilidades a serem exploradas neste campo de conhecimento, com isto, algumas sugestões de trabalhos futuros são propostas:

1. Analisar dias com tempestades separadamente com uma resolução mais alta e em um domínio menor, tornando mais adequada a avaliação do impacto da assimilação de dados nas simulações com o modelo WRF;
2. Realizar simulações com assimilação de dados avaliando os diferentes tipos parametrizações disponíveis no modelo WRF;
3. Desenvolver uma técnica de assimilação de dados variacional que incorpore diretamente as observações de relâmpagos ao modelo, já que os estudos que incorporam esta informação ao modelo fazem isto, em geral, através de uma função de *nudging*;
4. Comparar diferentes técnicas de assimilação de dados incorporando as observações de relâmpagos;
5. Verificar o impacto da assimilação de dados em simulações com alta resolução;
6. Verificar correlações com um maior número de variáveis de saída do modelo WRF;

7. Elaborar uma equação que agrupe um número maior de variáveis de saída do modelo WRF, aplicando a regressão não-linear múltipla na determinação dos coeficientes desta equação;
8. Estudar um número maior de eventos meteorológicos determinando o impacto da assimilação de dados em diferentes épocas do ano (verão, outono, inverno e primavera).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBE, C. The physical basis of long-range weather forecasts 1. **Monthly Weather Review**, v. 29, n. 12, p. 551–561, 1901.
- ALTARATZ, O.; REISIN, T.; LEVIN, Z. Simulation of the electrification of winter thunderclouds using the three-dimensional Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) model: Single cloud simulations. **Journal of Geophysical Research D: Atmospheres**, v. 110, n. 20, p. 1–12, 2005.
- ARAKAWA, A.; LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. **General circulation models of the atmosphere**. p.174–265, 1977. New York: Academic Press.
- ARGÜESO, D.; HIDALGO-MUÑOZ, J. M.; GÁMIZ-FORTIS, S. R.; ESTEBAN-PARRA, M. J.; CASTRO-DÍEZ, Y. High-resolution projections of mean and extreme precipitation over Spain using the WRF model (2070-2099 versus 1970-1999). **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 117, n. 12, p. 1–16, 2012.
- AZAMBUJA, R.; ZEPKA, G. S.; VARGAS JR., V. R.; PINTO JR, O. Lightning activity in mesoscale convective system associated with different synoptic situations over Southern South America. In: INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE, 23., INTERNATIONAL LIGHTNING METEOROLOGY CONFERENCE, 5., 2014, Tucson. **Proceedings...** . Tucson, Arizona, EUA, 2014. p. 8.
- BAKER, M. B.; DASH, J. G. Charge transfer in thunderstorms and the surface melting of ice. **Journal of Crystal Growth**, v. 97, n. 3-4, p. 770–776, 1989.
- BARKER, D. M.; HUANG, W.; GUO, Y.-R.; BOURGEOIS, A. J.; XIAO, Q. N. A Three-dimensional variational data assimilation system for MM5: implementation and initial results. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 4, p. 897–914, 2004.
- BARNES, S. L. A Technique for maximizing details in numerical weather map analysis. **Journal of Applied Meteorology**, 1964.
- BARNES, S. L.; NELSON, S. P. Oklahoma thunderstorms on 29–30 April 1970. Part IV: study of a dissipating severe storm. **Monthly Weather Review**, v. 106, n. 5, p. 704–712, 1978.
- BENJAMIN, S. G.; GRELL, G. A.; BROWN, J. M.; SMIRNOVA, T. G.; BLECK, R. Mesoscale weather prediction with the RUC hybrid isentropic–terrain-

following coordinate model. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 2, p. 473–494, 2004.

BERGTHÓRSSON, P.; DÖÖS, B. R. Numerical weather map analysis. **Tellus**, v. 7, n. 3, p. 329–340, 1955.

BEY, I.; JACOB, D. J.; YANTOSCA, R. M.; et al. Global modeling of tropospheric chemistry with assimilated meteorology: model description and evaluation. **Journal of Geophysical Research**, v. 106 (D19): 23073, 2001.. doi:10.1029/2001jd000807.

BJERKNES, V. Das problem der Wetterforhersage, betractet vom Standpunkte der Mechanik und der Physik. **Meterologische Zeitschrift**, v. 21, p. 7, 1904.

BOUQUIER, F.; COURTIER, P. Data assimilation concepts and methods. **Meteorological training course lecture series. ECMWF**, p. 1–58, 2002. Disponivel em: <http://www.msi.ttu.ee/~elken/Assim_concepts.pdf>. .

CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. A multiparameter radar case study of the microphysical and kinematic evolution of a lightning producing storm. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 59, n. 1-2, p. 33–64, 1996.

CAREY, L. D.; RUTLEDGE, S. A. The relationship between precipitation and lightning in tropical island convection: A C-band polarimetric radar study. **Monthly Weather Review**, v. 128, n. 8, p. 2687–2710, 2000.

CHARNEY, J. G. **On the scale of atmospheric motions**. Geofysiske publikasjoner, 1948.

CHARNEY, J. G.; FJÖRTOFT, R.; NEUMANN, J. VON. Numerical Integration of the barotropic vorticity equation. **Tellus A**, v. 2, n. 4, 1950.

COLBY, F. P. Convective inhibition as a predictor of convection during AVE-SESAME II. **Monthly Weather Review**, v. 112, n. 11, p. 2239–2252, 1984.

COORAY, G. V. **The lightning flash**. Londres, Reino Unido: The Institution of Electrical Engineers, 2003.

COURANT, R.; FRIEDRICHS, K.; LEWY, H. On the partial difference equations of mathematical physics. **IBM journal of Research and Development**, v. 11, n. 2, p. 215–234, 1967.

CUMMINS, K. L.; MURPHY, M. J.; TUEL, J. V. Lightning detection methods and meteorological applications. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON MILITARY METEOROLOGY, 4., Malbork, Poland. **Proceedings...** Malbork, Polônia: Allied Forces and PfP Members Tasks Realization, 2000.

CUNNINGHAM, W. A.; PREACHER, K. J.; BANAJI, M. R. Research article consistency , stability , and convergent validity. **Psychological Science**, v. 12, n. 2, p. 163–170, 2001. Disponível em: <<http://pss.sagepub.com/content/12/2/163.abstract>>. .

DALEY, R. **Atmospheric data analysis**. Cambridge University Press, 1993.

DASH, J. G. Surface melting. **Contemporary Physics**, v. 30, n. 2, p. 89–100, 1989.

DEIERLING, W.; LATHAM, J.; PETERSEN, W. A.; ELLIS, S. M.; CHRISTIAN, H. J. On the relationship of thunderstorm ice hydrometeor characteristics and total lightning measurements. **Atmospheric Research**, v. 76, n. 1-4, p. 114–126, 2005.

DEIERLING, W.; PETERSEN, W. A. Total lightning activity as an indicator of updraft characteristics. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 113, n. 16, 2008.

DONE, J.; DAVIS, C. A.; WEISMAN, M. The next generation of NWP: Explicit forecasts of convection using the weather research and forecasting (WRF) model. **Atmospheric Science Letters**, v. 5, n. 6, p. 110–117, 2004.

DOTZEK, N.; HÖLLER, H.; THÉRY, C.; FEHR, T. Lightning evolution related to radar-derived microphysics in the 21 July 1998 EULINOX supercell storm. **Atmospheric Research**, v. 56, n. 1-4, p. 335–354, 2000.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1989.

ELSTER, J.; GEITEL, H. Zur Influenztheorie der Niederschlagsselektivität. **Physik Z**, v. 14, p. 1287, 1913.

FIERRO, A. O.; GAO, J.; ZIEGLER, C. L.; et al. 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. **Monthly Weather Review**, v. 142, n. 1, p. 183–202, 2014. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR-D-13-00142.1>>. .

FIERRO, A. O.; MANSELL, E. R.; MACGORMAN, D. R.; ZIEGLER, C. L. The implementation of an explicit charging and discharge lightning scheme within the WRF-ARW Model: benchmark simulations of a continental squall line, a tropical cyclone, and a winter storm. **Monthly Weather Review**, v. 141, n. 7, p. 2390–2415, 2013. Disponível em: <<http://journals.ametsoc.org/doi/abs/10.1175/MWR-D-12-00278.1>>. .

FIERRO, A. O.; MANSELL, E. R.; ZIEGLER, C. L.; MACGORMAN, D. R. Application of a lightning data assimilation technique in the WRF-ARW model at cloud-resolving scales for the tornado outbreak of 24 May 2011. **Monthly Weather Review**, v. 140, n. 8, p. 2609–2627, 2012.

FLETCHER, N. H. Surface structure of water and ice: II. a revised model. **Philosophical Magazine**, v. 18, n. 156, p. 1287–1300, 1968.

FOOTE, G. B.; KNIGHT, C. A. Foote & knight - results of a randomized hail suppression experiment in Northeast Colorado. Part I - design and conduct of experiment.pdf. **Journal of Applied Meteorology**, v. 18, p. 1526–1537, 1979.

GAL-CHEN, T.; SOMERVILLE, R. C. J. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations considerable progress has been made in the last decade toward a better numerical solution of the Navier-Stokes equations without topography . The simulation of fluid. **Journal Of Computational Physics**, v. 228, p. 209–228, 1975.

GALLUS, W. A.; SEGAL, M. Impact of improved initialization of mesoscale features on convective system rainfall in 10-km Eta simulations. **Weather and Forecasting**, v. 16, n. 6, p. 680–696, 2001.

GAN, M. A. **Ciclogêneses e ciclones sobre a América do Sul**, 1992. Tese (Doutorado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, 1992.

GANDU, A. W. **Influência do espaçamento entre os pontos de amostragem na medida de parâmetros meteorológicos**. Notas de aula. Disponível em: <http://www.dca.iag.usp.br/www/material/adwgandu/DESATIVADOS/PRE-2008/Gandu_UNALM_Peru_2007_old/MATERIALES/APOSTILAS_DIDATICAS/Gandu_Apostila_Teorica/ModelMeso-Gandu-Versao_1.pdf>. Acesso em: 1/9/2014.

GAO, J.; SMITH, T. M.; STENSRUD, D. J.; et al. A real-time weather-adaptive 3DVAR analysis system for severe weather detections and warnings. **Weather and Forecasting**, v. 28, n. 3, p. 727–745, 2013.

GIANNAROS, T. M.; KOTRONI, V.; LAGOUVARDOS, K. Predicting lightning activity in Greece with the Weather Research and Forecasting (WRF) model. **Atmospheric Research**, v. 156, p. 1–13, 2015. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.12.009>>. .

GILCHRIST, B.; CRESSMAN, G. P. An experiment in objective analysis. **Tellus A**, v. 6, n. 4, 1954.

GRELL, G. A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble and data assimilation techniques. **Geophysical Research Letters**, v. 29, n. 14, p. 10–13, 2002.

GRENET, G. Essai d'explication de la charge électrique des nuages d'orages. **Ann. Geophys**, v. 3, p. 306–307, 1947.

HERDIES, D. L.; ARAVÉQUIA, J. A.; FERREIRA, S. H. S.; et al. A Assimilação de dados no CPTEC/INPE. **Boletim da Sociedade Brasileira de Meteorologia**, v. 32, p. 12, 2007.

HERDIES, D. L.; ARAVÉQUIA, J. A.; SAPUCCI, L. F.; ANDREOLI, R. Comparação entre diversos sistemas de assimilação de dados durante o SALLJEX. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 14., 2006, Florianópolis. **Anais...** . Rio de Janeiro: SBMet, 2006.

HOKE, J. E.; ANTHES, R. A. The Initialization of numerical models by a dynamic-initialization technique. **Monthly Weather Review**, v. 104, n. 12, p. 1551–1556, 1976.

HOLTON, J. **An introduction to dynamic meteorology**. 4. ed. Seattle, Washington: Press, Elsevier Academic, 2004.

HONG, S.-Y.; NOH, Y.; DUDHIA, J. A new vertical diffusion package with an explicit treatment of entrainment processes. **Monthly Weather Review**, v. 134, n. 9, p. 2318–2341, 2006.

HUANG, X.-Y.; XIAO, Q.; BARKER, D. M.; et al. Four-dimensional variational data assimilation for WRF: formulation and preliminary results. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 1, p. 299–314, 2009.

INOUE, R. T. **Impacto da assimilação de dados observacionais no prognóstico de tempo com o modelo WRF**, 2014. Dissertação (Mestrado em Métodos Numéricos em Engenharia) - Universidade Federal do Paraná, 2014.

JOHNSON, R. A.; WICHERN, D. W. **Applied multivariate statistical analysis**. 6. ed. New Jersey: Pearson education, Inc, 2007.

KALNAY, E. **Atmospheric modeling, data assimilation and predictability**. Cambridge: University Press, 2003.

KASAHARA, A. Various vertical coordinate systems used for numerical weather prediction. **Monthly Weather Review**, v.102, p. 509–522, 1974.
doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1974\)102<0509:VVCSUF>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1974)102<0509:VVCSUF>2.0.CO;2).

KATSANOS, D. K.; LAGOUVARDOS, K.; KOTRONI, V.; ARGIRIOU, A. A. The relationship of lightning activity with microwave brightness temperatures and spaceborne radar reflectivity profiles in the Central and Eastern Mediterranean. **Journal of Applied Meteorology and Climatology**, v. 46, n. 11, p. 1901–1912, 2007.

KINZER, G. D. Cloud-to-ground lightning versus radar reflectivity in oklahoma thunderstorms. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 31, p. 787-799, 1974.

KIRCHHOFF, V. W. J. H. **Introdução à geofísica espacial**. São Paulo: Editora da Universidade de São Paulo, 1991.

KISTLER, R. E. **A study of data assimilation techniques in an autobarotropic, primitive equation, channel model**, 1974. Ph.D dissertation. Pennsylvania State University, 1974.

LAPRISE, R. The Euler equations of motion with hydrostatic pressure as an independent variable. **Monthly Weather Review**, 1992. Disponível em: <[http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1992\)120<0197:TEEOMW>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1992)120<0197:TEEOMW>2.0.CO;2)>. .

LARA-FANEGO, V.; RUIZ-ARIAS, J. A.; POZO-VÁZQUEZ, D.; SANTOS-ALAMILLOS, F. J.; TOVAR-PESCADOR, J. Evaluation of the WRF model solar irradiance forecasts in Andalusia (southern Spain). **Solar Energy**, v. 86, n. 8, p. 2200–2217, 2012.

LEWIS, E. A.; HARVEY, R. B.; RASMUSSEN, J. E. Hyperbolic direction finding with sferics of transatlantic origin. **Journal of Geophysical Research**, v. 65, n. 7, p. 1879–1905, 1960.

LIU, C.; XIAO, Q.; WANG, B. An ensemble-based four-dimensional variational data assimilation scheme. Part II: observing system simulation experiments with advanced research WRF (ARW). **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 5, p. 1687–1704, 2009.

LORENC, A. C. Analysis methods for numerical weather prediction. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 112, n. 474, p. 1177–1194, 1986. Disponível em: <<http://onlinelibrary.wiley.com/doi/10.1002/qj.49711247414/abstract>>. .

LORENC, A. C.; BALLARD, S. P.; BELL, R. S.; et al. The Met. Office global three- dimensional variational data assimilation scheme. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 126, n. 570, p. 2991–3012, 2000.

LORENZ, E. N. Deterministic nonperiodic flow. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 20, p. 120-141, 1963.

LUND, N. R.; MACGORMAN, D. R.; SCHUUR, T. J.; BIGGERSTAFF, M. I.; RUST, W. D. Relationships between lightning location and polarimetric radar signatures in a small mesoscale convective system. **Monthly Weather Review**, v. 137, n. 12, p. 4151–4170, 2009.

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

MACGORMAN, D. R.; BURGESS, D. W.; MAZUR, V.; RUST, W. D.; TAYLOR, W. L. Lightning rates relative to tornadic storm evolution on 22 May 1981. **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 46, n. 2, p. 221–251, 1989.

MACGORMAN, D. R.; RUST, W. D. **The electrical nature of storms**. Oxford: University Press, 1998.

MANSELL, E. R.; ZIEGLER, C. L.; MACGORMAN, D. R. A lightning data assimilation technique for mesoscale forecast models. **Monthly Weather Review**, v. 135, n. 5, p. 1732–1748, 2007.

MATHER, G. K.; TREDDENICK, D.; PARSONS, R. An observed relationship between the Height of the 45 dBZ contours in storm profiles and surface hail reports. **Journal of Applied Meteorology**, v. 15, n. 12, p. 1336–1340, 1976.

MATTOS, E. V.; MACHADO, L. A T. Cloud-to-ground lightning and Mesoscale Convective Systems. **Atmospheric Research**, v. 99, n. 3-4, p. 377–390, 2011.

MENG, Z.; ZHANG, F. Tests of an ensemble Kalman Filter for mesoscale and regional-scale data assimilation. Part III: comparison with 3DVAR in a real-data case study. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 2, p. 522–540, 2008.

MESINGER, F.; JANJIĆ, Z. I.; NIČKOVIĆ, S.; GAVRILOV, D.; DEAVEN, D. G. The step-mountain coordinate: model description and performance for cases of Alpine Lee Cyclogenesis and for a case of an appalachian redevelopment. **Monthly Weather Review**, v.116, p.1493–1518, 1988.
doi: [http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493\(1988\)116<1493:TSMCMD>2.0.CO;2](http://dx.doi.org/10.1175/1520-0493(1988)116<1493:TSMCMD>2.0.CO;2).

MING, X. **Three-dimensional variational assimilation (3D-Var)**. Notas de aula. Disponível em: <<http://twister.caps.ou.edu/OBAN2014/3DVAR.pdf>>. Acesso em: 29/3/2015.

MLAWER, E. J.; TAUBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J.; CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmospheres: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. **Journal of Geophysical Research**, v. 102, n. D14, p. 16663, 1997.

MUNCHOW, G. B. **Impacto da assimilação de aerossóis no modelo ambiental Ccat-Brams** : um estudo de caso da campanha claim, 2011. 125p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/02.03.12.46-TDI). Dissertação (Mestrado em Meteorologia) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/39549E8>>. Acesso em: 23 out. 2015.

MURUGAVEL, P.; PAWAR, S. D.; GOPALAKRISHAN, V. Climatology of lightning over Indian region and its relationship with convective available potential energy. **International Journal of Climatology**, v. 3187, n. January, p. 3179–3187, 2014.

NACCARATO, K. P. **Análise das características dos relâmpagos na Região Sudeste do Brasil**. 2005. 362 p. (INPE-14083-TDI/1069). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2005. Disponível em: <<http://urlib.net/sid.inpe.br/MTC-m13@80/2005/09.28.19.00>>. Acesso em: 23 out. 2015. NACCARATO, K. P.; PINTO JR., O. Lightning detection in Southeastern Brazil from the new Brazilian Total Lightning Network (BrasilDAT). Tracking severe storms using total lightning information. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PROTECTION, 31. (ICLP)., 2012, Vienna. **Proceedings...** Washington: IEEE Computer Society, 2012. ISBN 13:9781467318976. doi: <10.1109/ICLP.2012.6344294>.

NACCARATO, K. P.; SARAIVA, A. C. V.; SABA, M. M. F.; SCHUMANN, C. First performance analysis of Brasildat total lightning network in Southeastern Brazil. INTERNATIONAL CONFERENCE ON GROUNDING AND EARTHING & INTERNATIONAL CONFERENCE ON LIGHTNING PHYSICS AND EFFECTS, 5., 2012, Bonito, Brazil. **Proceedings...** Bonito, Brasil: Sociedade Brasileira de Proteção Elétrica e Componentes Eletromagnéticos, 2012.

NCEP. **Reanálises 2**. Disponível em: <<http://www.esrl.noaa.gov/>>. Acesso em: 10/2/2015.

NOMADS/NOAA. **National operational model archive & distribution system**. Disponível em: <<http://nomads.ncdc.noaa.gov/data.php>>. Acesso em: 20/9/2014.

PANOFSKY, R. A. Objective Weather-Map Analysis. **Journal of Meteorology**, v. 6, n. 6, p. 386–392, 1949.

PARRISH, D. F.; DERBER, J. C. The National Meteorological Center's Spectral Statistical-Interpolation Analysis System. **Monthly Weather Review**, v. 120, n. 8, p. 1747–1763, 1992.

PEREIRA, R. S. Métodos numéricos para solução da equação de transporte de massa. In: SEMINÁRIO E WORKSHOP EM ENGENHARIA OCEÂNICA, 2. **Anais...** . p.19, 2006. Rio Grande, RS. Disponível em: <<http://www.semengo.furg.br/2006/31.pdf>> .

PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A. On the relationship between cloud-to-ground lightning and convective rainfall. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, n. D12, p. 14025, 1998.

PETERSEN, W. A.; RUTLEDGE, S. A.; ORVILLE, R. E. Cloud-to-ground lightning observations from TOGA COARE: selected results and lightning location algorithms. **Monthly Weather Review**, v. 124, n. 4, p. 602–620, 1996.

PETTY, G. W. **A first course in atmospheric thermodynamics**. Sundog Publishing, 2008.

PHILLIPS, N. A. A coordinate system having some special advantages for numerical forecasting. **Journal of Meteorology**, v. 14, p. 185-185, 1957.

PINTO, I. R. C. A.; PINTO, O.; ROCHA, R. M. L.; et al. Cloud-to-ground lightning in southeastern Brazil in 1993: 2. Time variations and flash characteristics. **Journal of Geophysical Research**, v. 104, n. D24, p. 31381, 1999.

PINTO JR., O. **Lightning in the tropics: from a source of fire to a monitoring system of climatic changes**. New York: Nova Science Pub Incorporated, 2009. v. 1, 109 p. ISBN 9781607417644.

PINTO, O.; PINTO, I. R. C. A; CAMPOS, D. R. DE; NACCARATO, K. P. Climatology of large peak current cloud-to-ground lightning flashes in southeastern Brazil. **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 114, n. 16, 2009.

QIE, X.; TOUMI, R.; ZHOU, Y. Lightning activity on the central Tibetan Plateau and its response to convective available potential energy. **Chinese Science Bulletin**, v. 48, n. 3, p. 296–299, 2003.

QIE, X.; ZHU, R.; YUAN, T.; et al. Application of total-lightning data assimilation in a mesoscale convective system based on the WRF model. **Atmospheric Research**, v. 145-146, p. 255–266, 2014. Elsevier B.V. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2014.04.012>>. .

RABIER, F. Overview of global data assimilation developments in numerical weather-prediction centres. **Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society**, v. 131, n. 613, p. 3215–3233, 2005. Disponível em: <<http://dx.doi.org/10.1256/qj.05.129\papers2://publication/doi/10.1256/qj.05.129>>. .

RAJEEVAN, M.; MADHULATHA, A.; RAJASEKHAR, M.; et al. Development of a perfect prognosis probabilistic model for prediction of lightning over south-east India. **Journal of Earth System Science**, v. 121, n. 2, p. 355–371, 2012.

RAKOV, V. A. Electromagnetic methods of lightning detection. **Surveys in Geophysics**, v. 34, n. 6, p. 731–753, 2013.

RICHARDSON, L. F. **Weather prediction by numerical process**. Cambridge: University Press, 1922.

ROUTRAY, A.; MOHANTY, U. C.; NIYOGI, D.; RIZVI, S. R. H.; OSURI, K. K. Simulation of heavy rainfall events over Indian monsoon region using WRF-3DVAR data assimilation system. **Meteorology and Atmospheric Physics**, v. 106, n. 1, p. 107–125, 2010.

SAPUCCI, L. F.; HERDIES, D. L.; ARAVÉQUIA, J. A.; et al. Avanços recentes no sistema de assimilação de dados regional do CPTEC-INPE buscando independência, eficiência e qualidade. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA, 15., , São Paulo. **Anais...** 2008. CD-ROM. (INPE-15620-PRE/10345).

SCHULTZ, C. J.; PETERSEN, W. A.; CAREY, L. D. Lightning and severe weather: a comparison between total and cloud-to-ground lightning trends. **Weather and Forecasting**, v. 26, n. 5, p. 744–755, 2011.

SELUCHI, M. E.; SAULO, A. C. Baixa do noroeste argentino e baixa do chaco: características, diferenças e semelhanças. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 27, n. 1, p. 49–60, 2012.

SHEA, D. J.; WORLEY, S. J.; STERN, I. R.; HOAR, T. J. **An introduction to atmospheric and oceanographic data**. 1994. Disponível em: <<http://www.cgd.ucar.edu/cas/tn404/>>. .

SHIN, H. H.; HONG, S. Y. Intercomparison of planetary boundary-layer parametrizations in the WRF model for a single day from CASES-99. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 139, n. 2, p. 261–281, 2011.

SHRIVASTAVA, R.; DASH, S. K.; OZA, R. B.; HEGDE, M. N. Evaluation of parameterization schemes in the Weather Research and Forecasting (WRF) model: A case study for the Kaiga nuclear power plant site. **Annals of Nuclear Energy**, v. 75, p. 693–702, 2015. Elsevier Ltd. Disponível em: <<http://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/S0306454914004885>>. .

SILVEIRA, B. B.; GONCALVES, L. Overview of satellite data in CPTEC/INPE G3DVar system. AGU SPRING MEETING ABSTRACTS. **Anais...** . p.14, 2013.

SKAMAROCK, W. C.; KLEMP, J. B.; DUDHI, J.; et al. **A Description of the Advanced Research WRF Version 3**. Boulder, Colorado, USA: National Center for Atmospheric Research, 2008. (NCAR/TN–475+STR).

SONG, Y.; HAIDVOGEL, D. A Semi-implicit ocean circulation model using a generalized topography-following coordinate system. **Journal Of Computational Physics**, v. 115, n. 1, p. 228–244, 1994.

SOULA, S.; CHAUZY, S. Some aspects of the correlation between lightning and rain activities in thunderstorms. **Atmospheric Research**, v. 56, n. 1-4, p. 355–373, 2000.

- STENSRUD, D. J. **Parameterization schemes: keys to understanding numerical weather prediction models.** Cambridge: University Press, 2007.
- STENSRUD, D. J.; BROOKS, H. E.; DU, J.; TRACTON, M. S.; ROGERS, E. Using ensembles for short-range forecasting. **Monthly Weather Review**, v. 127, n. 4, p. 433–446, 1999.
- STENSRUD, D. J.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective systems in weakly forced large-scale environments. Part II: generation of a mesoscale initial condition. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 2068–2083, 1994a.
- STENSRUD, D. J.; FRITSCH, J. M. Mesoscale convective systems in weakly forced large-scale environment. Part III: numerical simulations and implications for operational forecasting. **Monthly Weather Review**, v. 122, p. 2084–2104, 1994b.
- STOLZ, D. C.; BUSINGER, S.; TERPSTRA, A. Refining the relationship between lightning and convective rainfall over the ocean, **Journal of Geophysical Research: Atmospheres**, v. 119, p. 964–981, 2014.
- STULL, R. B. **An introduction to boundary layer meteorology.** Kluwer Academic Publishers, 1988.
- TAPIA, A.; SMITH, J. A.; DIXON, M. Estimation of convective rainfall from lightning observations. **Journal of Applied Meteorology**, v. 37, n. 11, p. 1497–1509, 1998.
- THOMPSON, G.; FIELD, P. R.; RASMUSSEN, R. M.; HALL, W. D. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part II: implementation of a new snow parameterization. **Monthly Weather Review**, v. 136, n. 12, p. 5095–5115, 2008.
- THOMPSON, G.; RASMUSSEN, R. M.; MANNING, K. Explicit forecasts of winter precipitation using an improved bulk microphysics scheme. Part I: description and sensitivity analysis. **Monthly Weather Review**, v. 132, n. 2, p. 519–542, 2004.
- TUCCELLA, P.; CURCI, G.; GRELL, G. A.; et al. A new chemistry option in WRF/Chem v. 3.4 for the simulation of direct and indirect aerosol effects using VBS: evaluation against IMPACT-EUCAARI data. **Geoscientific Model Development Discussions**, v. 8, n. 2, p. 791–853, 2015. Disponível em: <<http://www.geosci-model-dev-discuss.net/8/791/2015/>>. .
- VARGAS JR., V. R.; ZEPKA, G. S.; AZAMBUJA, R.; PINTO JR, O. Study of the correlation between WRF output variables and lightning activity in Southeastern Brazil. INTERNATIONAL LIGHTNING DETECTION CONFERENCE, 23., INTERNATIONAL LIGHTNING METEOROLOGY CONFERENCE, 5., Tucson, Arizona. **Proceedings...** . Tucson, Arizona, EUA, 2014. p. 8

VONNEGUT, B. Some facts and speculations concerning the origin and role of thunderstorm electricity. **Meteorological Monographs**, v. 5, n. 27, p. 224–241, 1963.

WANG, W.; BRUYÈRE, C.; DUDA, M.; et al. **ARW version 3 modeling system user's guide**. Boulder: Mesoscale & Microscale Meteorology Division, National Center for Atmospheric Research, 2015.

WARNER, T. T. **Numerical weather and climate prediction**. 1. ed. Boulder, Colorado: Cambridge University Press, 2011.

WEATHER SERVICE TECHNICAL (AWS). **The use of the skew t, log p diagram 00 in analysis and forecasting**. Illinois: Scott Air Force Base. Air Weather Service (MAC), 1990. (AWS/TR-79/006).

WILKS, D. S. **Statistical methods in the atmospheric sciences**. Academic Press, 2011.

WILLIAMS, E.; MUSHTAK, V.; ROSENFELD, D.; GOODMAN, S.; BOCCIPPIO, D. Thermodynamic conditions favorable to superlative thunderstorm updraft, mixed phase microphysics and lightning flash rate. **Atmospheric Research**, v. 76, n. 1-4, p. 288–306, 2005.

WILLIAMS, E. R.; GEOTIS, S. G.; RENNO, N.; et al. A radar and electrical study of tropical "Hot Towers." **Journal of the Atmospheric Sciences**, v. 49, n. 15, p. 1386–1395, 1992.

WYOMING. Atmospheric soundings. Universidade de Wyoming. Disponível em: <<http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html>>. Acesso em: 28/3/2015.

YAMASAKI, Y.; SILVA, A. M. A. Diagnósticos de previsões numéricas de WRF. In: Jornadas de la Asociación Meteorológica Española (AME), 29., 2006 y Encuentro Hispano-Luso Meteorología y Eficiencia Energética, 7., 2006, Pamplona. **Anales...** Asociación Meteorológica Española (AME), 2006 v. 1.

ZEPKA, G. S. **Previsão de descargas atmosféricas usando o modelo de mesoescala WRF**, 2011. 176 p. (sid.inpe.br/mtc-m19/2011/07.15.19.09-TDI). Tese (Doutorado em Geofísica Espacial/Ciências Atmosféricas) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011. Disponível em: <<http://urlib.net/8JMKD3MGP7W/3A4EGUB>>. Acesso em: 23 out. 2015. ZEPKA, G. S.; PINTO JR, O.; SARAIVA, A. C. V. lightning forecasting using the high resolution WRF model. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON ATMOSPHERIC ELECTRICITY, 14., Rio de Janeiro. **Proceedings...** Rio de Janeiro, RJ, 2011.

ZEPKA, G. S.; PINTO, O.; SARAIVA, A. C. V. Lightning forecasting in southeastern Brazil using the WRF model. **Atmospheric Research**, v. 135-

136, p. 344–362, 2014. Elsevier B.V. Disponível em:
<<http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.2013.01.008>>. .

ZHENG, D.; ZHANG, Y.; LU, W. Simulation study about the influence of atmospheric stratification on lightning activities. **Acta Meteorologica Sinica-English Edition**, v. 22, n. 1, p. 78, 2008.

ZIPSER, E. J.; LUTZ, K. R. The vertical profile of radar reflectivity of convective cells: A strong indicator of storm intensity and lightning probability? **Monthly Weather Review**, v. 122, n. 8, p. 1751–1759, 1994.