

**UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA MARIA
CENTRO DE CIÊNCIAS NATURAIS E EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM FÍSICA**

**SENSIBILIDADE DO BRAMS PARA DESCRIÇÃO DE
CHUVA E TEMPERATURA, NO NORDESTE DO RIO
GRANDE DO SUL, PARA DIFERENTES RESOLUÇÕES
ESPACIAIS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

CLAUDIO ALBERTO TEICHRIEB

Santa Maria, RS, Brasil

2008

**SENSIBILIDADE DO BRAMS PARA DESCRIÇÃO DE
CHUVA E TEMPERATURA, NO NORDESTE DO RIO
GRANDE DO SUL, PARA DIFERENTES RESOLUÇÕES
ESPACIAIS**

por

Claudio Alberto Teichrieb

Dissertação Apresentada ao Curso de Mestrado do Programa de Pós-Graduação em Física , Área de Concentração em Áreas Clássicas da Fenomenologia e Suas Aplicações, da Universidade Federal de Santa Maria (UFSM, RS), como requisito parcial para obtenção do grau de

Mestre em Física

Orientador: Prof. Dr. Osvaldo Luiz Leal de Moraes

Santa Maria, RS, Brasil

2008

**Universidade Federal de Santa Maria
Centro de Ciências Naturais e Exatas
Programa de Pós-Graduação em Física**

A Comissão Examinadora, abaixo assinada,
aprova a Dissertação de Mestrado

**SENSIBILIDADE DO BRAMS PARA DESCRIÇÃO DE CHUVA E
TEMPERATURA, NO NORDESTE DO RIO GRANDE DO SUL,
PARA DIFERENTES RESOLUÇÕES ESPACIAIS**

elaborada por
Claudio Alberto Teichrieb

como requisito parcial para obtenção do grau de
Mestre em Física

COMISSÃO EXAMINADORA:

Prof. Dr. Osvaldo Luiz Leal de Moraes
(Presidente/Orientador)

Prof. Dr. Gervásio Annes Degrazia(UFSM)

Prof^a. Dr^a. Nisia Krusche(FURG)

Santa Maria, 16 de outubro de 2008.

AGRADECIMENTOS

À minha companheira de todas as horas Sandra Ana Bolfe, por ter compartilhado os últimos anos comigo, apoiado em todos os momentos e por ter me dado o presente mais valioso dessa vida que é a nossa filha Ana Luiza.

A Ana Luiza, que deu mais motivação para a realização deste trabalho.

Aos meus pais Peter Teichrieb e Elfi Danecke por terem me dado a vida e condições de vive-lá e aos meus irmãos Carlos, Jaime, Janete e Fabio, por terem compartilhado os melhores momentos da vida.

Aos meus fiéis amigos Max, Mégui, Tinho, Gaspar, Chico, Gepeto, Ivi e Lessie.

À UFSM, pela oportunidade de estudo e utilização de suas instalações.

Ao CNPq, a Ceran (Companhia Energética Rio das Antas) e a Hidrotérmica S.A. pelo apoio financeiro.

Aos meus colegas do Laboratório de Micrometeorologia em especial ao Hans, ao Roberto, a Andréa e a Janaina, por compartilharem seus conhecimentos.

Aos meus professores.

Ao professor Osvaldo Luiz Leal de Moraes pela orientação e pela amizade que espero que dure a vida toda.

E a todos que de maneira direta ou indireta contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-Graduação em Física
Universidade Federal de Santa Maria

SENSIBILIDADE DO BRAMS PARA DESCRIÇÃO DE CHUVA E TEMPERATURA, NO NORDESTE DO RIO GRANDE DO SUL, PARA DIFERENTES RESOLUÇÕES ESPACIAIS

AUTOR: CLAUDIO ALBERTO TEICHRIEB

ORIENTADOR: OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES

Data e Local da Defesa: dd de mm de 2008, Santa Maria.

Este trabalho apresenta um estudo comparativo entre os dados de precipitação e temperatura do ar observados em uma estação de monitoramento do clima, localizada em Veranópolis-RS, com os dados obtidos a partir do modelo atmosférico BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*), com diferentes resoluções espaciais (5, 10 e 20 quilômetros).

Os dados utilizados neste estudo coletados no nordeste do Rio Grande do Sul são a precipitação e temperaturas (máxima, média e mínima). O período de dados analisados foram seis meses, três no inverno (junho, julho e agosto de 2007) e três no verão (dezembro de 2007 e janeiro e fevereiro de 2008).

Os resultados obtidos mostram que o modelo numérico obtém melhores resultados de precipitação na grade de 20 km, e a temperatura é bem reproduzida nas três grades.

Palavras-chaves: Modelo Numérico, BRAMS, Precipitação, Temperatura

ABSTRACT

Dissertação de Mestrado

Programa de Pós-Graduação em Física
Universidade Federal de Santa Maria

SENSIBILIDADE DO BRAMS PARA DESCRIÇÃO DE CHUVA E TEMPERATURA, NO NORDESTE DO RIO GRANDE DO SUL, PARA DIFERENTES RESOLUÇÕES ESPACIAIS

AUTOR: CLAUDIO ALBERTO TEICHRIEB

ORIENTADOR: OSVALDO LUIZ LEAL DE MORAES

Data e Local da Defesa: 16 de outubro de 2008, Santa Maria.

This work presents a comparative study between precipitation and air temperature measurement observed at a weather station, located in Veranópolis RS, with data obtained from the BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modeling System) atmospheric model with different spatial resolutions (5, 10 and 20 kilometers).

The data used in this study collected in northeastern Rio Grande do Sul are the precipitation and temperatures (maximum, minimum and average). The period of data were analyzed six months, three in winter (June, July and August, 2007) and three months in summer (December 2007 and January and February 2008).

The results show that the numerical model gets the best results of precipitation in the grid of 20 km, and the temperature is well reproduced in three grid.

Key-words: Numerical Model, BRAMS, Precipitation, Temperature

Lista de Figuras

2.1	Estrutura da Atmosfera	p. 10
2.2	Tipos de Chuva	p. 22
4.1	Estação São Roque	p. 41
4.2	Estação Rio da Prata	p. 41
4.3	Estação Veranópolis	p. 42
4.4	Estação Dois Lageados	p. 42
4.5	Foto dos sensores instalados em uma das Torres	p. 43
4.6	Imagem da localização da estação Veranópolis	p. 44
4.7	Localização de Veranópolis e cidades vizinhas	p. 44
4.8	Dispositivo de aquisição de dados	p. 46
4.9	Estação Veranópolis	p. 50
4.10	Instalação da estação de Veranópolis	p. 51
4.11	Coleta dos dados de uma estação	p. 52
4.12	Manutenção de uma estação	p. 52
4.13	Imagens Diversas	p. 53
4.14	Fotos dos Sensores	p. 54
6.1	Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na Torre Veranópolis, para o mês de junho de 2007.	p. 60
6.2	Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na estação Veranópolis, para o mês de julho de 2007.	p. 62

6.3	Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na estação Veranópolis, para o mês de agosto de 2007	p. 62
6.4	Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na estação Veranópolis, para os meses de dezembro de 2007, janeiro e fevereiro de 2008.	p. 64
6.5	Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na estação Veranópolis, para os meses de dezembro de 2007, janeiro e fevereiro de 2008.	p. 64
6.6	Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na estação Veranópolis, para os meses de dezembro de 2007, janeiro e fevereiro de 2008.	p. 65
6.7	Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de junho de 2007.	p. 68
6.8	Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de julho de 2007.	p. 70
6.9	Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de agosto de 2007	p. 71
6.10	Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de dezembro de 2007.	p. 72
6.11	Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de janeiro de 2008.	p. 73
6.12	Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de fevereiro de 2008.	p. 74

Lista de Tabelas

3.1	Significado dos símbolos usados nas equações gerais do modelo BRAMS	p. 32
5.1	Coordenadas dos municípios com os quais os dados de Veranópolis foram comparados.	p. 56
5.2	Comparativo da chuva acumulada em cada município, nos meses em que os dados foram analisados, sendo que os dados informados dentro de colchetes indicam a Normal Climatológica da precipitação para aquele município, no período indicado.	p. 56
6.1	Comparativo da precipitação total observada (Obs) e prevista pelo modelo (três grades com resoluções distintas) para os meses estudados	p. 61
6.2	Índices estatísticos da precipitação dos meses analisados, para as três grades com resoluções de 5, 10 e 20 km do modelo BRAMS. Em negrito estão os valores melhor representados pelos respectivos índices estatísticos nas respectivas grades.	p. 61
6.3	Índices estatísticos da temperatura máxima, média e mínima para os meses analisados. Em negrito estão os valores melhor representados pelos respectivos índices estatísticos nas respectivas grades.	p. 69

Conteúdo

1 INTRODUÇÃO	p. 7
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	p. 9
2.1 Aspectos gerais da atmosfera	p. 9
2.2 Processos Radiativos e Termodinâmica da Atmosfera	p. 13
2.2.1 Radiação Solar	p. 13
2.2.2 Formas de Transferência de Calor	p. 15
2.2.3 Variáveis de estado	p. 16
2.3 Sistemas de Precipitação	p. 18
2.3.1 Ciclo Hidrológico	p. 18
2.3.2 Formação das nuvens	p. 20
2.3.3 Tipos de chuvas	p. 21
2.4 Equações Governantes da evolução da Atmosfera	p. 22
2.4.1 Equação de Estado (Lei do Gás Ideal)	p. 23
2.4.2 Conservação de Momentum(Segunda Lei de Newton)	p. 23
2.4.3 Conservação da Energia Térmica (Primeira Lei da Termodinâmica)	p. 24
2.4.4 Conservação de umidade	p. 24
2.4.5 Conservação de massa (Equação da Continuidade)	p. 25
2.4.6 Conservação de uma Quantidade Escalar	p. 26
3 DESCRIÇÕES DO MODELO	p. 27
3.1 BRAMS	p. 27
3.1.1 Estrutura do Modelo	p. 28

3.1.2	Parametrizações	p. 32
3.2	GrADS	p. 38
4	DADOS EXPERIMENTAIS	p. 40
4.1	Descrição do sítio experimental	p. 40
4.2	Instrumentos	p. 43
4.2.1	<i>DataLogger</i> (Coletor de Dados)	p. 45
4.2.2	Sensor de Precipitação	p. 46
4.2.3	Sensor de Temperatura e Umidade Relativa do ar	p. 47
4.2.4	Sensor de Velocidade e Direção do Vento	p. 48
4.2.5	Sensor de Pressão	p. 48
4.2.6	Sensor de Radiação	p. 49
4.2.7	Sensor de Temperatura do Solo	p. 50
4.3	A Estação de Veranópolis	p. 50
5	METODOLOGIA	p. 55
5.1	Tratamento dos Dados	p. 55
5.2	Rodadas-Descrição	p. 56
5.3	Parâmetros de Estatística	p. 57
6	RESULTADOS	p. 59
6.1	Precipitação	p. 59
6.2	Temperatura	p. 65
7	CONCLUSÕES	p. 75
	Bibliografia	p. 77

1 INTRODUÇÃO

Esta dissertação tem por objetivo estudar a sensibilidade da resolução horizontal do modelo meteorológico BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) para prever precipitação e temperatura.

Este trabalho é importante, pois há uma necessidade de estabelecer com precisão os campos de precipitação e temperaturas, uma vez que o conhecimento destes dados e a previsão das condições do Tempo são de extrema importância para a população em geral, assim como são fundamentais para diferentes áreas tais como: vazão de rios, geleiras, produtividade agrícola, etc.

Atualmente a previsão do Tempo consiste na análise de resultados gerados por modelos numéricos, que prevêem o comportamento médio da atmosfera para um determinado período de tempo, os quais utilizam como parâmetros de entrada dados observacionais, dados fornecidos por satélites, e dados gerados por modelos de dias anteriores.

A confiabilidade das previsões está relacionada a modelagem numérica, a qual é uma poderosa ferramenta utilizada pelos meteorologistas. A previsão numérica do Tempo faz uso das leis físicas de movimento e conservação de energia, através das quais a evolução das condições da atmosfera é expressa por uma série de equações matemáticas. As variáveis das equações representam diferentes aspectos do Tempo (pressão, vento, temperatura, umidade, etc.), e por meio dessas equações pode-se determinar como as variáveis mudam com o tempo, de tal maneira que conhecendo-se o estado inicial da atmosfera, pode-se resolver as equações para um momento futuro e obter novos valores para essas variáveis.

A atmosfera que envolve o planeta Terra apresenta uma série de fenômenos que ocorrem próximo a sua superfície (Camada Limite Planetária-CLP) devido ao seu movimento permanente, tais como os deslocamentos de massas de ar (os ventos) e as precipitações, tendo como fonte principal de energia a radiação solar (aquecimento diferencial do sol). A água presente na atmosfera, nos três estados, exerce uma função termoreguladora de extrema importância, pela absorção, reflexão ou transmissão de energia sob forma de calor sensível bem como pela

absorção ou liberação de calor latente, nas mudanças de estado. Desta forma, é importante compreender o comportamento da atmosfera, seja pelo monitoramento climático, através da instalação de instrumentos que são capazes de registrar as diferentes variáveis atmosféricas, ou pela simulação da dinâmica da atmosfera através de modelos numéricos.

O BRAMS é um modelo de previsão numérica de Tempo, desenvolvido para simular circulações atmosféricas, utilizado mais frequentemente na simulação de fenômenos de mesoescala. Sendo um modelo de grande versatilidade, podendo ser utilizado também em outras escalas (desde a microescala até simulações de grandes vórtices e fenômenos climáticos), possibilitando diferentes tipos de estudos, tendo com finalidade fornecer informações de previsão do Tempo, bem como suporte à pesquisa científica. Para realizar as simulações, o BRAMS utiliza dados obtidos a partir de um modelo global que fornece as condições de contorno e as condições iniciais necessárias para as previsões do Tempo.

Para verificar o desempenho dos modelos numéricos, determinando a qualidade das previsões, faz-se necessário uma avaliação estatística, que permitirá sustentar decisões a respeito da qualidade das previsões a partir das características dos erros que são reveladas pela análise estatística. Diferentes índices estatísticos são utilizados para avaliar as previsões, neste estudo, foram utilizados aqueles que indicam uma boa performance do modelo a curto e a longo prazo nas previsões de precipitação e temperatura (em diferentes resoluções horizontais de grade) e se o modelo está superestimando ou subestimando as medidas bem como o erro associado a cada previsão.

Além deste Capítulo introdutório, a dissertação está dividida como segue: No Capítulo 2 é apresentada uma revisão teórica, na qual procura-se abordar alguns aspectos qualitativos e quantitativos do sistema atmosfera; No Capítulo 3, faz-se uma descrição do modelo meteorológico BRAMS de previsão numérica de Tempo; No Capítulo 4 será apresentada uma descrição dos dados experimentais, como a descrição do sítio experimental e a descrição dos instrumentos instalados em uma Torre de monitoramento climático, sendo que esta última apresenta informações além do necessário para esta dissertação, porém terá o objetivo de registrar informações de nível didático-científico úteis ao leitor sobre alguns dos instrumentos mais utilizados nos estudos da atmosfera; No Capítulo 5, apresenta-se a metodologia utilizada para o desenvolvimento desta dissertação, incluindo o tratamento dos dados, descrição da simulação do modelo e os parâmetros estatísticos empregados para avaliar o modelo; No Capítulo 6 serão apresentados os resultados obtidos e no Capítulo 7 as conclusões.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Aspectos gerais da atmosfera

O surgimento e a manutenção da vida na superfície do Planeta Terra se deve principalmente a um conjunto de gases, vapor d'água e partículas, que constituem o que chamamos de atmosfera, a qual envolve o globo terrestre. Assim, uma das principais características da Terra que a diferencia dos demais planetas do sistema solar é a sua atmosfera e a sua hidrosfera, sendo que a atmosfera contém uma quantidade suficiente de oxigênio, capaz de permitir a grande diversidade de formas de vida.

A origem da atmosfera é devido a emersão de grande quantidade de vapores e gases provindos do interior do planeta, principalmente pela ação dos vulcões.

Portanto a atmosfera é um envoltório que cobre toda a superfície do Planeta, constituindo de gases permanentes e outros de concentração variável.

O limite inferior é definido pela superfície terrestre, os continentes e oceanos. O limite superior ainda é desconhecido, devido a passagem da atmosfera para o espaço livre (vácuo), por meio de uma transição gradual, de modo que se torna difícil marcar um limite superior. Em valores aproximados, segundo Varejão (2005) [35], pode-se dizer que 50% da massa total da atmosfera advém do ar existente nos primeiros 5 km de altitude; abaixo de 10 e de 20 km concentram-se, respectivamente, 75 e quase 95% do ar existente. Essa progressiva rarefação do ar na vertical é que torna muito difícil estabelecer um limite físico externo para a atmosfera.

Para tornar o estudo da atmosfera mais fácil, várias tentativas foram feitas no sentido de dividi-la em camadas aproximadamente homogêneas quanto as suas propriedades físicas. A divisão depende da característica escolhida como referência. Pode ser a temperatura, a composição da atmosfera, a ionização, a atividade química, o estado dinâmico, etc.

Um dos critérios aceitos atualmente fundamenta-se na variação da temperatura do ar

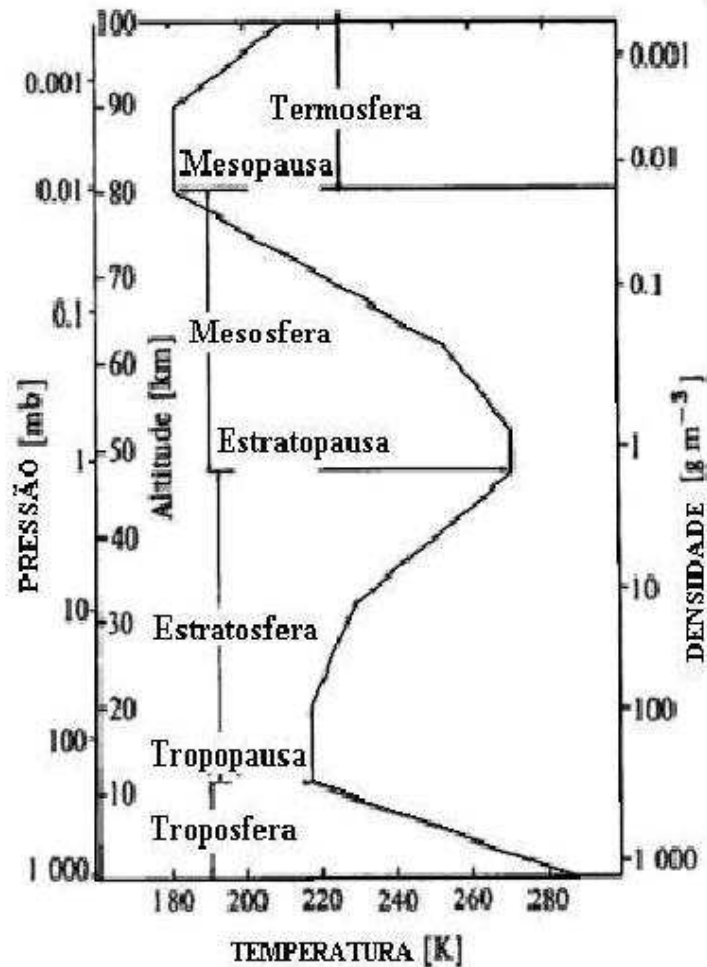


Figura 2.1: Imagem ilustrativa da divisão vertical da atmosfera. Imagem obtida de pwp.netcabo.pt/geografia/estatmosf.htm

na vertical (Figura 2.1), pois a temperatura da atmosfera da Terra varia entre camadas em altitudes diferentes, devido a interação dos componentes da atmosfera com a energia proveniente do Sol que entra e a energia proveniente da Terra que sai, assim, a relação matemática entre temperatura e altitude também varia, sendo uma das bases da classificação das diferentes camadas da atmosfera. Portanto, a área gasosa que envolve o planeta está dividida em quatro camadas principais, de conformidade com o critério térmico, aproximadamente homogêneas (troposfera, estratosfera, mesosfera e termosfera), separadas por três zonas de transição (tropopausa, estratopausa e mesopausa).

A Troposfera é a camada atmosférica que se estende da superfície da Terra até a base da estratosfera, atingindo aproximadamente, segundo Vianello (1991) [36], uma altitude de

6-8 km nos pólos, e de 15-18 km no equador, sendo sua espessura variável com as estações do ano. Esta camada responde por aproximadamente 75% do peso atmosférico e é a única camada em que os seres vivos podem respirar normalmente. Todos os fenômenos meteorológicos estão confinados a esta camada.

A temperatura diminui com a altitude até à tropopausa, onde atinge valores de cerca de -60°C . Em média, o decréscimo é de $0,65^{\circ}\text{C}$ para cada 100m, denominado gradiente térmico.

Na base da troposfera encontra-se a Camada Limite Planetária (CLP) ou Camada Limite Atmosférica (CLA) com altura típica de 1 km, na qual os efeitos da superfície são importantes, tais como o ciclo diurno de aquecimento e resfriamento. A CLP pode então ser definida como uma fina camada em contato direto com a superfície (continente e oceano) onde a sua origem esta relacionada aos processos turbulentos associados às trocas de calor, umidade e momento entre a superfície e a atmosfera.

Na CLP também ocorre a turbulência atmosférica e seu efeito de mistura resultando na chamada Camada de Mistura. Os poluentes atmosféricos são difundidos pela turbulência dentro da CLP e transportados à longas distâncias, até encontrar uma região de ocorrência de nuvens de grande desenvolvimento vertical que possam lhes transportar até a troposfera superior.

O ar da CLP sobre os continentes nas latitudes tropicais em geral é quente e úmido. O fluxos de calor, momento, umidade, poluentes ocorrem na base da CLP a partir da superfície e, por isso, o fluxo turbulento de calor diminui com a vertical dentro da CLP. Em geral, durante o dia, a CLP é uma camada convectiva, durante a noite, é estável junto à superfície que se resfria por perda radiativa do calor acumulado durante o dia.

A tropopausa é o nome dado à camada intermediária entre a troposfera e a estratosfera, possuindo uma espessura da ordem de 3 km. A distância da Tropopausa em relação ao solo varia conforme as condições climáticas da troposfera, da temperatura do ar, a latitude entre outros fatores. Se existe na troposfera uma agitação climática com muitas correntes de convecção, a tropopausa tende a subir. Isto se deve por causa do aumento do volume do ar na troposfera, este aumentando, aquela aumentará, por consequência, empurrará a tropopausa para cima.

Na estratosfera a temperatura aumenta com a altitude e se caracteriza pelos movimentos de ar em sentido horizontal, estendendo-se até aproximadamente 50 km de altitude, sendo a segunda camada da atmosfera, compreendida entre a troposfera e a mesosfera, a temperatura aumenta à medida que aumenta a altura, atingindo valores máximos próximos de 0°C [36]. Apresenta pequena concentração de vapor de água e temperatura constante até a região

limítrofe, denominada estratopausa.

A existência de ozônio na estratosfera é de extrema importância. Por um lado, absorve grande parte dos raios ultravioletas enviados pelo Sol. Deste modo provoca um aquecimento com apreciável subida da temperatura. Este aumento da temperatura tem consequências importantes na circulação da alta atmosfera.

O ozônio protege a superfície terrestre de uma excessiva radiação ultravioleta (UV) que tornaria a vida impossível. Os tecidos dos seres vivos seriam rapidamente destruídos. Mas, se a concentração do ozônio na estratosfera aumentasse, a radiação ultravioleta que chega à superfície terrestre diminuiria a ponto de não se produzir a vitamina D, e os ossos dos animais e do homem deixariam de se desenvolver convenientemente. É próximo à estratopausa que a maior parte do ozônio da atmosfera está situado.

A estratopausa é caracterizada por um gradiente térmico vertical de temperatura quase nulo, sendo a temperatura do ar nesta faixa de aproximadamente 0 °C.

Na mesosfera a temperatura diminui com a altitude, esta é a camada atmosférica onde há uma substancial queda de temperatura chegando até a -90°C em seu topo, está situada entre a estratopausa em sua parte inferior e mesopausa em sua parte superior, entre 50 a 80 km de altitude.

A mesopausa é a região da atmosfera que determina o limite entre uma atmosfera com massa molecular constante de outra onde predomina a difusão molecular, com limites entre 80 e 90km. Nesta região a atmosfera apresenta a sua temperatura mais baixa, atingindo aproximadamente -80°C.

A termosfera se situa para além dos 90 km de altitude e se caracteriza por um contínuo aumento da temperatura média do ar com a altitude. Sua temperatura aumenta com a altitude rápida e monotonicamente até onde a densidade das moléculas é tão pequena e se movem em trajetórias aleatórias tal, que raramente se chocam e o limite superior desta camada, é considerado o “topo da atmosfera“, a 1000km de altitude [36].

Podemos sintetizar que a atmosfera do planeta terra é fundamental para toda uma série de fenômenos que se processam em sua superfície, como os deslocamentos de massas de ar, as precipitações meteorológicas e as mudanças do clima.

2.2 Processos Radiativos e Termodinâmica da Atmosfera

2.2.1 Radiação Solar

A radiação solar é a fonte de energia, seja na forma de luz ou calor, para os processos biológicos e meteorológicos que ocorrem na superfície do planeta Terra, sendo esta energia emitida na forma de radiação eletromagnética (transporte de energia por meio de oscilações dos campos elétrico e magnético), caracterizada em termos quantitativos, por meio de sua intensidade em W/m^2 , e qualitativo, por sua frequência (ou comprimento de onda).

A radiação solar chega em todos os comprimentos de onda ou frequências, mas principalmente entre 200 e 3000 nanômetros. O máximo de emissão se verifica no comprimento de onda de 480 nanômetros. A distribuição corresponde aproximadamente àquela de um corpo negro (um corpo, com a capacidade de absorver toda a radiação incidente) a 5770K.

A densidade média do fluxo energético proveniente da radiação solar é de $1392 W/m^2$ (ou $1,98 cal/cm^2/min$) [35], quando medida num plano perpendicular à direção da propagação dos raios solares no topo da atmosfera terrestre. Esse valor médio, designado por constante solar, foi adotado como padrão pela Organização Meteorológica Mundial, isto apesar de variar com a constante alteração da distância da Terra ao Sol que resulta da elipticidade da órbita terrestre. A quantidade total de energia recebida pela Terra é determinada pela projeção da sua superfície sobre um plano perpendicular à propagação da radiação (πR^2 , onde R é o raio da Terra). Como o planeta gira em torno do seu eixo, esta energia é distribuída, embora de forma desigual, sobre toda a sua superfície ($4 \pi R^2$). Assim a radiação solar média recebida sobre a terra, designada por insolação é de aproximadamente $342 W/m^2$, valor correspondente a 1/4 da constante solar. O valor real recebido à superfície do planeta depende, dos fatores astronômicos ditados pela latitude e da época do ano (em função da posição da Terra ao longo da eclíptica) e também do estado de transparência da atmosfera no local, em particular da nebulosidade. A radiação solar é medida geralmente com um piranômetro.

Devido a presença de gases no ar, bem como de partículas sólidas e líquidas em suspensão, a energia radiante proveniente do sol em ondas eletromagnéticas, sofre alterações de direções e de intensidade, por absorção, reflexão ou transmissão. Sendo que, uma parcela dessa energia é interceptada pelo sistema Terra-atmosfera e convertida para outras formas de energia, tal como, calor e energia cinética da circulação atmosférica.

Parte substancial da energia recebida sobre a superfície terrestre é reenviada para o espaço sob a forma de energia refletida. A reflexão ocorre na interface entre dois meios diferentes, quando parte da radiação que atinge esta interface é enviada de volta. As nuvens,

as massas de gelo e neve e a própria superfície terrestre são razoáveis refletores, reenviando para o espaço entre 30 e 40% da radiação recebida. A fração da radiação incidente que é refletida por uma superfície é o seu albedo. Assim, o albedo caracteriza a capacidade que os corpos apresentam de refletirem a radiação solar que incide sobre eles.

Através da absorção, a radiação é convertida em calor. Quando uma molécula de gás absorve radiação esta energia é transformada em movimento molecular interno, detectável como aumento de temperatura. Portanto, são os gases que são bons absorvedores da radiação disponível que tem papel preponderante no aquecimento da atmosfera.

A transmissão, é a passagem do feixe radiativo por um meio, com ou sem mudança da direção do feixe.

Aproximadamente 51% da energia solar que chega ao topo da atmosfera atinge a superfície da Terra. A maior parte desta energia é reirradiada para a atmosfera. Como a Terra tem uma temperatura superficial bem menor que a do Sol, a radiação terrestre tem comprimentos de onda maiores que a radiação solar, situados no intervalo infravermelho, entre $1\ \mu\text{m}$ e $30\ \mu\text{m}$. Desta forma, a atmosfera é um absorvedor eficiente de radiação entre $1\ \mu\text{m}$ e $30\ \mu\text{m}$. O vapor d'água e o dióxido de carbono são os principais gases absorvedores neste intervalo. O vapor d'água absorve aproximadamente 5 vezes mais radiação terrestre que todos os outros gases combinados e responde pelas temperaturas mais altas na baixa troposfera, onde está mais concentrado. Como a atmosfera é bastante transparente à radiação solar (ondas curtas) e mais absorvente para radiação terrestre (ondas longas), a Terra é a maior fonte de calor para a atmosfera. A atmosfera, portanto, é aquecida a partir da superfície, o que é evidente no perfil vertical médio de temperatura na troposfera, que mostra um decréscimo ($6,5\ ^\circ\text{C}/\text{km}$) de temperatura com a altitude.

Quando a atmosfera absorve radiação terrestre ela se aquece e eventualmente irradia esta energia, para cima e para baixo, onde é novamente absorvida pela Terra. Portanto, a superfície da Terra é continuamente suprida com radiação da atmosfera e do Sol. Esta energia será novamente emitida pela superfície da Terra e uma parte retornará à atmosfera que, por sua vez, reirradiará uma parte para a Terra e assim por diante. Este fenômeno extremamente importante é denominado efeito estufa.

As nuvens, assim como o vapor d'água e o CO_2 , são bons absorvedores de radiação infravermelha (terrestre) e tem papel importante em manter a superfície da Terra aquecida, especialmente à noite. Uma grossa camada de nuvens pode absorver a maior parte da radiação terrestre e reirradiá-la de volta. Isto explica porque em noites secas e claras a superfície se resfria bem mais que em noites úmidas ou com nuvens.

2.2.2 Formas de Transferência de Calor

A transferência de energia na forma de calor de um ponto a outro de um meio pode se dar por radiação, condução e convecção.

A radiação é o processo de transferência de energia por ondas eletromagnéticas. Assim, pode ocorrer também no vácuo. As radiações infravermelhas, em particular, são chamadas ondas de calor, embora todas as radiações do espectro eletromagnético transportem energia. Um meio material pode ser opaco para uma determinada radiação e transparente para outra. O vidro comum, por exemplo, é transparente à luz visível e opaco às radiações infravermelhas. Aqui pode-se compreender a necessidade de diferentes cores nas roupas de inverno e de verão e como funcionam as estufas, por exemplo. Como a radiação é a única que pode ocorrer no espaço vazio, esta é a principal forma pela qual o sistema Terra-Atmosfera recebe energia do Sol e libera energia para o espaço [45].

A condução ocorre dentro de uma substância ou entre substâncias que estão em contato físico direto. Na condução a energia cinética dos átomos e moléculas (isto é, o calor) é transferida por colisões entre átomos e moléculas vizinhas. O calor flui das temperaturas mais altas (moléculas com maior energia cinética) para as temperaturas mais baixas (moléculas com menor energia cinética). Um dado volume de ar irá se aquecer se estiver em contato com uma superfície mais quente que ele, e irá se resfriar pelo mesmo processo caso a superfície esteja mais fria. A capacidade das substâncias para conduzir calor varia consideravelmente. Os sólidos são melhores condutores que líquidos e líquidos são melhores condutores que gases. Num extremo, metais são excelentes condutores de calor e no outro extremo, o ar é um péssimo condutor de calor. Conseqüentemente, a condução só é importante entre a superfície da Terra e o ar diretamente em contato com a superfície. Como meio de transferência de calor para a atmosfera como um todo, a condução é o menos significativo e pode ser omitido na maioria dos fenômenos meteorológicos [45].

A convecção somente ocorre em líquidos e gases. Consiste na transferência de calor dentro de um fluido através de movimentos do próprio fluido. O calor ganho na camada mais baixa da atmosfera através de radiação ou condução é mais freqüentemente transferido por convecção. A convecção ocorre como conseqüência de diferenças na densidade do ar. Quando o calor é conduzido da superfície relativamente quente para o ar sobrejacente, este ar torna-se mais quente que o ar vizinho. Ar quente é menos denso que o ar frio de modo que o ar frio e denso desce e força o ar mais quente e menos denso a subir. O ar mais frio é então aquecido pela superfície e o processo é repetido [45].

A circulação convectiva do ar transporta calor verticalmente da superfície da Terra para

a troposfera, sendo responsável pela redistribuição de calor das regiões equatoriais para os pólos. O calor é também transportado horizontalmente na atmosfera, por movimentos convectivos horizontais, conhecidos por advecção. O termo convecção é usualmente restrito à transferência vertical de calor na atmosfera. Na atmosfera, o aquecimento envolve os três processos, radiação, condução e convecção, que ocorrem simultaneamente. O calor transportado pelos processos combinados de condução e convecção é denominado calor sensível.

2.2.3 Variáveis de estado

Os gases presentes na atmosfera, sofrem constantes mudanças em suas variáveis de estado (temperatura, pressão e massa específica).

A temperatura pode ser definida como sendo a medida do grau de agitação das moléculas de um gás, ou seja, é a medida da energia cinética média das moléculas ou átomos.

A temperatura do ar varia no tempo e no espaço, sendo regulada por diversos fatores, tais como: a radiação solar, localização geográfica, altitude, advecção de massas de ar, etc.

De acordo com Grimm [45], os fatores que influem no balanço local de radiação e consequentemente na temperatura do ar local incluem: (1) latitude, hora do dia e dia do ano, que determinam a altura do sol e a intensidade e duração da radiação solar incidente; (2) cobertura de nuvens, pois ela afeta o fluxo tanto da radiação solar como da radiação terrestre e (3) a natureza da superfície, pois esta determina o albedo e a porcentagem da radiação solar absorvida usada para aquecimento por calor sensível e calor latente.

A massa específica ou densidade absoluta de uma determinada substância, representa a massa total desta substância que está contida em uma unidade de volume. Nas condições normais de temperatura e pressão (CNTP), 0°C e 1atm , a massa específica do ar atmosférico é de aproximadamente $1,3\text{kg}/\text{m}^3$.

Defini-se pressão, como sendo uma grandeza escalar que mede a força exercida sobre uma unidade de área de uma superfície ($P = F/A$). Tratando-se da pressão atmosférica, o ar exerce uma força sobre as superfícies com as quais tem contato, ou seja, é o peso por unidade de área de uma coluna de ar que esta acima de uma determinada posição. As diferenças de pressão entre um lugar e outro, são responsáveis pelos deslocamentos de massas de ar e as variações de pressão influenciam na variação do Tempo. A distribuição vertical da pressão num fluido em equilíbrio, é dada pela equação da hidrostática, que é expressa por $dp = -\rho g dz$ (ρ é a densidade do fluido, g é a aceleração da gravidade).

Um gás perfeito ou ideal obedece às Leis de Boyle e Charles-Gay Lussac. A Lei de

Boyle estabelece que: "Numa transformação isotérmica (temperatura constante), a pressão e o volume de um gás são inversamente proporcionais", isto é

$$P_1V_1 = P_2V_2 = \dots = \text{constante} \text{ ou}$$

$P_1\alpha_1 = P_2\alpha_2 = \dots = \text{constante}$ sendo: $P = \text{presso}$, $V = \text{volume}$ e $\alpha = \text{volume específico do gás}$ (Volume por unidade de massa).

As leis de Charles-Gay Lussac, são expressas da seguinte maneira:

(1) "Numa transformação isobárica (a pressão constante), o volume e a temperatura absoluta de um gás são diretamente proporcionais", isto é:

$$V_1/T_1 = V_2/T_2 = \dots = \text{constante} \text{ ou}$$

$$\alpha_1/T_1 = \alpha_2/T_2 = \dots = \text{constante}, \text{ sendo } T \text{ é a temperatura (em Kelvin).}$$

(2) "Numa transformação isocórica (a volume constante), a pressão e a temperatura absoluta de um gás são diretamente proporcionais", isto é:

$$P_1/T_1 = P_2/T_2 = \dots = \text{constante}$$

Os gases reais apresentam o comportamento dos gases ideais, quanto mais alta for a sua temperatura e mais baixa for a pressão. Na atmosfera, em geral, os gases tem comportamento praticamente idêntico aos gases ideais.

Relacionando-se as três variáveis de estado dos gases ideais, obtém-se a equação de estado para tais gases, que é expressa por:

$$P\alpha = RT \tag{2.1}$$

onde R é uma constante específica do gás.

A equação de estado para um gás ideal poderá também ser expressa por:

$PV = nR^*T$, onde R^* é a constante universal dos gases ideais, que tem valor de $8,314 \text{ Jmol}^{-1}\text{K}^{-1}$.

Na atmosfera terrestre, onde os valores típicos de pressão são menores que 1 atm , PV/nT tende para valor constante de $8,31 \text{ J.mol}^{-1}\text{K}^{-1}$, garantindo que a equação dos gases ideais é uma boa aproximação quando aplicada aos gases atmosféricos.

Se considerarmos uma amostra de ar úmido na atmosfera, devido a essa umidade, a amostra será de água, e uma parte seca, que é composta por outros gases ($O_2, N_2, O_3, CO_2, \text{etc.}$), assim, a massa do ar úmido (m_u) será a soma das massas de vapor (m_v) e da parte seca (m_s):

$$m_u = m_v + m_s$$

A Lei de Dalton define que: "a pressão total de uma mistura de gases ideais é igual à soma das pressões dos seus constituintes", dessa forma, para dois gases distintos:

$$p = p_a + p_b, \text{ onde } p_a \text{ e } p_b \text{ são as pressões parciais dos gases } a \text{ e } b.$$

Aplicando a Lei de Dalton para as partes seca e de vapor da amostra de gás, obtém-se:

$p = p_v + p_s$ onde p_v é a pressão parcial do vapor de água, que é representada geralmente pela letra "e", e p_s é a pressão parcial do ar seco ($p_s = \sum_n p_n$, onde p_n são os diversos gases atmosféricos).

Ao aplicando a equação 2.1 para as pressões parciais, temos:

Para o ar seco:

$$p_s \alpha_s = R_s T \quad (2.2)$$

Para o vapor de água:

$$e \alpha_v = R_v T \quad (2.3)$$

Para o ar úmido:

$$p \alpha = R_u T \quad (2.4)$$

Cujos valores de R_s , R_v e R_u são determinados aplicando-se $R^* = MR$

2.3 Sistemas de Precipitação

2.3.1 Ciclo Hidrológico

A água da Terra, que constitui a hidrosfera, distribui-se por três reservatórios principais, os oceanos, os continentes e a atmosfera, entre os quais existe uma circulação contínua denominado ciclo da água ou ciclo hidrológico. Este ciclo é responsável pela renovação da água no planeta. O movimento da água no ciclo hidrológico é mantido pela energia solar e pela gravidade. Na atmosfera, o vapor de água que forma as nuvens pode transformar-se em chuva, neve ou granizo dependendo das condições climáticas. Essa transformação provoca o fenômeno atmosférico ao qual se chama precipitação.

A água é a única substância que existe, em circunstâncias normais, em todos os três estados da matéria (sólido, líquido e gasoso) na Natureza. A coexistência destes três estados implica que existam transferências contínuas de água de um estado para outro; esta

sequência fechada de fenômenos pelos quais a água passa do globo terrestre para a atmosfera é designado por ciclo hidrológico. A água da evapotranspiração (nome científico dado ao vapor de água obtido da transpiração e da evaporação) atinge um certo nível da atmosfera em que ele se condensa, formando as nuvens. Nas nuvens, o vapor de água condensa-se formando gotículas, que permanecem em suspensão na atmosfera. Estas gotículas, sob certas condições, agregam-se formando gotas maiores que precipitam-se, ou seja, chove. A chuva pode seguir dois caminhos, ela pode infiltrar-se e formar um aquífero ou um lençol freático ou pode simplesmente escoar superficialmente até chegar a um rio, lago ou oceano, onde o ciclo continua.

O ciclo da água inicia-se com a energia solar que incide na Terra. A transferência da água da superfície terrestre para a atmosfera, passando do estado líquido ao estado gasoso, processa-se através da evaporação direta (lagos, oceanos), por transpiração das plantas e dos animais e por sublimação. A vegetação tem um papel importante neste ciclo, pois uma parte da água que cai é absorvida pelas raízes e acaba por voltar à atmosfera pela transpiração ou pela simples e direta evaporação. Durante esta alteração do seu estado físico absorve calor, armazenando energia solar na molécula de vapor de água à medida que sobe na atmosfera.

O vapor de água é transportado pela circulação atmosférica e condensa-se após percursos muito variáveis. Poderá regressar à superfície terrestre numa das formas de precipitação (chuva, granizo ou neve), como voltar à atmosfera mesmo antes de alcançar a superfície terrestre (através de chuva miúda quente). Toda esta movimentação é influenciada pelo movimento de rotação da Terra e das correntes atmosféricas. A água que atinge o solo tem diferentes destinos. Parte é devolvida à atmosfera através da evaporação, parte infiltra-se no interior do solo, alimentando os lençóis subterrâneos. O restante, escorre sobre a superfície em direção às áreas de altitudes mais baixas, alimentando diretamente os lagos, riachos, rios, mares e oceanos. A infiltração é assim importante, para regular a vazão dos rios, distribuindo-a ao longo de todo o ano, evitando, assim, os fluxos repentinos, que provocam inundações. Caindo sobre uma superfície coberta com vegetação, parte da chuva fica retida nas folhas. a água interceptada evapora, voltando à atmosfera na forma de vapor.

O ciclo hidrológico atua como um agente modelador da crosta terrestre devido à erosão e ao transporte e deposição de sedimentos por via hidráulica, condicionando a cobertura vegetal e, de modo mais genérico, toda a vida na terra. O ciclo hidrológico é um dos pilares fundamentais do ambiente, assemelhando-se, no seu funcionamento, a um sistema de destilação global. O aquecimento das regiões tropicais devido à radiação solar provoca a evaporação contínua da água dos oceanos, que é transportada sob a forma de vapor pela circulação geral da atmosfera, para outras regiões. Durante a transferência, parte do vapor de

água condensa-se devido ao arrefecimento formando nuvens que originam a precipitação. O retorno às regiões de origem resulta da ação conjunta da infiltração e escoamento superficial e subterrâneo proveniente dos rios e das correntes marítimas.

2.3.2 Formação das nuvens

As nuvens são a umidade do ar condensada, constituída por gotículas de água e cristais de gelo, cujos diâmetros variam de 0,025 a 0,1 mm, são facilmente transportadas pelo ar em movimento.

Na formação de nuvens, a condensação do vapor d'água em gotículas exige a presença na atmosfera, não só de vapor d'água em quantidade suficiente, mas também de núcleos de condensação, que são partículas em torno das quais o vapor d'água se condensa. A partir desse ponto, a condensação continua em torno na gotícula inicial. Tais núcleos são constituídos de substâncias higroscópicas (material ou substância que tem afinidade pelo vapor d'água sendo capaz de retirá-lo de uma atmosfera ou eliminá-lo de uma mistura gasosa), como por exemplo os sulfatos de origem marinha. O processo de condensação ocorre quando o ar se esfria (ascensão adiabática). A umidade relativa aumenta, mas antes de atingir 100%, inicia-se o processo de condensação em torno dos núcleos mais ativos para a formação das nuvens. A gotícula cresce até atingir valores máximos dentro da nuvem, quando a umidade atinge 100%. Os núcleos menores praticamente não são aproveitados, pois o vapor disponível irá condensar-se em torno dos núcleos maiores. Com isso o número de gotículas na nuvem, por unidade de volume, é inferior ao número de núcleos [36].

A precipitação pode ser caracterizada por sua quantidade, duração e intensidade.

A quantidade, pode ser expressa pela espessura da camada de água que se formaria sobre uma superfície horizontal, plana e impermeável, com $1m^2$ de área. A unidade que se adotada é o milímetro, que corresponde à queda de um litro de água por metro quadrado da projeção da superfície terrestre ($1\text{litro}/m^2 = 1dm/100dm^2 = 0,01dm = 1mm$).

A duração, é dada pela diferença de tempo entre o início e o término da precipitação.

E a intensidade, é definida pela quantidade de água que caía por unidade de tempo, sendo usualmente expressa em mm por hora ($mm\ h^{-1}$).

2.3.3 Tipos de chuvas

De acordo com o tipo de ascensão das massas de ar, podemos considerar três tipos fundamentais de chuva.

As chuvas de origem térmica ou convectivas (Figura 2.2 a)), são produzidas pela ascensão energética de ar fortemente aquecido. Ao subir, o ar expande-se e arrefece até alcançar o ponto de saturação. Formam-se então nuvens com grande desenvolvimento vertical do tipo cumulonimbo. A chuva desta origem costuma ser breve, mas abundante, isto é, em forma de fortes aguaceiros, e é muitas vezes acompanhada de granizo. Este tipo é característico das trovoadas que se verificam nas tardes quentes de Verão, em que o solo, muito aquecido, favorece a formação de intensas correntes ascendentes.

As chuvas de origem orográficas ou de relevo (Figura 2.2 c)), são produzidas pela ascensão do ar ao longo das vertentes montanhosas expostas aos ventos úmidos. O ar úmido e quente, ao ascender próximo as encostas, resfriando-se adiabaticamente devido a decompressão promovida pela menor densidade do ar nos níveis mais elevados. O resfriamento conduz a saturação do vapor, possibilitando a formação de nuvens estratiformes e cumuliformes, que, com a continuidade do processo de ascensão, tendem a produzir chuva. Nas vertentes opostas, a chuva é escassa ou mesmo nula. Este tipo de chuva é muito característico das regiões montanhosas. É bem conhecido o fato de muitas montanhas se encontrarem rodeadas de nuvens a partir de determinada altitude, que corresponde ao nível de condensação. Assim, as vertentes a barlavento são comumente mais chuvosas do que aquelas a sotavento, onde o ar, além de estar menos úmido, é forçado a descer, o que dificulta a formação de nuvens [17].

As chuvas de origem frontal (Figura 2.2 b)): as frentes estão associadas à formação de nuvens que ocorrem pela ascensão do ar úmido nas zonas de baixa pressão, para onde convergem as massas de ar. Se estas apresentam acentuado contraste de temperatura e de umidade, estabelecem-se superfícies de descontinuidade ou superfícies frontais, mais ou menos inclinadas, que favorecem a subida do ar mais quente sobre o ar mais frio e, portanto, a formação de chuva. Este tipo é característico das regiões temperadas, onde é grande a instabilidade atmosférica, e das regiões tropicais, onde são frequentes furacões e tufões. A intensidade das chuvas nela geradas, bem como sua duração, será influenciada pelo tempo de permanência da frente no local, pelo teor de umidade contido nas massas de ar que a formam, pelos contrastes de temperatura entre as massas e pela velocidade de deslocamento da frente [17].

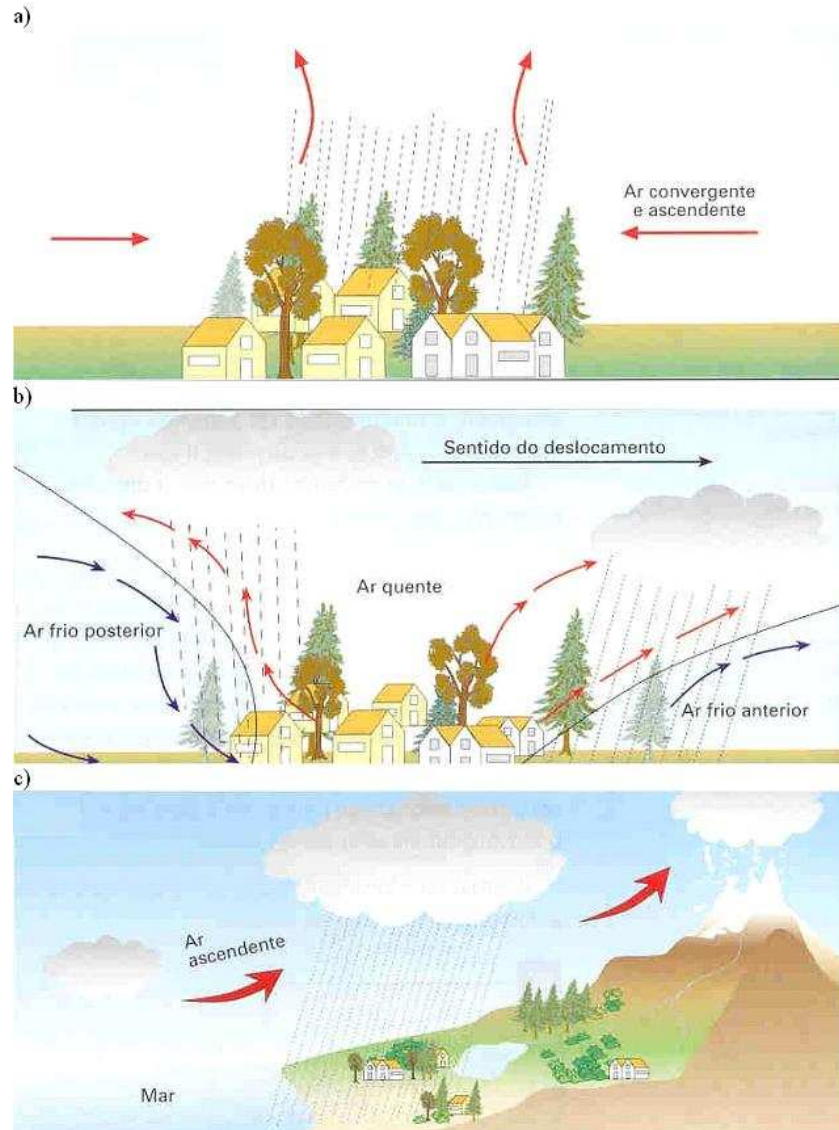


Figura 2.2: Figuras ilustrativas, representando os três tipos de formações de chuva: a) chuva térmica ou convectiva, b) chuva de origem frontal e c) chuva de origem orográfica ou de relevo. [Imagem extraída do site <http://web.rcts.pt/pr1085/Humidade/Precipitacao.htm>]

2.4 Equações Governantes da evolução da Atmosfera

Cinco equações formam a base da física da atmosfera (camada limite) segundo Stull (1988) [30]: a equação de estado do ar, e as equações de conservação de massa, momentum, umidade e energia (térmica). Equações adicionais para quantidades escalares tal como a concentração da poluição podem ser adicionadas [30].

2.4.1 Equação de Estado (Lei do Gás Ideal)

A Lei dos gases ideais, descreve adequadamente o estado dos gases na camada limite:

$$p = \rho R_d \theta_v \quad (2.5)$$

onde p é a pressão, ρ é a densidade do ar, R_d é a constante dos gases para o ar seco ($R_d = 287 J.K^{-1}kg^{-1}$), e θ_v é a temperatura potencial virtual, sendo igual a

$$\theta_v = T_v(1 + 0,61q_v - q_l) \quad (2.6)$$

onde T_v é a temperatura virtual, q_v é a umidade específica e q_l é o conteúdo de água líquida.

2.4.2 Conservação de Momentum (Segunda Lei de Newton)

Uma forma para a equação do momentum é

$$\underbrace{\frac{\partial U_i}{\partial t}}_I + \underbrace{U_j \frac{\partial U_i}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{-\delta_{i3}g}_{III} - \underbrace{2\varepsilon_{ijk}\Omega_j U_k}_{IV} - \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x_i}}_V + \underbrace{\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}}_{VI} \quad (2.7)$$

onde:

I representa o termo de armazenamento de momentum (inercia).

II descreve a advecção.

III descreve a ação vertical da gravidade.

IV descreve a influência da rotação da Terra (efeito de Coriolis).

V descreve as forças do gradiente de pressão.

VI representa a influência da tensão viscosa.

Onde temos que U_i representa as três componentes do vento u , v e w , nas direções x_i e i , j e k são índices e não vetores unitarios; a notação $\delta_{mn} = 1$ (se $m=n$) e 0 (se $m \neq n$) representa o Delta de Kronecker; $\varepsilon_{mnq} = +1$ (para $mnq=123, 231$ ou 321), -1 (para $mnq=321, 213$ ou 132), 0 (para qualquer dois ou mais índices semelhantes) é o tensor de Levy-Civita; τ_{ij} é o tensor tensão (expresso por uma matriz 3 por 3), que para um fluido newtoniano é usualmente dado por

$$\tau_{ij} = \mu \left(\frac{\partial U_i}{\partial x_j} + \frac{\partial U_j}{\partial x_i} \right) + \left(\mu_B - \frac{2}{3}\mu \right) \frac{\partial U_k}{\partial x_k} \delta_{ij} \quad (2.8)$$

onde μ_B é o coeficiente de viscosidade volumétrico (*bulk viscosity coefficient*) e μ o coeficiente de viscosidade dinâmico. τ_{ij} pode ser interpretado como a força por unidade de área na x_i -direção agindo sobre a face que é normal a x_j -direção.

No termo IV, aparece o vetor velocidade angular de rotação da Terra Ω_j , cujas componentes são $[0, \omega \cos(\phi), \omega \sin(\phi)]$ onde ϕ é a latitude e $\omega = 2\pi \text{radianos}/24h = (7,27 \times 10^{-5} \text{s}^{-1})$ é a velocidade angular da Terra. É comum o termo IV aparecer escrito na forma $+f_c \epsilon_{ij3} U_j$, onde o parâmetro de Coriolis é definido como $f_c = 2\omega \sin(\phi) = (1,45 \times 10^{-4} \text{s}^{-1})$.

2.4.3 Conservação da Energia Térmica (Primeira Lei da Termodinâmica)

A primeira Lei da termodinâmica descreve a conservação da entalpia, que inclui as contribuições de ambas o transporte de calor sensível e latente. Em outras palavras, o vapor d'água no ar não somente transporta o calor sensível associado com a temperatura, mas ele tem o potencial de liberar ou absorver calor latente adicional durante qualquer mudança de fase que pode ocorrer. Para simplificar a equação que descreve a conservação da entalpia, micrometeorologistas muitas vezes utilizam as informações da mudança de fase, E , contida na equação da conservação da umidade. Assim, uma equação para θ pode ser escrita

$$\underbrace{\frac{\partial \theta}{\partial t}}_I + \underbrace{U_j \frac{\partial \theta}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{v_\theta \frac{\partial^2 \theta}{\partial x_j^2}}_{VI} - \underbrace{\frac{1}{\rho C_p} \left(\frac{\partial Q_j^*}{\partial x_j} \right)}_{VII} - \underbrace{\frac{L_p E}{\rho C_p}}_{VIII} \quad (2.9)$$

onde v_θ é a difusividade térmica, L_p é o calor latente associado com a mudança de fase de E , c_p é o calor específico para o ar seco, e Q_j^* é a componente da radiação líquida na j -ésima direção.

Os termos I, II e VI são o armazenamento, a advecção e a difusão molecular, como antes. O termo VII é o termo fonte associada a radiação (divergente da radiação), e o termo VIII é o termo fonte associado com liberação de calor latente durante as mudanças de fase.

2.4.4 Conservação de umidade

Definindo q_T como sendo a umidade específica total do ar, isto é, a massa de água (todas as fases) por unidade de massa do ar úmido. A conservação da substância de água pode ser

escrito, assumindo a incompressibilidade, como

$$\underbrace{\frac{\partial q_T}{\partial t}}_I + \underbrace{U_j \frac{\partial q_T}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{v_q \frac{\partial^2 q}{\partial x_j^2}}_{VI} + \underbrace{\frac{S_{q_T}}{\rho_{air}}}_{VII} \quad (2.10)$$

onde v_q é a difusividade molecular do vapor de água no ar. S_{q_T} é um termo de fonte do saldo da umidade (fonte-sorvedouro).

Separando a umidade total em duas partes, vapor (q) e não-vapor (q_L), usando $q_T = q + q_L$ e $S_{q_T} = S_q + S_{q_L}$, podemos reescrever a equação anterior com um par de equações acopladas

$$\underbrace{\frac{\partial q}{\partial t}}_I + \underbrace{U_j \frac{\partial q}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{v_q \frac{\partial^2 q}{\partial x_j^2}}_{VI} + \underbrace{\frac{S_q}{\rho_{air}}}_{VII} + \underbrace{\frac{E}{\rho_{air}}}_{VIII} \quad (2.11)$$

e

$$\underbrace{\frac{\partial q_L}{\partial t}}_I + \underbrace{U_j \frac{\partial q_L}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{\frac{S_{q_L}}{\rho_{air}}}_{VII} - \underbrace{\frac{E}{\rho_{air}}}_{VIII} \quad (2.12)$$

onde E representa a massa de vapor d'água por unidade de volume por unidade de tempo necessário para que ocorra uma mudança de fase para líquida ou sólida. A convergência de queda de água líquida ou sólida (e.g. precipitação) que não é advecada com o vento é incluída no termo V .

Os termos I , II e VI são análogos aos termos correspondentes na equação (2.10). O termo VII é um termo de fonte do saldo da quantidade que é vapor ou não-vapor, e o termo $VIII$ representa a convesão de sólido ou líquido em vapor.

2.4.5 Conservação de massa (Equação da Continuidade)

Duas formas equivalentes para a equação da continuidade são

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial(\rho U_j)}{\partial x_j} = 0 \quad (2.13)$$

e

$$\frac{d\rho}{dt} + \rho \frac{\partial U_j}{\partial x_j} = 0 \quad (2.14)$$

onde a definição da derivada total é usada para converção entre essas formas.

2.4.6 Conservação de uma Quantidade Escalar

Sendo C a concentração (massa por volume) de um escalar (CO_2 , metano, etc.) presente na atmosfera. A conservação de massa desse escalar, requer que

$$\underbrace{\frac{\partial C}{\partial t}}_I + \underbrace{U_j \frac{\partial C}{\partial x_j}}_{II} = \underbrace{v_c \frac{\partial^2 C}{\partial x_j^2}}_{III} + \underbrace{S_C}_{IV} \quad (2.15)$$

onde v_c é a difusividade molecular do constituinte C . S_C é o termo de fonte dos processos restantes não citados na equação, tal como reações químicas. A interpretação física de cada termo é analoga as de (2.10).

3 *DESCRIÇÕES DO MODELO*

Um modelo de mesoescala é um modelo de predição numérica de Tempo, com resolução horizontal e vertical suficiente para prognosticar fenômenos meteorológicos de mesoescala que são aquelas com dimensões horizontais que variam de um a centenas de quilômetros. A predição numérica do Tempo faz uso das leis físicas de movimento (das massas de ar) e conservação de energia, que ditam a evolução das condições da atmosfera, e que são expressas por uma série de equações matemáticas bem complexas. As variáveis das equações representam diferentes aspectos do Tempo (pressão, vento, temperatura, umidade, etc.), sendo que essas equações determinam como as variáveis mudam com o tempo, assim, conhecendo-se o estado inicial da atmosfera, pode-se resolver as equações para um momento futuro e obter novos valores para essas variáveis.

O modelo utilizado neste trabalho para gerar os dados (Precipitação e temperatura) foi o BRAMS, o qual será descrito logo abaixo.

3.1 BRAMS

O BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*) é um modelo meteorológico que foi desenvolvido por pesquisadores brasileiros, através de um projeto conjunto da ATMET, IME/USP, IAG/USP e o CPTEC/INPE, financiado pela FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos), com o objetivo de desenvolver uma nova versão do RAMS (Regional Atmospheric Modeling System) adaptado aos trópicos, tendo em vista um modelo único para a previsão de Tempo regional.

O modelo RAMS surgiu da união de três modelos existentes na Universidade do Colorado: o modelo de nuvens/mesoescala (Tripoli e Cotton, 1982 [34], Walko e Tremback 2001 [38]); uma versão hidrostática do modelo de nuvens (Tremback, 1990 [32]) e o modelo de brisa marítima descrito por Mahrer e Pielke (1977) [15]. As principais características deste modelo foram descritas em detalhes por diversos autores a saber: Tripoli e Cotton (1980)

[33], Tremback (1990) [32] e Pielke et al. (1992) [25], entre outros.

Os modelos BRAMS e RAMS são bem semelhantes, diferindo em alguns módulos, desenvolvidos para uma melhor representação do estado da atmosfera do Brasil.

O RAMS é um modelo de mesoescala altamente flexível e versátil, sendo possível ativar e desativar as diversas opções e parametrizações contidas em seu código, conforme o interesse do trabalho a ser desenvolvido [1].

O BRAMS/RAMS é um modelo de predição numérica de Tempo, desenvolvido para simular circulações atmosféricas, utilizado mais frequentemente na simulação de fenômenos de mesoescala (que compreende escalas horizontais de 2 a 2000km). É um modelo de grande versatilidade, podendo ser utilizado também em outras escalas (desde a microescala até simulações de grandes turbilhões e fenômenos climáticos), desde que se faça os ajustes pertinentes ao estudo de interesse, possibilitando diferentes tipos de estudos, tendo com finalidade fornecer informações de previsão do Tempo, bem como suporte à pesquisa científica.

3.1.1 Estrutura do Modelo

A estrutura da grade computacional que o RAMS utiliza é alternada, do tipo C de Arakawa (Messinger e Arakawa, 1976 [18]), sendo que as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas nos mesmos pontos de grade, enquanto que as componentes u , v e w da velocidade do vento são intercaladas em $\Delta x/2$, $\Delta y/2$ e $\Delta z/2$, respectivamente.

A projeção horizontal utilizada para a definição das coordenadas da grade é a projeção estereográfica, cujo pólo de projeção fica próximo do centro da área de domínio. Este tipo de projeção diminui distorções da projeção da área de interesse. Coordenadas cartesianas também podem ser utilizadas pelo RAMS. [24].

Na vertical, é usado o sistema de coordenadas σ_z (sigma-z), o qual contorna a topografia do terreno, descrito por Gal-Chen e Somerville(1975)[10], Clark (1977)[5] e Tripoli e Cotton (1982)[34]. Neste sistema de coordenadas (σ_z), o topo do domínio do modelo é exatamente plano e a base segue as ondulações do terreno.

No modelo, usa-se grades com espaçamentos variáveis entre os níveis verticais, com maior resolução próximo ao solo e menor resolução no topo, ou seja, o espaçamento entre cada nível vai aumentando com a altura em uma proporção pré determinada.

No RAMS, pode-se usar a opção de grades aninhadas, de tal maneira que se consiga obter resoluções espaciais mais altas para determinados locais selecionados, ou seja, as equa-

ções do modelo serão resolvidas de forma simultânea em diferentes resoluções espaciais. A interação ocorre em duplo sentido (conhecido como *two-way interaction*) entre as grades aninhadas, permitindo que os processos ocorram da grade de maior para a de menor resolução, e vice-versa, seguindo os esquemas de Clark e Farley (1984)[6] e Clark e Hall (1991)[7].

As equações usadas no BRAMS são aquelas para uma atmosfera não hidrostática, descritas por Tripoli e Coton (1982) [34], que permite descrever processos físicos nos quais a velocidade vertical é intensa. Os processos de superfície são representados numericamente de forma bem detalhada e simula aqueles associados à difusão turbulenta, radiação solar, a formação e interação de nuvens, precipitação de hidrometeoros na fase líquida e gelo, convecção de cumulus, troca de calor sensível e latente entre a superfície e atmosfera (incluindo o papel da vegetação) e transporte de calor no solo [1].

O modelo possui equações prognósticas para todas as variáveis de estado, incluindo u , v , w , temperatura potencial, razão de mistura e função de Exner. Seguindo [24], o modelo utiliza a formulação de diferenças finitas de segunda ordem no espaço e no tempo, resolvidas em forma explícita devido aos requerimentos computacionais, sendo que os termos de advecção são colocados na forma de fluxo de maneira tal que a massa, momento e energia sejam conservados.

O modelo BRAMS resolve numericamente as equações governantes da evolução da atmosfera (equações 2.13, 2.7, 2.10 e 2.9), utilizando o procedimento de Reynolds, que consiste em decompor uma certa variável atmosférica $\alpha(x, t)$ em uma parte média $\bar{\alpha}(x, t)$ e uma parte turbulenta $\alpha'(x, t)$, sendo essa decomposição de escalas de Reynolds definida por

$$\alpha(x, t) = \bar{\alpha}(x, t) + \alpha'(x, t) \quad (3.1)$$

Desta forma a evolução da atmosfera é representada por um novo conjunto de equações, que são expressas em termos médios e turbulentos, das variáveis atmosféricas u , v , w , π' , θ_{il} , r_n , que são especificados a seguir.

As equações prognósticas do modelo RAMS são descritas abaixo, primeiro para uma atmosfera não hidrostática, e em seguida para uma atmosfera hidrostática, onde o significado das variáveis estão representados na Tabela 3.1. As médias de Reynolds são aplicadas sobre o volume em torno do ponto de grade, sendo omitida a notação de média (barra) apenas por simplicidade.

As equações não hidrostáticas são:

Equações de movimento:

$$\frac{\partial u}{\partial t} = -u \frac{\partial u}{\partial x} - v \frac{\partial u}{\partial y} - w \frac{\partial u}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial x} + fv + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial u}{\partial z} \right) \quad (3.2)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -u \frac{\partial v}{\partial x} - v \frac{\partial v}{\partial y} - w \frac{\partial v}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial y} - fu + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial v}{\partial z} \right) \quad (3.3)$$

$$\frac{\partial w}{\partial t} = -u \frac{\partial w}{\partial x} - v \frac{\partial w}{\partial y} - w \frac{\partial w}{\partial z} - \theta \frac{\partial \pi'}{\partial z} - \frac{g\theta'_v}{\theta_0} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_m \frac{\partial w}{\partial z} \right) \quad (3.4)$$

Estas três equações podem ser escritas na forma tensorial como:

$$\underbrace{\frac{\partial u_i}{\partial t}}_I = \underbrace{u_j \frac{\partial u_i}{\partial x_j}}_{II} - \underbrace{\delta_{i3}g}_{III} - \underbrace{\varepsilon_{ijk} f_j u_k}_{IV} - \underbrace{\theta \frac{\partial \pi}{\partial x_i}}_V - \frac{1}{\rho_0} \underbrace{\frac{\partial \overline{\rho_0 u'_j u'_i}}{\partial x_j}}_{VI} \quad (3.5)$$

onde:

I representa o termo de armazenamento

II descreve a advecção.

III descreve a ação vertical da gravidade.

IV descreve a influência da rotação da Terra (efeito de Coriolis).

V descreve as forças do gradiente de pressão.

VI representa a divergência do fluxo turbulento

Equação termodinâmica:

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = -u \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} - v \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} - w \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial \theta_{il}}{\partial z} \right) + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} \quad (3.6)$$

onde θ_{il} é temperatura potencial da água sólida e gelo, dado por :

$$\theta_{il} = \theta + L \frac{q_l}{c_p} + L' \frac{q_i}{c_p} \quad (3.7)$$

Na forma tensorial, a equação da termodinâmica, em termos da temperatura potencial de água líquida e gelo, fica

$$\underbrace{\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t}}_I = \underbrace{u_j \frac{\partial \theta_{il}}{\partial x_j}}_{II} - \frac{1}{\rho_0} \underbrace{\frac{\partial \rho_0 \overline{u'_j \theta'_{il}}}{\partial x_j}}_{VI} + \underbrace{\left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{con} + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{rad} + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{microf}}_{VII} \quad (3.8)$$

Os termos I,II e VI são semelhantes aos apresentados na equação anterior e os termos representados por VII, cujos índices *con*, *rad* e *microf* denotam as contribuições devido ao transporte convectivo não resolvido, convergência de radiação e parametrização de microfísica respectivamente.

Equação da continuidade razão de mistura das espécies de água:

$$\frac{\partial r_n}{\partial t} = -u \frac{\partial r_n}{\partial x} - v \frac{\partial r_n}{\partial y} - w \frac{\partial r_n}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_h \frac{\partial r_n}{\partial z} \right) \quad (3.9)$$

Na forma tensorial, temos

$$\underbrace{\frac{\partial r_t}{\partial t}}_I = \underbrace{u_j \frac{\partial r_t}{\partial x_j}}_{II} - \frac{1}{\rho_0} \underbrace{\frac{\partial \rho_0 \overline{u'_j r'_t}}{\partial x_j}}_{VI} + \underbrace{\left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{con} + \left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} \right)_{microf}}_{VIII} \quad (3.10)$$

O significado dos termos I, II, VI e VIII é semelhante ao apresentado nas equações anteriores.

Equação da continuidade de massa:

$$\frac{\partial \pi'}{\partial t} = -\frac{R\pi_0}{c_v \rho_0 \theta_0} \left(\frac{\partial \rho_0 \theta_0 u}{\partial x} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 v}{\partial y} + \frac{\partial \rho_0 \theta_0 w}{\partial z} \right) \quad (3.11)$$

Na opção hidrostática do RAMS substitui-se a equação de movimento vertical e a equação de continuidade de massa com:

Equação hidrostática:

$$\frac{\partial \pi}{\partial z} = -\frac{g}{\theta_v} + g(r_t - r_v) \quad (3.12)$$

$$\frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0 \quad (3.13)$$

A função de exner é dada por: $\pi = c_p \left(\frac{p}{p_0} \right)^{\frac{R}{c_p}}$

Tabela 3.1: Significado dos símbolos usados nas equações gerais do modelo BRAMS

Simbolo	Definição
u	componente zonal (Leste-Oeste) do vento
v	componente meridional (Norte-Sul) do vento
w	componente vertical do vento
f	parâmetro de Coriolis
K_m	coeficiente de viscosidade turbulenta para o momentum
K_h	coeficiente de viscosidade turbulenta para o calor e umidade
θ_{il}	temperatura potencial para a água líquida e gelo
r_n	razão de mistura para as espécies de água
ρ	densidade
ρ_0	densidade no estado básico
rad	denota tendência para a parametrização de radiação
g	gravidade
r_t	razão de mistura para água total
r_v	razão de mistura para vapor d'água
c_v	calor específico a volume constante
c_p	calor específico a pressão constante
π	função de Exner total
π'	perturbação da função de Exner
π_0	função de Exner no estado básico
θ	temperatura potencial do ar
θ_0	temperatura potencial do estado básico (ambiente)
θ_v	temperatura potencial virtual

3.1.2 Parametrizações

Alguns fenômenos físicos influenciam as variáveis atmosféricas, sendo necessário parametrizá-los. Os principais fenômenos parametrizados contidos no código do modelo, que podem ser ativadas e desativadas conforme objetivo do trabalho, são os seguintes:

- Parametrização de radiação (solar e terrestre)
- Parametrização de Convecção
- Parametrização de Microfísica de nuvens
- Parametrização de turbulência
- Parametrização solo/vegetação

Parametrização da radiação

Os efeitos produzidos na atmosfera e no solo devido a radiação solar e terrestre (onda curta e onda longa respectivamente), assim como a interação dessas radiações com os diferentes constituintes da atmosfera (oxigênio, ozônio, dióxido de carbono, vapor d'água, água líquida das nuvens, etc), seguem duas opções de esquemas de radiação, a proposta por Mahrer e Pielke (1977) [15] e a descrita por Chen e Cotton (1983) [4].

O RAMS possui duas opções de parametrizações de radiação para ondas longas e duas opções para ondas curtas. Os esquemas de Mahrer e Pielke (1977) [15], para onda longa e onda curta, é mais simples e eficiente, porém não leva em conta os efeitos das nuvens, assim, tem um menor tempo computacional. Os esquemas de Chen e Cotton (1983) [4], engloba a quantidade de material condensado presente para a simulação atmosférica, portanto possui um custo computacional mais alto.

O esquema de radiação de onda curta descrito por [15], é um esquema simples que avalia o espalhamento pelo oxigênio, ozônio e dióxido de carbono de uma maneira empírica e considera a absorção pelo vapor da água, mas não considera nuvens ou material condensado de nenhuma maneira.

O esquema de onda longa de [15], é um esquema simples que considera a emissão infravermelha e a absorção do vapor de água e do dióxido de carbono, sem considerar nuvens ou material condensado de nenhuma maneira.

O modelo de radiação de onda longa descrito por [4], é uma solução satisfatória para a equação de transferência radiativa usando uma aproximação de emissividade. O efeito de condensação é considerado neste esquema.

O esquema de onda longa descrito por [4], é um esquema de três bandas, que parametriza os efeitos das nuvens

Neste trabalho, utilizou-se o esquema de [4], sendo que esta forma de parametrização permite que o conteúdo de água e vapor de água disponíveis na atmosfera tenham influência sobre os fluxos radiativos de onda curta e onda longa.

Parametrização de convecção

Os esquemas de convecção tratam de simular nos modelos, os efeitos que têm na atmosfera a condensação do vapor de água e os intercâmbios produzidos pelas fortes correntes verticais convectivas [24].

O problema mais complexo em mesoescala, sinótica e modelagem global, é a parametrização de convecção. Infelizmente, os termos de convecção são uns dos mais significantes termos de forçantes nas equações que descrevem os movimentos da atmosfera, nas grandes escalas. Além disso, o fato de não haver muitos estudos observacionais dos efeitos da convecção sobre as grandes escala (principalmente nas latitudes médias), combina-se as dificuldades do problema.

Vários tipos de esquemas de parametrização de convecção tem sido apresentado nos últimos anos. Os dois esquemas mais utilizados atualmente em modelos de mesoescala são o esquema Tipo Kuo (1974)[13] e o Fritsch e Chappell (1980a) [9]. Ambos os esquemas são versões modificadas implementadas dentro do RAMS na Univesidade do Colorado (Tremback,1990)[32] nas décadas passadas.

A parametrização mais utilizada, é a do Tipo Kuo (1974)[13] com adaptações descritas por Molinari (1985)[21]. O esquema Tipo Kuo é baseado no equilíbrio da atmosfera, na qual a convecção atua para eliminar a instabilidade convectiva gerada nas grandes escalas.

A formulação matemática para a tendência da equação termodinâmica devido a parametrização convectiva, é dada por:

$$\left(\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t}\right)_{con} = L(1-b)I\pi^{-1} \left(\frac{Q_1}{\int_{z_b}^{z_t} Q_1 dz}\right) \quad (3.14)$$

Para a tendência da equação da umidade, tem-se:

$$\left(\frac{\partial r_T}{\partial t}\right)_{con} = bI \left(\frac{Q_2}{\int_{z_b}^{z_t} Q_2 dz}\right) \quad (3.15)$$

onde L é o calor latente de vaporização, Q_1 e Q_2 são os perfis verticais de aquecimento e umedecimento convectivo, respectivamente, I é a taxa com que a escala resolvível abastece de umidade uma "nuvem", z_t é a altura do topo da nuvem, nível acima do qual a temperatura potencial da adiabática úmida, que passa pelo nível de livre convecção, é menor do que a temperatura potencial do ambiente (representada no ponto de grade). Segundo Molinari e Corsetti (1985)[21], I é parametrizada através do fluxo vertical de vapor de água no nível de condensação por levantamento - NCL. Desta quantidade uma fração b de I é usada para aumentar a umidade na coluna atmosférica e a fração restante, $(1-b)$ de I , precipita, sendo que a fração $(1-b)$ é denominada de eficiência de precipitação.

Parametrização de microfísica de nuvens

A parametrização de microfísica no RAMS, descrita por Walko *et al.*(1995)[37], aplica-se a qualquer categoria de hidrometeoros, tais como: vapor, chuva, gota de nuvem, granizo, neve, cristais de pristina (*pristine ice*), agregados e “*graupel*”. São considerados os diferentes processos microfísicos, como: colisão, nucleação, sedimentação, coalescência e conversão de uma categoria para outra. Para uma descrição mais detalhada dos processos microfísicos utilizados pelo modelo, ver Meyers e Cotton (1992)[19].

A parametrização de microfísica descreve a evolução das categorias de hidrometeoros no tempo, os mecanismos de interação entre as mesmas e a permanente troca de vapor e calor com a fase gasosa.

Esta parametrização garante que o usuário do modelo tenha uma certa versatilidade, permitindo que o experimento numérico seja conduzido dentro de certas restrições estabelecida por ele. É possível, por exemplo, que o diâmetro médio de uma das categoria de hidrometeoros seja determinado a partir de um valor padrão encontrado no código do modelo ou sugerido pelo usuário.

Na equação termodinâmica a seguir estão representados os termos dos processos microfísicos presentes na atmosfera,

$$\frac{\partial \theta_{il}}{\partial t} = ADV(\theta_{il}) + TURB(\theta_{il}) - \left(\frac{\theta_{il}^2}{\theta} \right) \left(\frac{[L_{lv}PR_r + L_{iv}(PR_i + PR_g)]}{c_p MAX(T, 253)} \right) + \frac{Q}{c_p} \quad (3.16)$$

O termo PR representa a tendência de precipitação e os índices *r*, *i* e *g* indicam em qual fase da água está ocorrendo a transformação, θ_{il} é a temperatura potencial da água líquida e gelo, L_{lv} e L_{iv} representam o calor latente de vaporização e de sublimação respectivamente, c_p é o calor específico a pressão constante. O termo diabático Q/c_p representa a única forçante externa do modelo.

Parametrização de turbulência

A turbulência está associada ao movimento aparentemente caótico que se manifesta de forma irregular em flutuações aleatórias na velocidade, temperatura e concentração de escalares em torno de um valor médio [22]. Na *camada Limite Planetária* (CLP) os movimentos são essencialmente turbulentos, onde a turbulência é gerada de duas formas; **mecânica** devido à presença de grandes cisalhamentos necessários para satisfazer a condição de não-deslizamento, sendo a mais pronunciada próximo à superfície e **térmica**, associada ao

aquecimento da superfície terrestre e posterior transferência de calor para a atmosfera, dessa forma a energia é transferida pelos processos convectivos e/ou de mistura, e como esses processos ocorrem em escalas muito pequenas para serem resolvidas por modelos de mesoescla devem ser parametrizados [2].

No modelo BRAMS há quatro opções distintas para a parametrização dos coeficientes de difusão turbulenta, dividida em duas classes em função da distribuição do espaçamento de grade, horizontal ou vertical.

A teoria da turbulência é utilizada na parametrização da turbulência no modelo BRAMS, onde os termos das variáveis prognósticas que não podem ser resolvidos explicitamente (efeito de sub-grade), são avaliados como o produto de um coeficiente turbulento e o gradiente da quantidade transportada, ou seja:

$$\overline{u'_i \phi'} = -K_{h_i} \left(\frac{\partial \phi}{\partial x_i} \right) \quad (3.17)$$

onde K_{h_i} é o coeficiente de difusão turbulento para o escalar ϕ na direção i . A componente do fluxo não resolvível para o momentum pode ser expressa como $\overline{u'_i u'_j}$, assim como $\overline{u'_i \phi'}$ é para um escalar, onde u_i é a componente da velocidade que transporta e u_j é a componente da velocidade transportada e o coeficiente de mistura turbulenta para o momentum é dado por K_{m_i} , onde a média de Reynolds é representada pela barra, e ' indica o desvio em relação a média.

Neste trabalho, foi utilizada a opção de parametrização baseada na formulação de Smagorinsky (1963) [29] para os coeficientes de difusão horizontal, que emprega uma grade anisotrópica (o espaçamento horizontal é muito maior que a vertical), cujos fluxos turbulentos são parametrizados utilizando a teoria do fluxo-gradiente conhecida como Teoria K . A Teoria K , constitui em um fechamento de 1ª ordem onde os fluxos turbulentos são proporcionais aos gradientes locais da correspondente quantidade média transportada [2].

Na formulação de Smagorinsky, os coeficientes de difusão são calculados como o produto da taxa de deformação horizontal (gradientes horizontais da velocidade do vento) e do quadrado da escala da escala de comprimento, onde a escala de comprimento l é o produto do espaçamento da grade horizontal Δx , por um fator de multiplicação que irá depender das dimensões da grade utilizada. Para avaliar os coeficientes de difusão turbulenta na vertical, segue-se o esquema de Mellor e Yamada (1982) [16], que utiliza a Energia Cinética Turbulente (ECT) prognosticada pelo modelo.

Uma segunda opção que pode ser utilizada para a parametrização, consiste na utilização da mesma parametrização dos coeficientes horizontais usados na opção anterior, e para os

coeficientes verticais utiliza-se um análogo unidimensional do esquema de Smagorinsky. A deformação vertical obtém-se dos gradientes verticais do vento horizontal (cisalhamento vertical) e a escala de comprimento é o espaçamento vertical local multiplicado por um fator que dependerá das dimensões da grade utilizada.

Numa terceira opção, os coeficientes de difusão da horizontal e na vertical são calculados como um produto entre tensor tensão de cisalhamento em três dimensões e o quadrado da escala de comprimento [24] *apud* Kosovic, 1997 [12].

Uma quarta opção utiliza o esquema de Deardorff (1978) [8] e faz uso da ECT para o cálculo dos coeficientes de difusão horizontal e vertical. Este esquema é destinado somente para a finalidade específica de Simulações de Grandes Turbilhões (LES) os quais consideram que os movimentos turbulentos resolvidos pelo modelo realizam a maior parte do transporte turbulento [24].

Parametrização solo/vegetação

O modelo hidrológico utilizado, acoplado ao modelo atmosférico, é o modelo LEAF-3 (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model*)(Walko e Tremback, 2001)[38], possibilitando a análise da interação atmosfera-vegetação-solo. O LEAF-3 é uma das parametrizações que tem sido desenvolvidas na Universidade do Colorado como parte do RAMS. A versão LEAF-3 é uma representação dos aspectos da superfície incluindo vegetação, solo, lagos e oceanos e suas influências sobre a atmosfera. LEAF-3 inclui equações prognósticas para temperatura do solo e umidade em múltiplas camadas, temperatura da vegetação e água na superfície incluindo orvalho e precipitação interceptada, energia termal para múltiplas camadas, temperatura e razão de mistura do vapor da água do ar do dossel. Os termos de troca nestas equações prognósticas incluem trocas turbulentas, condução de calor, difusão de água e percolação nas camadas do solo, transferências radiativas de onda curta e onda longa, transpiração e precipitação.

O fluxo de umidade entre camadas é parametrizado baseado no modelo de multicamada descrito por Tremback e Kessler (1985)[31]. O fluxo de umidade é dado por:

$$F_{wgg} = -\rho_w K_\eta \frac{\partial(\Psi + z)}{\partial z} \quad (3.18)$$

onde ρ_w é a densidade da água líquida, K_η (m/s) é a condutividade hidráulica, Ψ é a umidade potencial ou tensão, e z a altura (m).

Como o LEAF-3 realiza o transporte de água somente na vertical, é necessária a utiliza-

ção de algum recurso para representar o transporte lateral da água no solo. Para esta tarefa, o LEAF-3 utiliza o TOPMODEL (Beven et. al., 1984 [3]; Sivapalan et. al., 1987 [28]).

TOPMODEL é um modelo hidrológico que representa o transporte lateral inclinado da água dentro de regiões saturadas do solo. Este modelo baseia-se na teoria de contribuição variável para a formação do escoamento e estima o déficit hídrico no solo e área fonte saturada (área de contribuição direta) a partir de características topográficas e do solo.

O acoplamento entre estes dois modelos pode simultaneamente representar, tanto o transporte vertical como o horizontal e suas interações. O transporte de água dentro do solo é relativamente lento, com um deslocamento lateral de somente uns poucos metros por dia ou menos. Conseqüentemente TOPMODEL representa o transporte de água em escalas muito mais finas do que as típicas dimensões das células de grade horizontal no RAMS.

O acoplamento mais apropriado é o TOPMODEL trocar a umidade do solo entre *patches* mais do que entre células de grade. Assim, na região de interesse do TOPMODEL, um *patch* é identificado como uma região na qual pode-se ganhar ou perder umidade do solo, devido ao transporte lateral. A troca de água vertical no LEAF-3 responde a distribuição de água e as taxas de transporte calculadas pelo TOPMODEL.

3.2 GrADS

O GrADS (*Grid Analysis and Display System*), foi o software utilizado para o tratamento e a visualização dos dados gerados pelo BRAMS. Um estudo mais detalhado é encontrado no site do GrADS [41] ou CPTEC [42].

O GrADS é um software para visualização e tratamento de dados em pontos de grade, desenvolvido por Brian Doty, no Center of Ocean-Land-Atmosphere Studies (COLA).

O GrADS usa um modelo de dados de quatro dimensões: latitude, longitude, nível de pressão atmosférica e tempo. No GrADS, interpreta-se tanto dados de estações (pontuais), quanto em grade (igualmente espaçadas ou não). Os formatos de arquivos de dados suportados pelo GrADS são: o binários, o GRIB e o NetCDF, ou HDF-SDS (*Scientific DataSets*).

Imagens podem ser exportadas para um *metafile* e posteriormente visualizados ou convertidos para PostScript ou GIF por utilitários externos. Nas versões recentes do GrADS, podemos salvar a imagem da tela de visualização diretamente, nos formatos GIF, JPEG, Postscript, MIFF, PCX, BMP e XPM, entre outros [26].

A interface com o usuário do GrADS é através de linha de comando. Há uma linguagem

própria, com sintaxe semelhante à do C, dotada de comandos para tratamento de arquivos, seleção dos dados dentro do ambiente dimensional, criação de títulos, legendas, botões e *menus* dentro da janela de visualização, *plotagem* de dados e gravação de resultados [26].

A linguagem de *script* já possui funções pré-definidas para o tratamento de dados, mas o usuário poderá definir novas funções em *scrips*.

Para a visualização de dados no GrADS, são utilizados dois arquivos, o *arquivo de dados* no formato binário (*gra*) e o *arquivo descritor*, sendo que toda a manipulação dos dados é feita através do arquivo *descritor* ou *ctl*.

4 DADOS EXPERIMENTAIS

4.1 Descrição do sítio experimental

Para uma melhor compreensão deste trabalho detalhar o sítio experimental nos permite ter uma idéia mais ampla da estrutura da torre e dos equipamentos utilizados.

A montagem das estações de monitoramento climático faz parte de um projeto que tem por finalidade avaliar a influência da instalação de centrais hidrelétricas ao longo da Bacia Taquari-Antas.

Atualmente dispõe-se de quatro estações de monitoramento climático na Bacia Taquari-Antas . A estação São Roque (Figura 4.1) encontra-se instalada na localidade de São Roque, ativa desde 2000, no município de Nova Roma do Sul; a estação Rio da Prata (Figura 4.2) encontra-se instalada junto ao Rio da Prata no mesmo município, ativa desde 2003; a estação Veranópolis (Figura 4.3), localizada neste município, operando desde 19/07/2006, e por fim, a estação Dois Lageados (Figura 4.4), encontra-se instalada no município de Dois Lageados, desde o dia 10/04/2007.

A estação de Veranópolis foi escolhida para este estudo, pois possui um conjunto maior de dados, sem interrupção nas medidas, de temperatura e de precipitação no período escolhido para este trabalho.

Todas as estações são semelhantes, contendo os mesmos tipos de sensores (Figura 4.5), porém a Torre do Rio da Prata, não possui pluviômetro e termômetro de solo, e também é menor ($\sim 4m$) que as demais (10m), pois está instalada em um vale, e as medidas são feitas mais próximas da superfície do rio.

A estação da qual se obteve os dados brutos para este trabalho, esta instalada no município de Veranópolis, nas coordenadas (28°55'29"S; 51°31'56"W) estando a 665 m de altitude, (Figura 4.6 e 4.7), dentro da propriedade de uma estação de rádio local, ponto este escolhido para a instalação da torre pelo fato de ser uma região razoavelmente plana, ter uma certa segurança e ter um sistema de energia próximo (220V), para energizar os equipamento



Figura 4.1: Foto da estação São Roque (Nova Roma do Sul), localizada em uma propriedade particular.



Figura 4.2: Foto da estação Rio da Prata (Nova Roma do Sul), localizada próxima do rio.



Figura 4.3: Foto da estação Veranópolis (Veranópolis).



Figura 4.4: Foto da estação Dois Lageados, localizada em uma propriedade particular (Dois Lageados).



Figura 4.5: Foto dos sensores instalados em uma das estações de monitoramento climático.

destinados ao funcionamento da Torre.

Veranópolis é um município brasileiro do estado do Rio Grande do Sul. Pertence à mesorregião Nordeste Rio-Grandense e à Microrregião Caxias do Sul.

Veranópolis está localizada junto ao Vale do Rio das Antas, na Serra nordeste do estado do Rio Grande do Sul fazendo divisa com as cidades de Bento Gonçalves ao sul, Cotiporã ao Oeste, Antônio Prado e Nova Roma do Sul ao Leste e ao norte com Vila Flores e Fagundes Varela onde a temperatura média é de 22 graus no verão e desce abaixo de zero no inverno [46]. Ocupa uma superfície de $289,4 \text{ km}^2$ e a altitude é de 705 metros acima do nível do mar. A cidade está a 160 quilômetros de Porto Alegre. Latitude $29^{\circ}56'$ sul e longitude $51^{\circ}33'$ oeste [46].

4.2 Instrumentos

Cada sensor possui instruções específicas para realizar as medidas dos dados a partir de um programa, que pode ser criado, usando um Software apropriado (*Campbell Scientific's Short Cut Program Builder*), com qual escolhe-se o modelo do sensor e as unidades de saída apropriadas (canal de excitação simples ou diferencial, fator de multiplicação, pulso ou

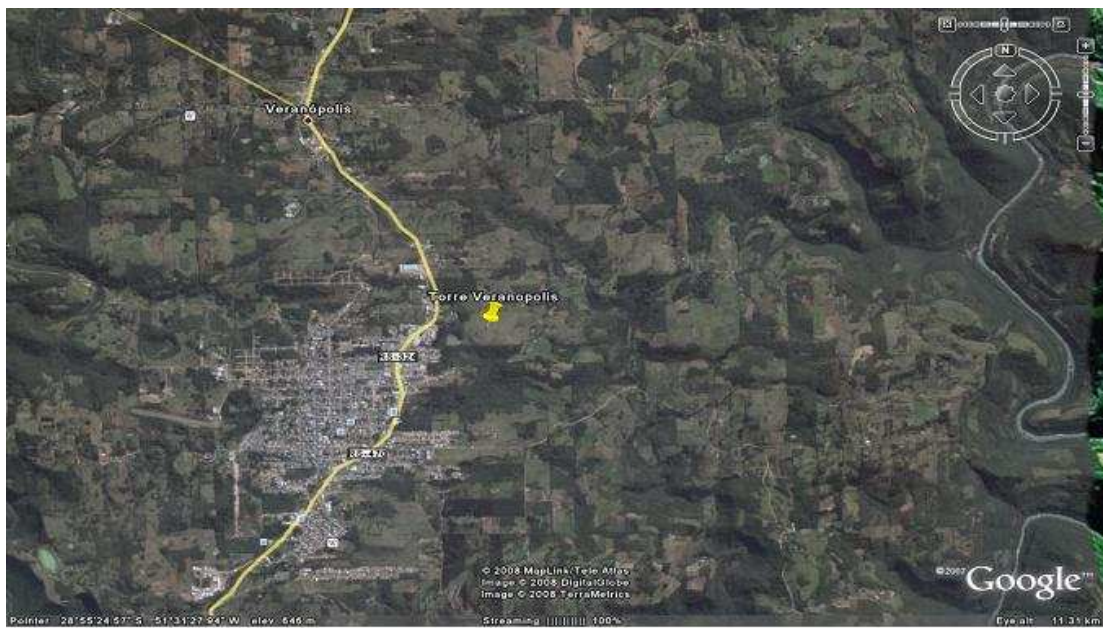


Figura 4.6: Imagem do local onde encontra-se situada a estação Veranópolis da qual obteve-se os dados para este trabalho. (Imagem extraída do google earth).

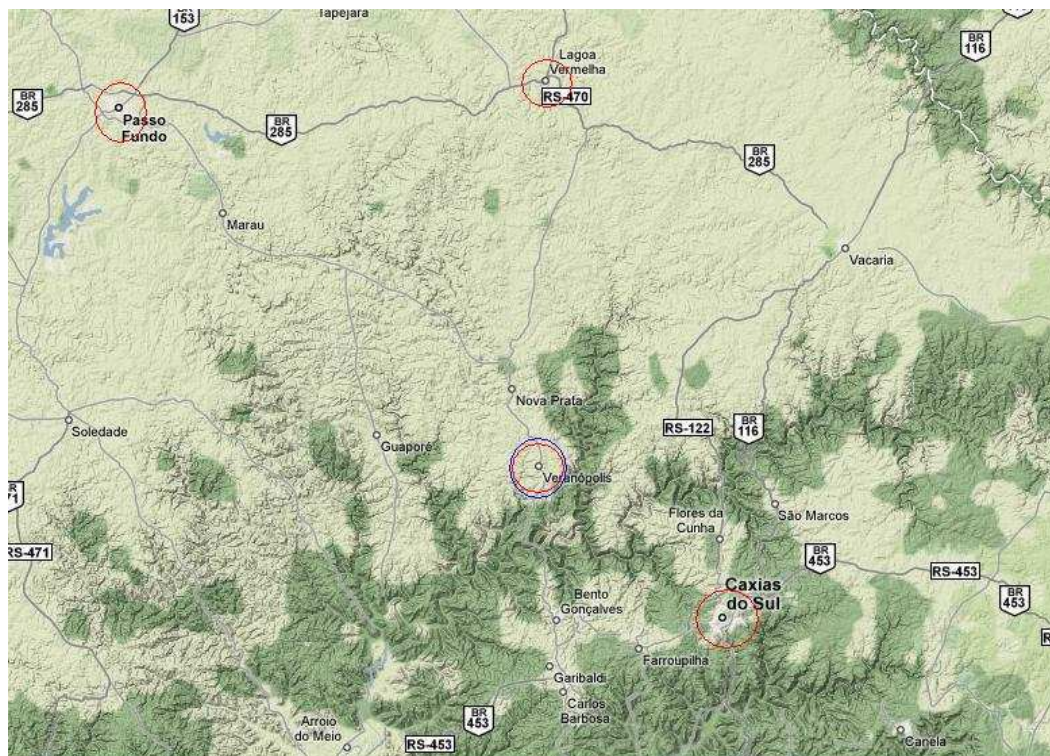


Figura 4.7: Localização do município de Veranópolis, e municípios vizinhos, destacando-se aqueles com os quais os dados de precipitação foram comparados para validar os dados observados (Imagem extraída do google earth).

excitação, *offset*, etc...). Antes de instalar cada sensor, o seu manual de instruções deve ser consultado, para evitar que os mesmos não sejam danificados, bem como as medidas não sejam feitas erradas.

Atualmente dispomos de dois programas de computador, o PC208W-3.1 (*Campbell Sci*) e o Loggernet(*Campbell Sci*) sendo que esse último é usado para programar os *DataLoggers* (coletor de dados) mais modernos, como o CR1000, CR5000 (*Campbell Sci*), o que não se pode fazer com o PC208.

Aqui será feita uma breve descrição dos instrumentos que estão instalados nas torres de monitoramento climático: *DataLogger*, sensores de precipitação, temperatura e umidade relativa do ar, velocidade e direção do vento, pressão, radiação e temperatura do solo. Obtém-se uma descrição em [39] e/ou [40], assim como informações bem mais detalhadas dos instrumentos descritos abaixo. Existem instrumentos de outros modelos, outros fabricantes, outras funcionalidades, cujas informações são necessárias quando tal instrumento for utilizado.

4.2.1 *DataLogger* (Coletor de Dados)

Antes de falar dos sensores, é necessário descrever o dispositivo, sem o qual não seria possível extrair as medidas de cada sensor.

O *DataLogger* (Figura 4.8) é um dispositivo eletrônico desenvolvido para facilitar a aquisição e armazenamento de dados de variáveis meteorológicas, permitindo um manuseio de uma grande quantidade de dados, e com um programa apropriado (PC208W (*Campbell Sci*) ou Loggernet(*Campbell Sci*), pode-se ligar vários sensores simultaneamente para a aquisição dos dados. Existem varios modelos que são utilizados atualmente, tais como: 21X (*Campbell Sci*), CR10X (*Campbell Sci*), CR1000 (*Campbell Sci*), CR5000 (*Campbell Sci*), etc.

O *DataLogger* utilizado foi um CR10X (*Campbell Sci*), o qual normalmente vem com uma capacidade de armazenamento de dados de 124560 bytes, mas tem-se a opção de aumentar essa memória para 2Mbytes (que é o nosso caso). O tempo necessário para ocupar toda a memória do *DataLogger*, irá depender do número de sensores que são ligados a ele, da quantidade de tipos de medida que será armazenado (média, desvio padrão, máximos, mínimos, etc.), do intervalo de tempo com que as medidas são armazenadas (por exemplo, de 5 em 5 minutos que é o nosso caso), bem como da frequência de leitura dos sensores (baixa ou alta frequência).

A tensão nominal de funcionamento do *DataLogger* é de 12VDC, sendo que ele pode

operar numa faixa de 9,6 até 16 volts, deixando de operar abaixo dos 9,6 volts e danificará se operar em excesso acima dos 16 volts (isto em uma faixa de temperatura de -25°C à 50°C).

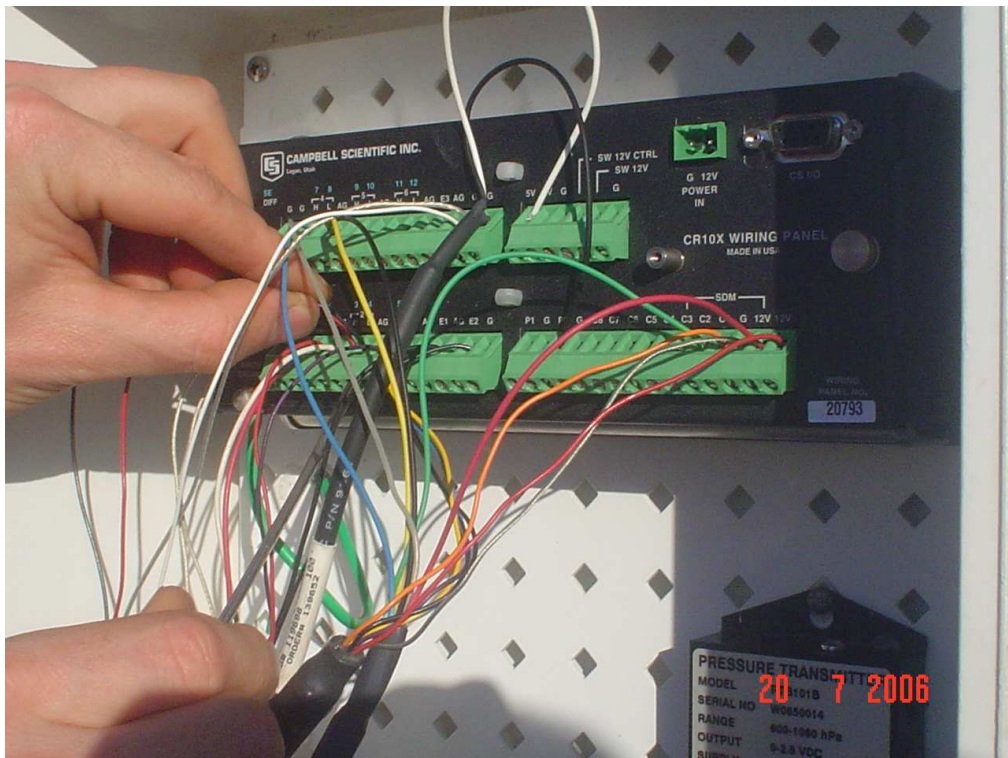


Figura 4.8: Dispositivo de aquisição de dados *DataLogger* (*Campbell Sci, CR10X*), cuja função principal é a de armazenar os dados fornecidos pelos sensores instalados na Torre.

4.2.2 Sensor de Precipitação

Um pluviômetro é constituído basicamente por um cilindro com uma extremidade afunilada, por onde a água da chuva escoará.

Alguns modelos irão recolher a água para um reservatório, sendo necessário fazer um acompanhamento periódica da quantidade de água acumulada.

Outros, como os pluviógrafos, possuem um mecanismo de registro, que é capaz de traçar uma curva que representará a evolução temporal da chuva, sobre um diagrama apropriado, denominado pluviograma.

Também temos os pluviômetros, que são utilizados em estações meteorológicas automáticas, que são formados por um dispositivo basculante, onde a água oriunda do coletor cai em um recipiente de formato triangular, dividido em dois compartimentos simétricos em relação ao eixo transversal que o apóia. Sendo que apenas um dos compartimentos recebe água de cada vez, quando cheio, o recipiente tomba para o outro lado esvaziando-se, enquanto que

o outro compartimento passa a encher, havendo assim uma alternância no enchimento dos compartimentos, cuja capacidade é normalmente de 0,1mm (mas dependendo do modelo pode ser 0,254mm) de precipitação. Na parte inferior do recipiente, encontra-se uma haste que, com o movimento oscilatório do recipiente, acionará um interruptor, que por sua vez fechará um circuito elétrico, que enviará um pulso para um dispositivo eletrônico (ou acionará uma pena registradora). No nosso caso, um *DataLogger* interpretará a frequência dos pulsos elétrico (miliVolts), que será proporcional a intensidade da chuva, gerenciado por um programa apropriado. Em [35] obtém-se um estudo mais detalhado sobre alguns modelos de pluviômetros.

O pluviômetro instalado na estação Veranópolis é o modelo TE525MM-*Tipping Bucket Rain Gage (Campbell Sci)*(Figura 4.14 a)). A precipitação é registrada em múltiplos de 0,1mm, pois é esta a capacidade de cada compartimento coletor, para este modelo de pluviômetro. Para precipitações de intensidade de até 10mm/h, tem-se um erro de $\pm 1\%$, de 10 à 20 mm/h -3% e de 20 à 30 mm/h -5% (o sinal negativo, indica que o sensor registrará menos que valor real da medida de precipitação). Como o dispositivo de acionamento elétrico deste sensor é um interruptor, a operação dele esta condicionando ao dispositivo (*DataLogger*) que registrará o pulso, normalmente de 5V, enviado por este.

4.2.3 Sensor de Temperatura e Umidade Relativa do ar

Existem vários tipos de termômetros, tais como os termômetros líquidos (mercúrio ou álcool), os de lâmina bimetálica, os termopares, e os mais recentes que são os de resistência elétrica. Estes últimos são baseados em circuitos eletrônicos, que utiliza a propriedade de alguns metais de modificar a sua resistência elétrica com a variação da temperatura, sendo que o metal mais utilizado é a platina (também usam-se termistores, que se baseiam nos semicondutores cuja resistência elétrica varia com a temperatura).

O sensor instalado na estação Veranópolis, é o modelo HMP45C-*Temperature and Relative Humidity Probe (Campbell Sci)* (Figura 4.14 b)), e mede a temperatura do ar em graus Celsius (ou Fahrenheit), e a umidade relativa do ar em porcentagem. Este sensor é na verdade composto por dois sensores conjugados (Termohigrômetro), contendo um detector resistivo de platina (*Platinum Resistive Temperature - PRT*) de 1000 ohm, que mede a temperatura do ar e um sensor capacitivo, que é feito de um fino filme de polímero, o Vaisala HUMICAP 180 que mede a umidade relativa do ar. Ambos estão localizados na ponta do sensor. O sensor de temperatura, faz medidas em uma faixa de -40°C até 60°C , tendo como sinal de saída na faixa de 0.008 até 1,0V, sendo o erro mínimo de $\pm 0,2^{\circ}\text{C}$ quando operando em torno de 20°C

e podendo apresentar erros de até $\pm 0,45^{\circ}\text{C}$, quando operando nas temperaturas extremas. Já o sensor de umidade relativa, faz medidas de 0 à 100%. tendo como sinal de saída na faixa de 0.008 até 1,0VDC, poderá apresentar erros nas medidas de $\pm 2\%$ na umidade relativa (quando operando de 0 à 90% de umidade), ou $\pm 3\%$ (quando operando de 90 à 100% de umidade). O sensor funciona com uma voltagem de 7 até 35VDC e consumirá aproximadamente 4mA quando alimentado com 12VDC. A resolução do sensor de temperatura é de $0,1^{\circ}\text{C}$ e do sensor de umidade é de 0,1%. O sensor é instalado na torre dentro de uma cápsula protetora, feita de plástico injetado resistente a UV (*Radiation Shield*). Essa blindagem, possui uma estrutura de placas multiplas (naturalmente aspirada) que evita a exposição direta dos elementos sensores aos raios solares e à precipitação, impedindo uma interferência nas medidas de temperatura e de umidade relativa do ar.

4.2.4 Sensor de Velocidade e Direção do Vento

O anemômetro, é um instrumento destinado a determinar a direção e a velocidade horizontal do vento.

O sensor instalado nas estações, é o modelo 03001-5 R.M. Young Wind Sentry (*Campbell Sci*) (Figura 4.14 c)). A velocidade do vento é medida através de um anemômetro de três copos, que, ao rodarem, produzem uma diferença de potencial (ddp) na forma de uma onda senoidal AC (Corrente Alternada) com frequência proporcional a velocidade do vento. A posição da biruta é determinada por um potenciômetro de 10 kohm, que ao ser excitado com uma ddp pré-estabelecida, fornecerá uma corrente (ou ddp) de saída que será proporcional a direção do vento.

A velocidade do vento é normalmente expresada em metros por segundo (m/s), e a direção em graus ($^{\circ}$) sexagesimais, que indicará de onde o vento sopra (0° = Norte, 90° = Leste, 180° = Sul e 270° = Oeste). Este anemômetro mede a velocidade do vento na faixa de 0 até 50 m/s , com precisão de $\pm 0,5m/s$, e a direção em 360° com precisão de $\pm 5^{\circ}$.

4.2.5 Sensor de Pressão

A pressão atmosférica, que representa a força por unidade de área exercida pela atmosfera sobre qualquer superfície em virtude do seu peso, é medida através de um barômetro, cujas unidades de medida são: Hectopascal (hPa), milibar (mb), milímetros de mercúrio ($mmHg$). Estabeleceu-se que 1 (uma) atmosfera padrão ($1atm$) é igual a $1013,25hPa$, e que $1hPa=1mb$ (*milibar*) ou ainda $1mm$ de mercúrio ($a 0^{\circ}$)= $1332hPa$.

O Barômetro instalado nas estações de monitoramento climático, é o modelo *CS105 Barometric Pressure Sensor (Campbell Sci)* (Figura 4.14 d)), também conhecido por *PTB101B Series Analogue Barometers*, que usa um sensor capacitivo, o Vaisala's Barocap.

Este sensor, opera entre 10 e 30VDC, medindo a pressão em uma faixa de 600 à 1060hPa (estando na faixa de temperatura de -40 à $+60^{\circ}\text{C}$), com precisão de $\pm 0,5\text{hPa}$ à 20°C .

4.2.6 Sensor de Radiação

Os instrumentos utilizados para medir a radiação solar, são os radiômetros, porém dependendo da componente da radiação medida, passam a ter nomes específicos, tais como o pirânometro (que é o nosso caso), que mede a radiação global.

A radiação solar que inside no topo da atmosfera, pode variar com a latitude e também com o tempo. Quando a radiação solar atravessa a atmosfera, ela interage com os constituintes, que a espalham em outras direções, sendo denominada de radiação solar difusa e outra parte chegará diretamente na superfície do solo, que é denominada radiação solar direta. A soma da radiação solar difusa com a radiação solar direta, resulta na radiação solar global.

O piranômetro usado nas estações de monitoramento climático é o modelo *LI200 SZ Pyranometer (Campbell Sci)*(ou o modelo *LI200 X Pyranometer (Campbell Sci)* (Figura 4.14 f)), que diferem na maneira com que são ligados), que mede a radiação através de um detector fotovoltaico, montado sobre uma base coseno-corretora (*cosine-corrected*), que gerará uma tensão de saída proporcional à radiação solar insidente, sendo sua sensibilidade proporcional ao coseno do ângulo de incidência da radiação, fornecendo medições precisas e consistentes (o valor máximo se obtém quando a radiação incide perpendicularmente sobre o sensor, 0° , valor nulo quando o sol esta no horizonte, 90° , e valores intermediários para ângulos de incidencia estiver entre os anteriores). O funcionamento básico de um pirânometro se resume ao fato de serem constituídos por termopilhas, que mede a diferença de temperatura entre duas superfícies, uma clara (branca) e outra escura (preta), que sendo igualmente iluminadas, expandirão, provocando uma ddp na faixa de microVolts, que será proporcional a radiação incidente (a conversão da radiação solar em ddp ou corrente elétrica, normalmente é feita por um fotodiodo de silício).

O piranômetro *LI200 SZ* é calibrado para medir o espectro da luz solar com comprimento de onda de 400 à 1100nm(nanometros = 10^{-9}m), sendo a o erro absoluto na luz do dia natural de $\pm 5\%$ no máximo, e um erro típico de $\pm 3\%$. A temperatura de operação é de -40 à $+65^{\circ}\text{C}$. A radiação solar é normalmente medida em Watts por metro quadrado (W/m^2).

4.2.7 Sensor de Temperatura do Solo

São termômetros destinados a medir a temperatura do solo.

O sensor instalado nas estações de monitoramento climático é o modelo *Model 108-L Temperature Probe* (*Campbell Sci*) (Figura 4.14 e)), que utiliza um termistor para realizar a medida da temperatura. Com este modelo de termômetro pode-se medir a temperatura do ar, do solo e da água. Este sensor mede temperaturas em uma faixa de -5° até $+95^{\circ}\text{C}$, com erro $< \pm 0,2^{\circ}\text{C}$ quando operando na faixa de 0° até 70°C .

4.3 A Estação de Veranópolis

A estação de Veranópolis (Figura 4.3, 4.9 e 4.10), ($28^{\circ}55'29''\text{S}; 51^{\circ}31'56''\text{W}$) (665 m de altitude) esta operado desde o dia 19 de julho de 2006, a torre tem 10,0 m de altura, e contém os seguintes instrumentos instalados: um anemômetro RM-YOUNG modelo 03001-5 a 9,5 m de altura, um sensor de temperatura e umidade HMP45C a 6,0 m, um sensor de radiação global modelo LI200 SZ a 9,5 m, um pluviômetro - modelo TE525MM, a 5,5 m, um barômetro PTB101B (ou CS105) a 1,5 m e um sensor de temperatura do solo modelo 108-L a 2 cm de profundidade.



Figura 4.9: Foto mostrando os sensores instalados na estação Veranópolis (Veranópolis).



Figura 4.10: Instalação da estação de Veranópolis.

A aquisição das medidas analógicas (sensores de baixo tempo de resposta), são feitas, através de um *DataLogger* (*Campbell Sci, CR10X*), que é administrado por um programa *PC208W* (*Campbell Sci - versão 3.1*), e que armazena os dados em baixa frequência (faz a leitura a cada 3 segundos, e escreve médias a cada 5 minutos de todas as variáveis), sendo que os dados estão no formato ASCII (*American Standart Code for Information Interchange*).

Os dados brutos são coletados manualmente (do *DataLogger*) (Figura 4.11) todos os meses. Um computador portátil é conectado ao *DataLogger* (*Campbell Sci, CR10X*) através de uma interface óptica e um cabo serial, assim, os dados são transferidos do *DataLogger* para o computador. Após a coleta, os dados são armazenados adequadamente no Laboratório.

Periodicamente é necessário fazer manutenção nas estações (Figura 4.12), assim como a substituição de equipamentos. Os problemas mais frequentes são: a queima da fontes de alimentação (12VDC) dos equipamentos, rompimento do cabo de alimentação (220V) das torres entre outros. Nos períodos de chuvas mais intensas a estação do Rio, esta sujeita a inundação, pelo fato de estar situada próxima ao rio (Figura 4.13).



Figura 4.11: Coleta dos dados de uma estação.



Figura 4.12: Manutenção de uma estação.



Figura 4.13: a) Cabo de alimentação da estação São Roque rompido na parte subterrânea; b) Um galho preso a estrutura da Torre do Rio, devido a cheia do Rio; c) Fonte queimada devido a enchente no Rio; d) Preparo da massa de cimento para a fixação da base da Torre São Roque; e) Colocação do cabo de energia da Torre Dois Lageados e f) Torre do Rio (no fundo da imagem) submersa devido a cheia.

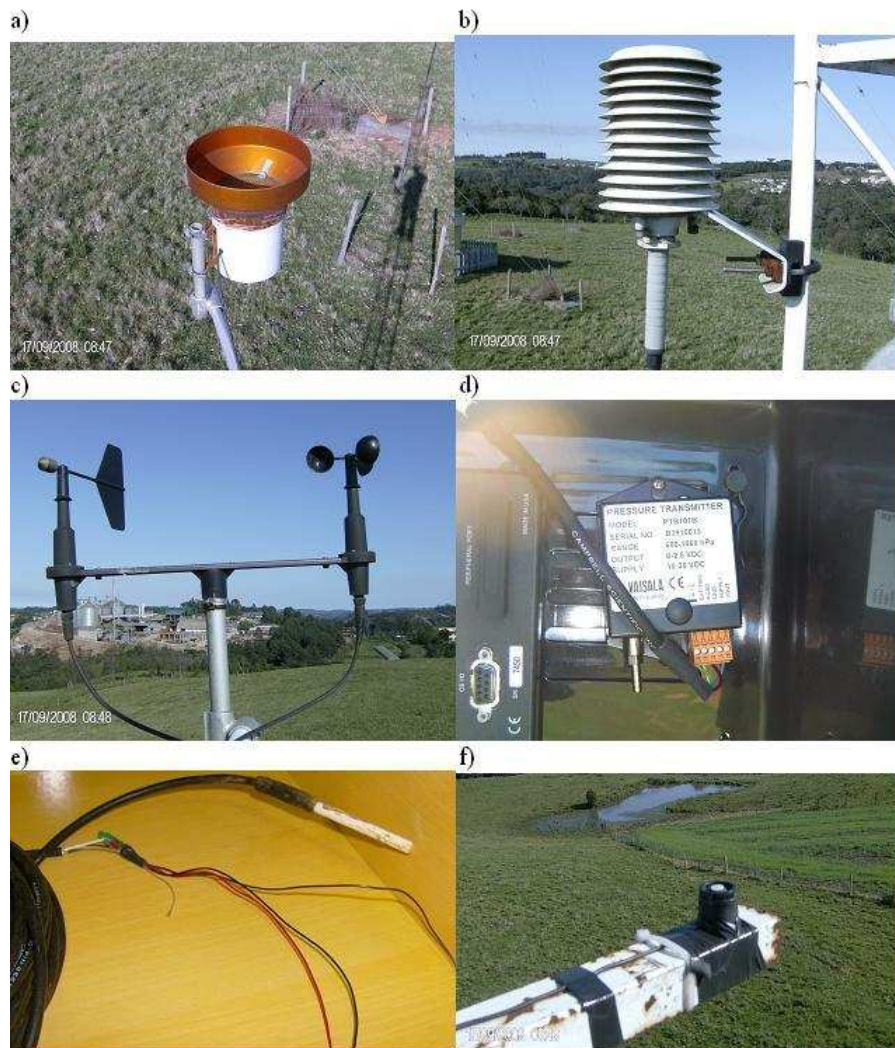


Figura 4.14: a) Pluviômetro (TE525MM); b) Termohigrômetro (HMP45C), com o *Radiation Shield*; c) Anemômetro (R.M. Young Wint Sentry); d) Barômetro (CS105) e) Termômetro de Solo (108-L) e f) Piranômetro (LI 200 SZ)

5 *METODOLOGIA*

5.1 Tratamento dos Dados

O conjunto de dados brutos utilizados neste trabalho, correspondem a 183 dias assim distribuídos:

- 30 dias junho de 2007
- 31 dias julho de 2007
- 31 dias agosto de 2007
- 31 dias dezembro de 2007
- 31 dias janeiro de 2008
- 29 dias fevereiro de 2008

A análise foi feita usando-se os dados de precipitação e de temperatura (máxima, média e mínima), da Torre Veranópolis descrita no capítulo 4.

A análise dos dados brutos (cálculo das médias), foi realizada em código computacionais na linguagem de programação matemática FORTRAN-90 e para *plotar* gráficos, foi utilizado o Microcal Origin[®] 6.0.

Para verificar a consistência dos dados brutos (principalmente os de precipitação) obtidos na Torre Veranópolis, fez-se uma comparação com os dados de quatro municípios vizinhos (Tabelas 5.1 e 5.2), sendo que de três destes municípios (figura 4.7) (Caxias do Sul, Passo Fundo e Lagoa Vermelha), os dados usados estão disponibilizados no *site* do INMET e o outro (Dois Lajeados) são dados de uma de nossas Torres.

Tabela 5.1: Coordenadas dos municípios com os quais os dados de Veranópolis foram comparados.

Cidades	Latitude	Longitude	Altitude(m)
Veranópolis	-28°55'29"	-51°31'56"	665
Caxias do Sul	-29°10'09"	-51°10'46"	775
Passo Fundo	-28°15'40"	-52°24'30"	685
Lagoa Vermelha	-28°12'30"	-51°31'54"	800
Dois Lajeados	-28°58'30"	-51°48'35"	485

Tabela 5.2: Comparativo da chuva acumulada em cada município, nos meses em que os dados foram analisados, sendo que os dados informados dentro de colchetes indicam a Normal Climatológica da precipitação para aquele município, no período indicado.

	Chuva [Normal climatológica 61-90] (mm)				
	Veranópolis	Caxias do Sul	Passo Fundo	Lagoa Vermelha	Dois Lajeados
Junho de 2007	46,2	70 [150]	70 [130]	55	49,78
Julho de 2007	234,7	280 [150]	330 [150]	—	266,44
Agosto de 2007	95,3	140 [180]	130 [160]	125	—
Dezembro de 2007	164,39	210 [170]	215 [160]	145	195,07
Janeiro de 2008	97,89	75 [145]	85 [145]	85	123,95
Fevereiro de 2008	50,6	95 [150]	150 [150]	55	102,87

5.2 Rodadas-Descrição

As simulações numéricas foram executada utilizando-se o modelo BRAMS (Brazilian Regional Atmospheric Modelling System), rodando paralelamente em um Cluster Pentium 4 512Mb de memória com 14 nodos de processamento, com o intuito de descrever alguns parâmetros, tais como temperatura e precipitação, sendo estes simulados nos períodos descritos acima para a Torre Veranópolis em Veranópolis-RS. Neste cluster tanto os nodos quanto à administradora rodam Debian GNU Linux.

Para inicializar o modelo BRAMS foi utilizado as análises do modelo global do Centro de Previsão de Tempo e Clima do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE), com resolução de 1,875 graus na horizontal. Para rodar o modelo, inicialmente foram definidas as grades, uma vez que a dimensão destas tem influência direta no tempo de processamento. Assim, foram utilizadas três grades aninhadas com um espaçamento de grade horizontal de 20, 10 e 5 km para as grades 1,2 e 3, respectivamente. O número de pontos utilizados nas três grades em x e y foi de 166 e 100 pontos na primeira grade, respectivamente, 88 e 88 pontos na segunda grade e 10 e 10 pontos na terceira grade. A resolução vertical foi

variável com espaçamento inicial de 100 metros na camada mais baixa do modelo, aumentando para cima pelo fator de 1,1 até atingir a altura de 1000 metros, que é então mantido até o topo do modelo.

As configurações para rodar o modelo foram realizadas no RAMSIN, que é o arquivo de controle do modelo, através do qual vários parâmetros podem ser ajustados.

A simulação foi feita aninhando-se três grades, uma centrada nas coordenadas (-29,0° e -56,0°) com espaçamento de 20 km, e outras duas centradas nas coordenadas da Torre Veranópolis (-28,9° e -51,6°), com espaçamentos de 10 e 5 km respectivamente.

As rodadas foram realizadas num tempo de 24 horas, ou seja, foi rodado um dia de cada vez, até totalizar os 183 dias correspondentes aos meses descritos acima. A frequência com que cada análise era gerada, foi de hora em hora, para os dados de precipitação e de temperatura do ar,

Inicialmente os resultados foram visualizados pelo GrADS, e depois convertido em arquivos no formato *.txt*, para serem comparados com os dados bruto que estão no mesmo formato.

5.3 Parâmetros de Estatística

A análise estatística foi feita utilizando-se os índices estatísticos citados abaixo, sendo que o cálculo foi feito utilizando-se séries horárias geradas pelo modelo BRAMS e séries horárias dos dados observados. Para efetuar os cálculos, utilizou-se a linguagem de programação matemática FORTRAN-90

Definição dos parâmetros estatísticos usados para avaliar o modelo:

$$MB = \frac{1}{N} \sum_1^N (Model - Obs) \quad (5.1)$$

$$MNBE = \frac{1}{N} \sum_1^N \left[\frac{(Model - Obs)}{Obs} \right] \cdot 100\% \quad (5.2)$$

$$MAGE = \frac{1}{N} \sum_1^N |Model - Obs| \quad (5.3)$$

$$MNGE = \frac{1}{N} \sum_1^N \left[\frac{|Model - Obs|}{Obs} \right] \cdot 100\% \quad (5.4)$$

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_1^N (Model - Obs)^2} \quad (5.5)$$

MB = Viés médio (Mean Bias)

MNBE = Erro do Viés Médio Normalizado (Mean Normalized Bias Error)

MAGE = Erro Médio Absoluto (Mean Absolute Gross Error)

MNGE = Erro Absoluto Médio Normalizado (Mean Normalized Gross Error)

RMSE = Raiz do Erro Quadrático Médio (Root Mean Square Error)

O parâmetro MB representa a média dos desvios, fornecendo informações sobre a performance a longo prazo do modelo, indicando se as previsões estão sendo subestimados ou sobreestimados. É dado pela soma das diferenças entre os valores previstos e observados. Valores positivos indicam sobre estimacão e negativos subestimacão. Um valor pequeno de MB indica uma boa performance do modelo.

O parâmetro MNBE fornece a porcentagem de erro do desvio médio associado no total das previsões realizadas.

O parâmetro MAGE indica a incerteza ou o erro médio associado a cada previsão. É dada pela soma dos módulos das diferenças entre os valores previstos e observados sobre o total de dias previstos (N).

O parâmetro MNGE representa a porcentagem de erro associado no total das previsões realizadas.

O parâmetro RMSE é o erro associado ao desvio quadrático médio, indica a performance a curto prazo do modelo em termos absolutos, informando a maneira com que o valor estimado pelo modelo se aproxima do valor real (observado). O grau de espalhamento obtido na correlacão entre os valores estimados e medidos é observável neste indicativo estatístico. Em geral valores pequenos de RMSE representam uma boa performance do modelo.

6 RESULTADOS

Os resultados obtidos da comparação da simulação numérica através do modelo BRAMS e os dados observados na estação de monitoramento climático de Veranópolis, são apresentados graficamente e em tabelas nas quais estão representados os indicativos estatísticos.

As comparações da precipitação gerada pelo modelo versus a precipitação observada, estão dispostos em seis gráficos, um para cada mês analisado. Nestes gráficos estão indicados a precipitação acumulada diária em milímetros para três resoluções espaciais diferentes, 5, 10 e 20 Km, geradas pelo modelo BRAMS, bem como a precipitação observada.

As comparações da temperatura obtida pelo modelo versus a temperatura observada é apresentada em três gráficos de temperaturas (máxima, média e mínima) para cada um dos seis meses analisados, totalizando 18 gráficos. Nestes gráficos estão indicados as temperaturas para três resoluções espaciais diferentes, 5, 10 e 20 Km, geradas pelo modelo BRAMS, bem como a temperatura observada.

6.1 Precipitação

No mês de junho de 2007 observou-se um total de precipitação de 46,2 mm e o modelo gerou 260,57 e 287,87 e 225,86 mm para as grades de 5, 10, 20 km respectivamente (Tabela 6.1). Sendo que neste mês a chuva ocorreu em 6 dias, nos quais o modelo também gerou chuva para as três grades, porém para outros dois dias em que não choveu, o modelo gerou chuva (Figura6.1).

Analisando os índices estatísticos da Tabela 6.2 para o mês de junho de 2007, verifica-se que o modelo superestima (MB positivo) a precipitação para as três grades, sendo que a grade de 20 km melhor representa a precipitação (MB menor) a longo prazo, porém ainda não é uma previsão muito boa pois o valor de MB desejado é o menor possível. Os indicativos estatísticos estão melhor representados na grade de 20 km para MB, MAGE e RMSE, isto é, a performance do modelo a longo e curto prazo estão melhor reproduzidos na grade de 20 km

e o erro associado a cada previsão também é menor para esta grade (MAGE menor para esta grade).

No mês de julho de 2007 o total de precipitação observada foi de 234,7 mm e o modelo forneceu 230,13 mm, 241,66 mm e 202,63 mm para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente (Tabela 6.1). A precipitação foi observada em 9 dias neste mês e o modelo gerou chuva para os mesmos 9 dias e em mais 1 dia que não choveu (Figura 6.2).

Conforme a Tabela 6.2, o modelo subestimou a precipitação para as grades de 5 e 20 km, apresentando um melhor resultado a longo prazo para a grade de 5 km. Para a grade de 10 Km o modelo superestimou a precipitação, porém apresentou um resultado mensal satisfatório. Para os índices MAGE e RMSE, a grade de 20 km representa melhor os resultados do modelo, porém a correlação entre os dados observados e simulados não está tão boa (RMSE=10,30).

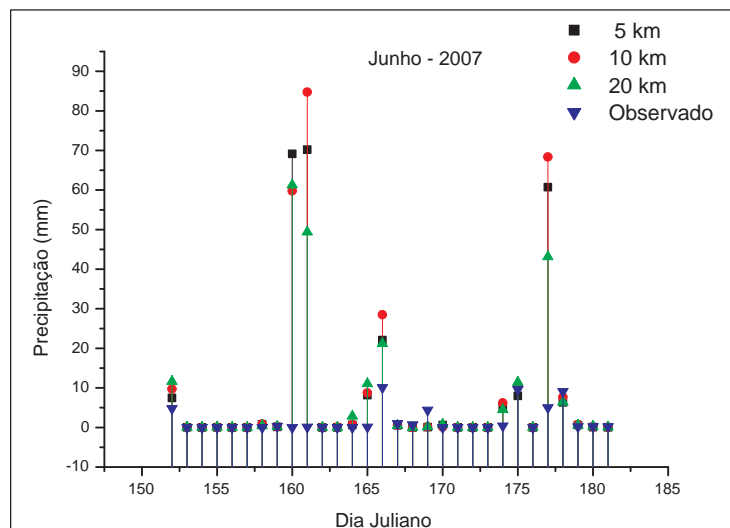


Figura 6.1: Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na Torre Veranópolis, para o mês de junho de 2007.

Tabela 6.1: Comparativo da precipitação total observada (Obs) e prevista pelo modelo (três grades com resoluções distintas) para os meses estudados

Meses	Precipitação (mm)			
	Obs	5 km	10 km	20 km
Junho	46,20	260,57	287,87	225,86
Julho	234,70	230,13	241,66	202,63
Agosto	95,30	213,23	221,12	182,38
Dezembro	164,39	228,24	194,32	131,49
Janeiro	97,89	113,84	109,69	77,02
Fevereiro	50,60	112,48	120,24	105,25

Tabela 6.2: Índices estatísticos da precipitação dos meses analisados, para as três grades com resoluções de 5, 10 e 20 km do modelo BRAMS. Em negrito estão os valores melhor representados pelos respectivos índices estatísticos nas respectivas grades.

Índices	Precipitação		
	Junho-2007		
	5 km	10 km	20 km
MB	7,15	8,06	5,99
MAGE	7,83	8,53	6,54
RMSE	20,87	22,54	16,31
Julho-2007			
MB	-0,15	0,22	-1,03
MAGE	6,72	6,72	5,00
RMSE	14,31	14,44	10,30
Agosto-2007			
MB	3,80	4,06	2,81
MAGE	4,09	4,50	3,11
RMSE	7,78	9,06	5,96
Dezembro-2007			
MB	2,06	0,96	-1,06
MAGE	6,92	5,46	4,61
RMSE	13,39	10,60	8,49
Janeiro-2008			
MB	0,51	0,38	-0,67
MAGE	4,06	3,62	3,58
RMSE	7,58	6,91	6,32
Fevereiro-2008			
MB	2,13	2,40	1,88
MAGE	2,58	2,85	2,69
RMSE	4,34	4,90	4,22

No mês de agosto de 2007 choveu 95,3 mm e o modelo gerou 213,23 e 221,12 e 182,38 mm para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente (Tabela 6.1). A chuva foi observada

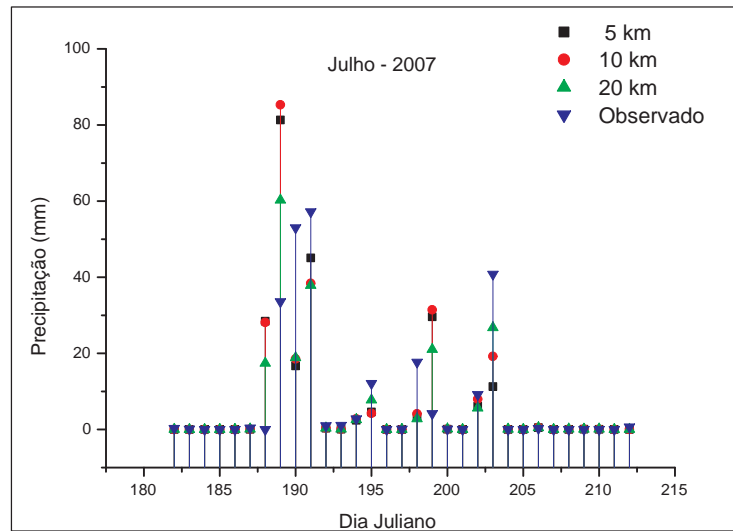


Figura 6.2: Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na estação Veranópolis, para o mês de julho de 2007.

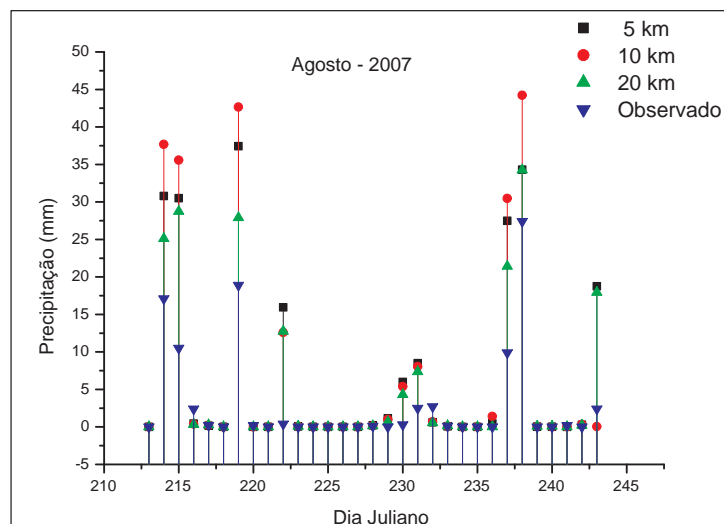


Figura 6.3: Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na estação Veranópolis, para o mês de agosto de 2007

em 9 dias e pelo modelo obteve-se chuva nos mesmos 9 dias e em outros três (Figura 6.3).

Observado-se a Tabela 6.2, os indicativos estatísticos MB, MAGE e RMSE informam que a grade de 20 km forneceu um resultado melhor para a previsão da precipitação para o mês de agosto, superestimando a chuva e apresentando uma correlação melhor dos dados simulados frente aos observados se comparada aos meses de junho e julho. As grades de 5 e 10 km também sobreestimaram a precipitação.

No mês de dezembro de 2007 a chuva observada foi de 164,39 mm e com o modelo obteve-se 228,24 e 194,32 e 131,49 mm para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente (Tabela 6.1). Choveu em 12 dias neste mês e o modelo gerou chuva também para 12 dias, porém em um dia choveu e o modelo não gerou chuva e em outro dia não choveu e o modelo gerou chuva (Figura 6.4).

Analisando os índices estatísticos para o mês de dezembro (Tabela 6.2), verifica-se que nas grades de 5 e 10 km o modelo superestimou a chuva sendo melhor representada a longo prazo pela grade de 10 km. A grade de 20 km subestimou a precipitação (MB=-1,06), porém a curto prazo é melhor representada nesta grade (RMSE=8,49).

Em janeiro de 2008, choveu 97,89 mm e segundo o modelo obteve-se 113,84 e 109,69 e 77,02 mm para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente (Tabela 6.1). Neste mês choveu em 9 dias e o modelo gerou chuva em 12 dias, sendo que em 2 dias que choveu o modelo não previu chuva e em 6 dias o modelo gerou chuva, quando na realidade não choveu (Figura 6.5).

Pela Tabela 6.2, verifica-se que no mês de janeiro de 2008 ocorreu o mesmo fato que o mes anterior, dezembro de 2007, onde a grade de 5 e 10 km superestimam a precipitação, ficando melhor representada na grade de 10 km e na grade de 20 km houve uma subestimação da precipitação, e uma melhor representação dos indicadores MAGE e RMSE.

No último mês analisado, fevereiro de 2008, observou-se 50,6 mm de precipitação e pelo modelo obtivemos 112,48 e 120,24 e 105,25 mm para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente (Tabela 6.1). A precipitação ocorreu em 7 dias neste mês e o modelo gerou chuva em 15 dias, sendo que em um dos dias que choveu, o modelo não registrou chuva. Este mês foi o que menos registrou chuva entre os meses analisados (Tabela 6.1), e o modelo gerou chuva em mais dias, porém a chuva gerada pelo modelo era de baixa intensidade. Em um dia choveu o equivalente a 25 mm, representando a metade da chuva do mês.

A longo prazo a grade de 20 km representou melhor a chuva para o mês de fevereiro de 2008 (Tabela 6.2), sendo superestimada para as três grades. O índice estatístico MAGE

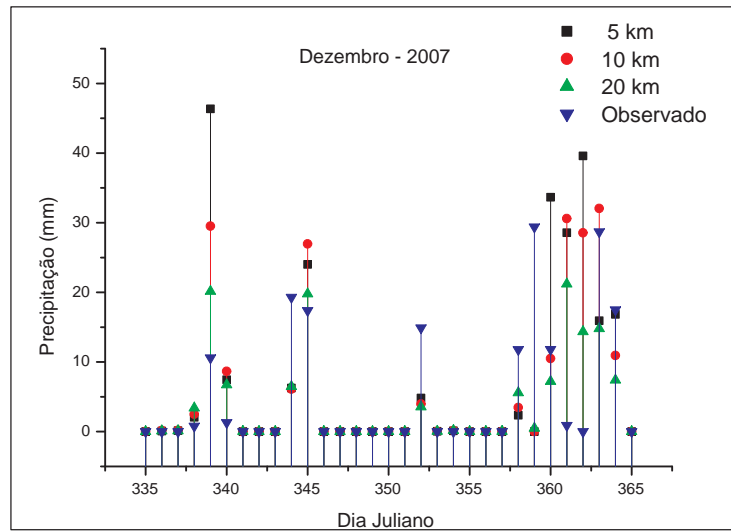


Figura 6.4: Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na estação Veranópolis, para os meses de dezembro de 2007, janeiro e fevereiro de 2008.

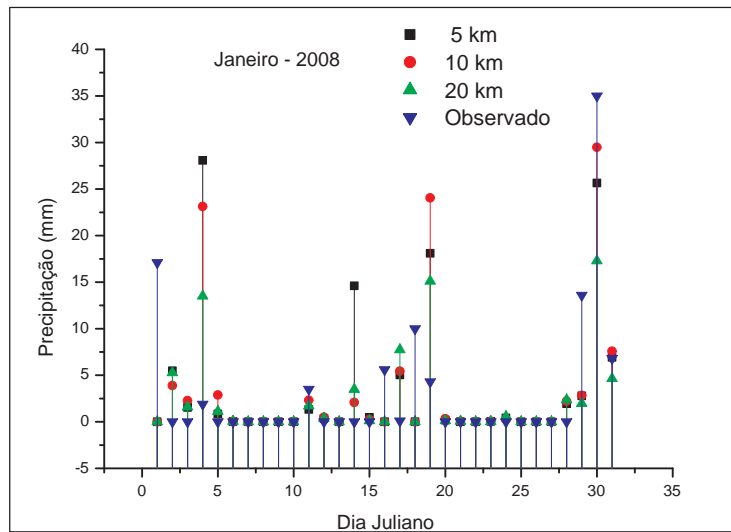


Figura 6.5: Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na estação Veranópolis, para os meses de dezembro de 2007, janeiro e fevereiro de 2008.

ficou melhor indicado pela grade de 5 km, mas a correlação dos dados simulados frente os observados é melhor na grade de 20 km.

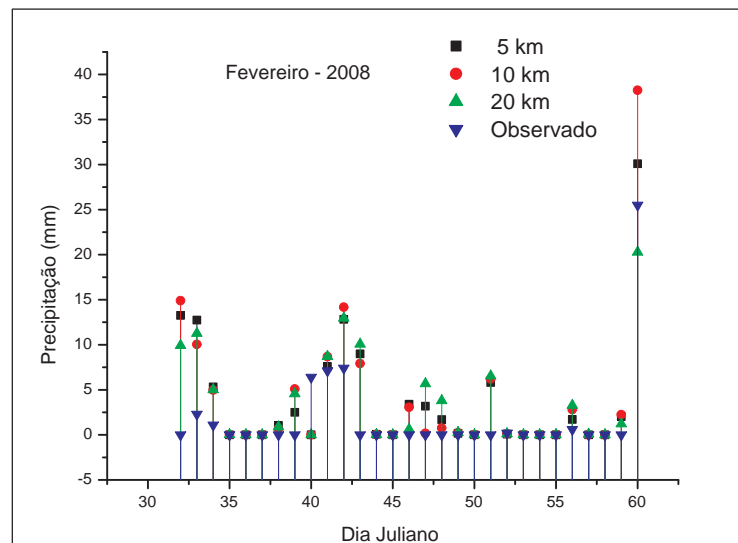


Figura 6.6: Gráfico da precipitação (mm) simulada pelo BRAMS com resolução de 5, 10 e 20 km e a precipitação observada na estação Veranópolis, para os meses de dezembro de 2007, janeiro e fevereiro de 2008.

6.2 Temperatura

No mês de junho de 2007 (Figura 6.7) a temperatura máxima observada foi de $26,01\text{ }^{\circ}\text{C}$ no dia 21 (dia juliano dj-172) e o modelo representou as máximas no dia anterior $25,09$ e $25,13$ e $25,01\text{ }^{\circ}\text{C}$ para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente, onde a máxima observada foi de $25,59\text{ }^{\circ}\text{C}$. As mínimas foram observada e geradas no dia 25 (dj-176) sendo a observada $-1,28\text{ }^{\circ}\text{C}$ e para as grades de 5, 10 e 20 km $1,07$ e $0,98$ e $0,53\text{ }^{\circ}\text{C}$ respectivamente.

As temperaturas médias observadas e gerada para as grades de 5, 10 e 20 km foram de $13,50$ e $13,77$ e $13,81$ e $13,76\text{ }^{\circ}\text{C}$ respectivamente.

A Tabela 6.3, apresenta os índices estatísticos para temperatura máxima, média e mínima de cada mês analisado.

Para o mês de junho de 2007, a temperatura máxima foi subestimada para as três grades do modelo, sendo que, a longo prazo é melhor reproduzida pela grade de 20 km e a curto prazo pela grade de 10 Km, mas as demais grades também reproduzem bem a curto prazo, pelo fato dos índices RMSE estarem com valores muito próximos.

A temperatura média foi superestimada pelo modelo nas três grades, tendo uma boa aproximação com dados observados. O erro associado a cada presisão (MAGE) está melhor representadoa pela grade de 5 km, bem com o erro a curto prazo (RMSE), Porém todas as grades apresentam índices muito próximo, mostrando que o modelo está fazendo uma boa

previsão para todas as grades.

A temperatura mínima é melhor prevista a curto e logo prazo na grade de 20 km, sendo as previsões superestimadas para as três grades.

No mês de julho de 2007 (Figura 6.8) a temperatura máxima de 25,27 °C ocorreu no dia 5 (dj-186), onde o modelo também obteve a máxima de 24,82 e 24,88 e 24,76 °C para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente. Neste mês, a temperatura mínima ficou abaixo de zero em quatro dias, e a mínima registrada foi de -3,8 °C (dj-210), já o modelo gerou mínimas negativas em dois dias para as grades de 10 e 20 km e em três dias para a grade de 5 km, sendo as mínimas geradas no dia 29 (dj-210) de -3,58 e -3,75 e -3,87 °C para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente.

A temperatura média do mês ficou em 10,02 °C e as geradas pelo modelo em 10,65 e 10,76 e 10,63 °C nas grades de 5, 10 e 20 km respectivamente.

Para as temperaturas máximas e médias, os índices estatísticos apontam para uma melhor performance do modelo a curto prazo na grade de 5 km, sendo o erro associado a cada previsão também melhor representado para esta grade, porém para a grade de 20 km a performance a longo prazo foi melhor prevista sendo que o modelo subestimou as temperaturas máximas e superestimou as médias. Já para as temperaturas mínimas, o modelo melhor apresentou os dados para a grade de 20 km, conforme MB, MAGE e RMSE na Tabela 6.3, sendo que as mesmas foram superestimadas.

No mês de agosto de 2007 (Figura 6.9) a temperatura máxima foi observada no dia 23 (dj-235) com 28,18 °C e as geradas para as grades de 5, 10 e 20 km foram 28,19 e 28,25 e 28,16 °C para o mesmo dia. A temperatura mínima de 0,49 °C (dj-240) foi registrada para este mês, e o modelo gerou temperaturas abaixo de zero em três dias para a grade de 10 e 20 km e em dois para a grade de 5 km, sendo as mínimas de -0,48 e -0,54 °C para as grades de 5 e 10 km respectivamente (dj-217) e -0,92 °C (dj-233) para a grade de 20 km.

A temperatura média ficou em 12,50 °C neste mês, e 13,49 e 13,57 e 13,58 °C fornecidas pelo modelo para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente.

Conforme a Tabela 6.3, as máximas ficaram subestimadas para as três grades, sendo que a longo prazo a grade de 20 km melhor reproduz as máximas e a curto prazo as grades de 5 e 10 km igualmente melhor indicam as máximas. As mínimas foram melhor geradas pela grade de 5 km, assim com as temperaturas médias.

Em dezembro de 2007 (Tabela 6.10) a temperatura máxima registrada foi de 31,49 °C (dj-338) e as geradas pelo modelo foram 31,69 e 31,71 e 31,49 °C para as grades de 5, 10 e

20 km respectivamente (dj-344). As mínimas ficaram em 10,45 °C para a observada e 9,93 e 9,89 e 9,75 °C para as geradas nas grades de 5, 10 e 20 km respectivamente. A temperatura média do mês de dezembro foi 20,61 °C e segundo o modelo 20,78 e 20,86 e 20,80 °C para as respectivas grades de 5, 10 e 20 km.

Pela tabela 6.3, verifica-se que o modelo apresentou uma melhor performance para as temperaturas máximas na grade de 10 km, para as temperaturas mínimas na grade de 20 km e para as médias na grade de 5 km, sendo as máximas subestimadas e as médias e as mínimas superestimadas.

Para o mês de janeiro de 2008 (Tabela 6.11) observamos a temperatura máxima de 31,24 °C no dia 10 (dj-10), e o modelo forneceu 32 e 32,08 e 32 °C, para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente, para o mesmo dia. As mínimas também foram observada e geradas no mesmo dia (dj-21), sendo 11,95 °C a mínima observada e 9,86 e 9,76 e 9,63 °C as mínimas geradas para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente. A temperatura média do mês de janeiro foi 20,53 °C e o modelo gerou para as grades de 5, 10 e de 20 km as médias de 21,09 e 21,17 e 21,12 °C respectivamente.

A temperatura máxima foi melhor representada na grade de 5 km, a mínima foi reproduzida melhor a longo prazo pela grade de 5 km e a curto prazo pela de 20 km, e para a temperatura média, a longo prazo a grade de 5 km também melhor reproduziu os dados, e a curto prazo a de 5 km juntamente com a de 20 km apresentaram melhor comportamento. Os dados foram superestimados para as máximas, as médias e as mínimas (Tabela 6.3).

No mês de fevereiro de 2008 (6.12) registrou-se a temperatura máxima de 30,04 °C no dia 6 (dj-37) e o modelo forneceu 30,32 e 30,35 e 30,28 °C, para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente no dia 9 (dj-40). A temperatura mínima observada foi de 10,18 °C e as geradas de 10,22 e 10,24 e 9,59 °C, para as grades de 5, 10 e 20 km respectivamente. A temperatura média ficou em 20,39 °C para este mês e 20,34 e 20,42 e 20,38 °C geradas pelo modelo nas grades de 5, 10 e 20 km respectivamente.

As temperaturas máximas e as médias foram subestimadas pelo modelo, sendo que a grade de 5 km melhor representou as máximas a longo prazo e a grade de 20 km a curto prazo. A temperatura média ficou melhor representado pela grade de 20 km e as mínimas a longo prazo pela de 20 km e subestimada e a longo prazo a grade de 5 km foi mais eficiente conforme a Tabela 6.3.

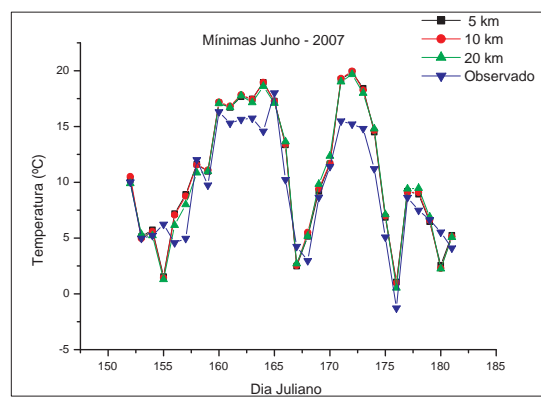
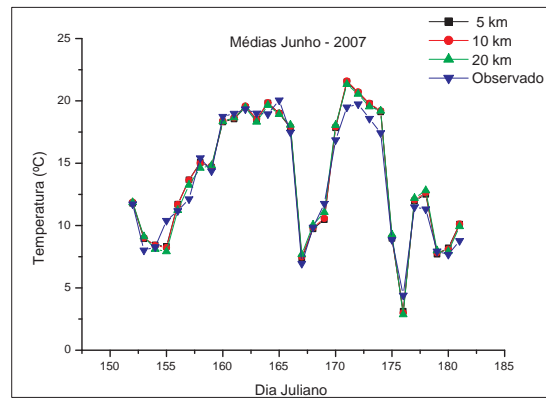
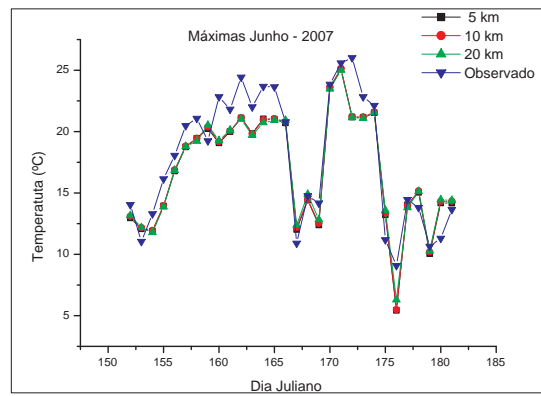


Figura 6.7: Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de junho de 2007.

Tabela 6.3: Índices estatísticos da temperatura máxima, média e mínima para os meses analisados. Em negrito estão os valores melhor representados pelos respectivos índices estatísticos nas respectivas grades.

Índices	Temperatura máxima			Temperatura média			Temperatura mínima		
	5 km	10 km	20 km	5 km	10 km	20 km	5 km	10 km	20 km
Junho-2007									
MB	-1.01	-0.94	-0.92	0.26	0.31	0.25	1.23	1.25	1.14
MNBE	-4.65	-4.16	-3.73	1.45	1.71	1.32	5.92	6.44	6.15
MAGE	1.67	1.66	1.70	0.78	0.81	0.80	1.94	1.98	1.94
MNGE	10.09	10.09	10.15	6.70	6.95	7.00	17.93	18.70	18.89
RMSE	2.03	2.02	2.04	0.97	1.00	0.99	2.41	2.45	2.34
Julho-2007									
MB	-0.31	-0.22	-0.06	0.62	0.73	0.61	0.81	0.78	0.57
MNBE	-1.43	-0.78	0.45	6.12	6.90	6.50	-36.94	-34.80	-34.34
MAGE	1.56	1.57	1.61	1.16	1.25	1.21	1.64	1.64	1.61
MNGE	10.74	10.83	11.19	13.67	14.19	14.45	-6.70	-4.34	-2.32
RMSE	1.95	1.96	1.98	1.43	1.62	1.50	2.00	1.99	1.96
Agosto-2007									
MB	-0.55	-0.45	-0.35	0.99	1.07	1.07	1.46	1.50	1.46
MNBE	-2.60	-1.98	-1.12	6.78	7.40	7.58	9.03	6.31	-0.21
MAGE	1.17	1.19	1.26	1.32	1.39	1.37	2.03	2.09	2.06
MNGE	6.29	6.43	6.96	10.47	10.99	11.16	36.16	38.53	40.64
RMSE	1.43	1.43	1.48	1.63	1.70	1.66	2.41	2.50	2.47
Dezembro-2007									
MB	-0.55	-0.44	-0.45	0.17	0.25	0.19	0.75	0.72	0.10
MNBE	-1.52	-1.10	-1.14	1.01	1.39	1.15	4.48	4.08	0.18
MAGE	1.65	1.64	1.66	0.88	0.89	0.89	1.34	1.48	1.19
MNGE	6.25	6.24	6.31	4.25	4.32	4.29	8.53	9.27	7.55
RMSE	2.32	2.30	2.34	1.06	1.08	1.07	2.24	2.65	1.44
Janeiro-2008									
MB	0.54	0.66	0.66	0.56	0.64	0.59	0.09	0.11	0.12
MNBE	2.24	2.67	2.84	2.71	3.11	2.95	0.29	0.35	-0.23
MAGE	1.29	1.32	1.33	0.90	0.91	0.88	0.91	0.91	0.83
MNGE	5.29	5.37	5.49	4.47	4.52	4.43	5.65	5.66	5.22
RMSE	1.59	1.61	1.68	1.14	1.17	1.14	1.07	1.07	1.00
Fevereiro-2008									
MB	-0.66	-0.53	-0.58	-0.05	-0.02	-0.01	0.14	0.15	-0.02
MNBE	-2.67	-2.19	-2.36	-0.30	-0.11	-0.07	0.91	0.97	-0.29
MAGE	1.32	1.27	1.25	0.65	0.63	0.56	0.75	0.77	0.81
MNGE	5.17	4.97	4.90	3.20	3.12	2.77	4.59	4.75	5.02
RMSE	1.67	1.61	1.59	0.91	0.90	0.82	0.97	0.99	0.99

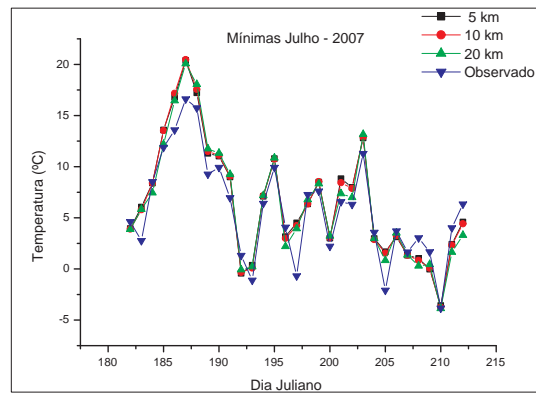
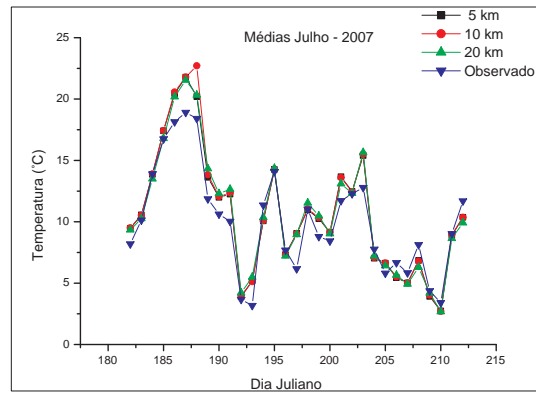
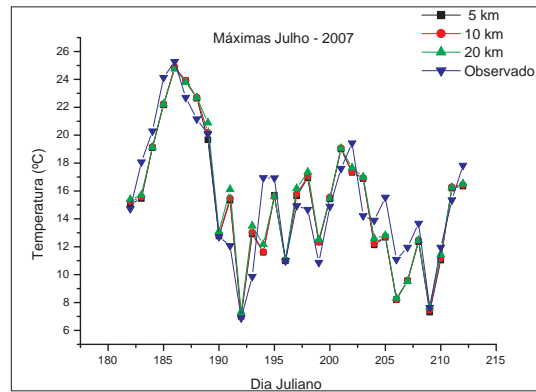


Figura 6.8: Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de julho de 2007.

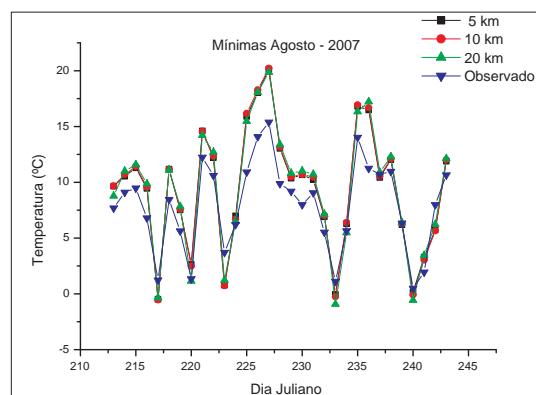
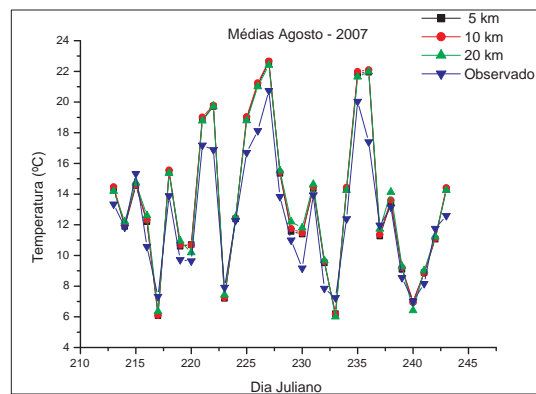
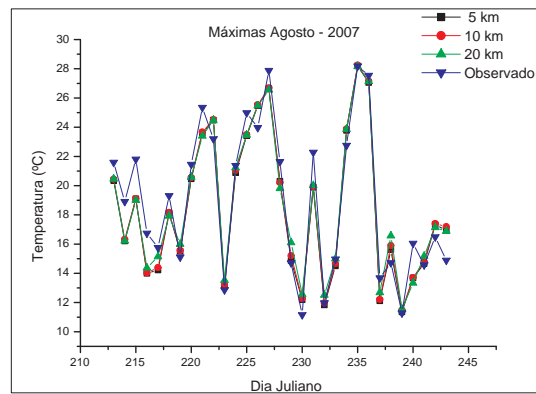


Figura 6.9: Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de agosto de 2007

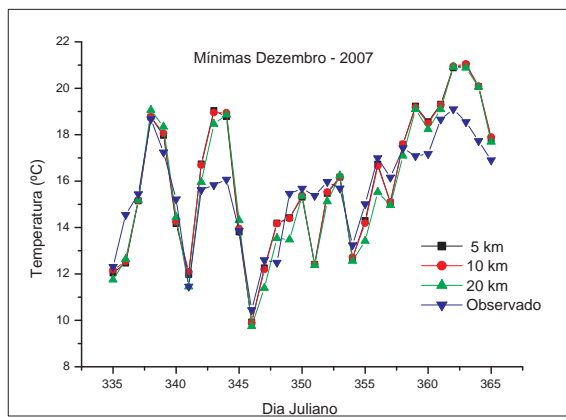
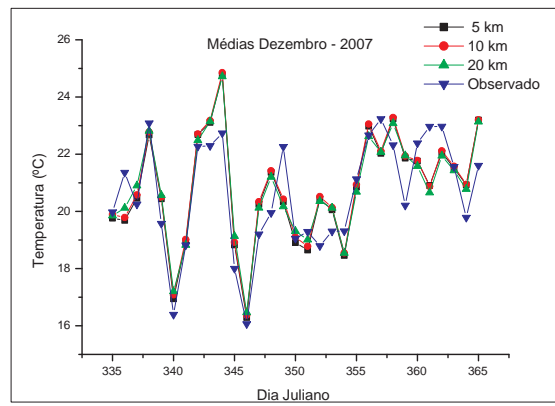
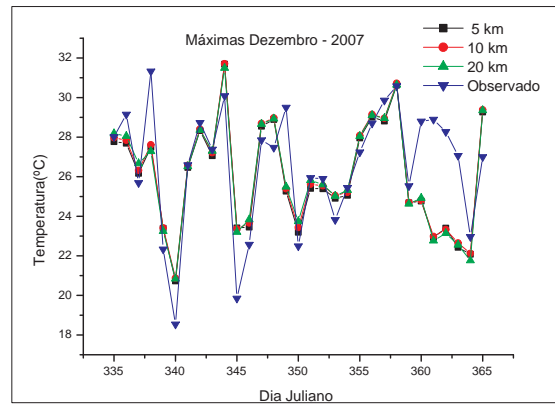


Figura 6.10: Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de dezembro de 2007.

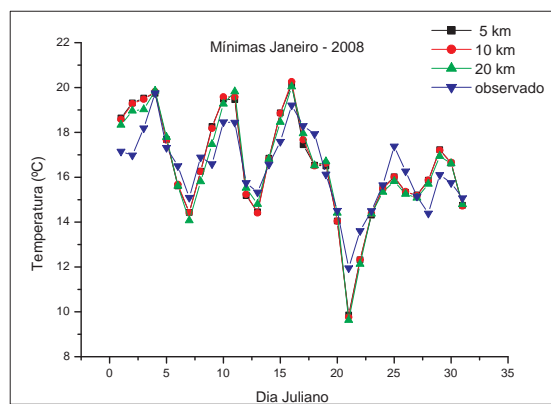
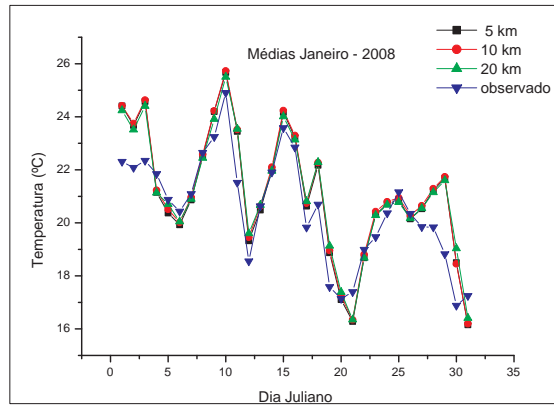
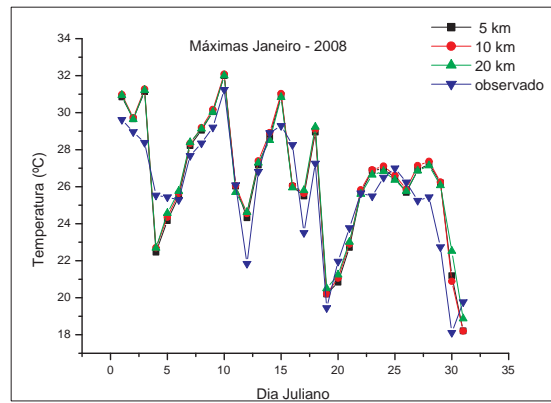


Figura 6.11: Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de janeiro de 2008.

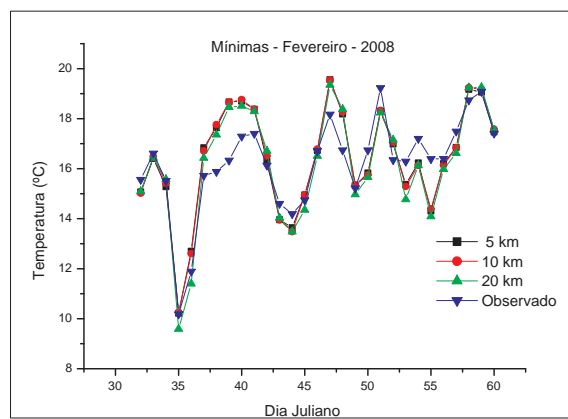
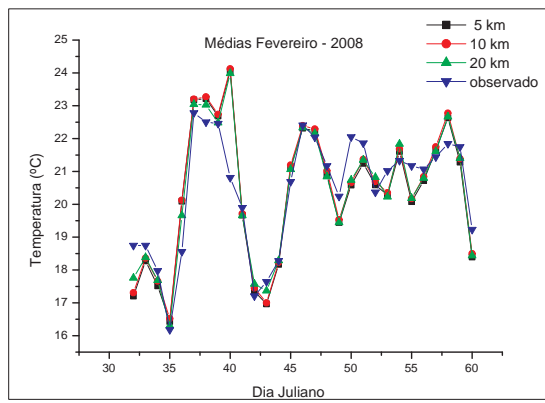
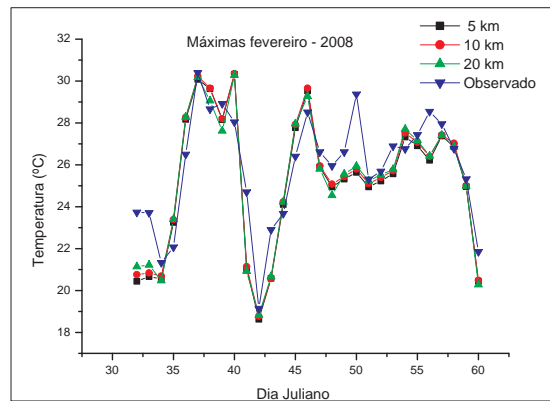


Figura 6.12: Gráfico das temperaturas máximas, médias e mínimas que foram observadas e simuladas pelo modelo BRAMS nas resolução de 5, 10 e 20 km para o mês de fevereiro de 2008.

7 CONCLUSÕES

Nesta dissertação, foi feito um estudo comparativo entre os dados observados em uma estação de monitoramento climático com os dados gerados pelo modelo de previsão numérica de Tempo BRAMS (*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*). Foram feitas simulações para a previsão de precipitação e temperatura do ar de seis meses, utilizando-se a técnica de aninhamento de grades, para três resoluções espaciais de grades, de 5, 10 e 20 km.

Observou-se que o modelo BRAMS reproduziu a precipitação com uma melhor performance para a grade de 20 km. Sendo que para os seis meses analisados, o modelo teve melhor performance a curto prazo na grade de 20 km; o erro associado a cada previsão foi menor para cinco dos seis meses na grade de 20 km; e a longo prazo a grade de 20 km reproduziu melhor os dados em três meses.

A justificativa, possivelmente, pode se dar pelo fato do modelo parametrizar a precipitação para a grade de maior resolução, e para as grades internas o modelo faz uma interpolação de dados para precipitação.

Verificou-se que de uma maneira geral o modelo superestima a previsão de precipitação, onde para a grade de 5 km, cinco dos seis meses foram superestimados, na grade de 10 km, os seis meses foram superestimados e para a grade de 20 km, três meses foram superestimados.

Verificou-se que para os meses do verão o desvio padrão é menor do que para os meses do inverno.

Quanto a previsão da temperatura máxima observou-se que:

- A temperatura máxima é subestimada pelo modelo, sendo verificado em cinco dos seis meses analisados nas três grades;
- A longo prazo a grade de 20 km melhor representou os dados em três meses; a de 10 km em dois meses, e na grade de 5 km em um mês, sendo o único superestimado;

- A curto prazo os dados simulados para as três grades apresentam valores próximos, indicando que o modelo apresenta uma boa performance a curto prazo.

Quanto a previsão da temperatura mínima observou-se que:

- A temperatura mínima é superestimada pelo modelo, sendo verificado nos seis meses analisados para as três grades, exceto para a grade de 20 km que subestimou no mês de fevereiro, apresentando um valor muito próximo de zero;
- A longo prazo a grade de 20 km melhor estimou os dados em cinco meses;
- A curto prazo a grade de 20 km melhor estimou os dados em quatro meses e a grade de 5 km em dois meses.

Quanto a previsão da temperatura média observou-se que:

- A temperatura média é superestimada pelo modelo, sendo verificado em cinco meses analisados, sendo que para o mês de fevereiro, o desvio médio é muito pequeno;
- A longo prazo a grade de 20 km melhor estimou os dados em três meses, e a grade de 5 km em outros três meses;
- A longo prazo a grade de 5 km melhor representou os dados em cinco meses.

Verificou-se que de uma maneira geral a previsão de temperatura é realizada com uma boa aproximação pelo modelo, para as três resoluções horizontais.

Como perspectivas futuras, deve-se fazer um estudo comparativo envolvendo outras estações de monitoramento climáticas, bem como a inclusão de novas variáveis no estudo, como a velocidade do vento, pressão, radiação, etc., obtendo-se mais informações que possam ser analisadas em diferentes resoluções horizontais, com outros modelos numéricos. O teste de outras parametrizações é outra questão que deve merecer mais atenção em estudos futuros.

Bibliografia

- [1] Alves, R.C.M.:*Descrição das Circulações Locais na Região de Candiota-RS e seus Efeitos no Transporte de poluentes*,2000, 128p, Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, Brasil, 2000.
- [2] Barbosa, J.P.S.:*Novas Parametrizações de Turbulência Atmosfera para o Modelo BRAMS*,2007, 129p, Dissertação de Mestrado, INPE, São José dos Campos, São Paulo, Brasil, 2007
- [3] Beven, K.J.,Kirkby, M.J., Schoffield, N. and Tagg, A.:1984, *Testing a Physically-Based Flood Forecasting Model (TOPMODEL) for Three UK Catchments* J. Hydrol. 69; 119-143.
- [4] Chen, C. and Cotton W.R.:1983, *A One Dimensional Simulation of the Stratocumulus Capped Mixed Layer Meteorology*, 25, 289-321.
- [5] Clark, T.L.:1977,*A Small-Scale Dynamic Model Using a Terrain Following Coordinate Transformation*,J. Comput.Phys.,24,p.186-215,1977
- [6] Clark, T.L., Farley, R.D.:1984, *Severe Downslope Calculations in Two and Three Spatial Dimensions Using Anelastic Interactive Grid Nesting: A Possible Mechanism for Gustiness*. J. Atmos. Sci., 41, 329-350.
- [7] Clark, T.L., Hall, W.D.:1991, *Multi-Domain Simulations of the Time Dependent Navier-Stokes Equations: Benchmark Error Analysis of Some Nesting Procedures*. J. Comput. Phys., 92, 456-481.
- [8] Deardorff, J.W.:1978, *Efficient Prediction of Groud Surface Temperature and Moisture, with Inclusion of a Layer of Vegetation*. Jour. Geoph. Res., Washington, v.83, C4, p 1889-1903.
- [9] Fritsch, J.M. and Chappell, C.F.:1980a, *Numerical Prediction of Convectively Driven Mesoscale Pressure Systems. Part I: Convective Parametrization*. J. Atmos. Sci. 37, 1722-1733.
- [10] Gal-Chen, T., Somerville R.: 1975, *On the Use of a Coordinate Transformation for the Solution of thr Navier-Stokes Equations*. J. Comput. Phys., 17(2), pp. 209-228, 1975.
- [11] Jiménez, P.,Jorba, O., Parra R. e Baldasano J.M.:2006,*Evaluation of MM5-EMICAT2000-CMAQ performace and sensitivity in complex terrain: High-resolution application to the northeastern iberian Peninsula*, Atmospheric Environment,40 (2006), 5056-5072.
- [12] Kosovic, B., Pullin, D.I., Samtaney, R.:1997, *Subgrid-scale Modeling for Large-Eddy Simulations of Compressible Turbulence*. citeseer.nj.nec.com/415137.html

- [13] Kuo, H.L.:1974,*Further Studies of the Parameterization of the influence of Cumulus Convection on Large-Scale Flow*. J. Atmos. Sci., 31, 1232-1240.
- [14] Lemes,M.A.M., Moura, A.D.:2002,*Fundamentos de Dinâmica Aplicados à Meteorologia e Oceanografia*, Holos, Editora Ltda-ME, 296pp.
- [15] Mahrer, Y.E., Pielke, R.A.:1977, *A Numerical Study of the Airflow over Irregular Terrain*, Beitrage zur Physik der Atmospheric, V.50, p.98-113, Feb,1977.
- [16] Mellor, T. and Yamada, T.:1982, *Development of a Turbulence Closure Model for Geophysical Fluid Problems*. Reviews of Geophysics and Space Physics , 20(4), 851-875.
- [17] Mendonça,F.e Dani-Oliveira,I.M.:2007,*Climatoloia: noções básicas e climas do Brasil*, Oficina de Textos, 206pp.
- [18] Messinger, F. and Arakawa, A.:1976, *Numerical Methods Used in Atmospheric Models*, GARPPublications Series, nº 14, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64pp.
- [19] Meyers, M.P. and Cotton, W.R.:1992, *Evaluation of the Potential for Wintertime Quantitative Precipitation Forecasting over Mountainous Terrain whith an Explicit Cloud Model. Part I: Two-Dimensional Sensitivity Experiments*. Journal of Applied Meteorology, 31,26-50.
- [20] Molinari,J.:1985, *A General Form of Kuo's Cumulus Parameterisation*. Mom.Wea.Rev. 113,pp3-39.
- [21] Molinari, J., Corsetti, T.:1985, *Incorporation of Cloud-Scale and Mesoscale Downdrafts into a Cumulus Parameterization: Results of One- and Three-Dimensional Integrations*, Monthly weather Review. AMS, Boston, USA. 113,485-501
- [22] Moraes, O.L.;Acevedo, O.C.;Fitzjarrald, D.R.; Sakai, R.K.:2007 *Fluxos Turbulentos: O Diálogo entre a Superfície e a Atmosfera*, Ciência e Ambiente. Universidade Federal de Santa Maria, n.34, (jan./jun. 2007)
- [23] Oliveira,L.L.,Vianello,R.L. e Ferreira,N.J.:2001,*Meteorologia Fundamental*, EdiFA-PAS, 432pp.
- [24] Piccilli, D.G.A.:*Avaliação da Previsibilidade Hidroclimática no Alto Paraguai*,2007, 201p, Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil, 2007.
- [25] Pielke, R.A. et al.:1992, *A Comprehensive Meteorological Modeling System-RAMS*, Meteorology and Atmospheric Physics, V.49.p.69-81,1992.
- [26] Santos, C.A.M.:*Pythonissa: uma linguagem visual para elaboração da previsão do tempo*, 2001, 89p ,Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Rio Grande do Sul, Brasil, 2001.
- [27] Sellers, W.D.:1965,*Physical Climatology*, The University of Chicago Press/Chicago & London,272pp.
- [28] Sivapalan, M., Beven, K.J. and Wood, E.F.:1987, *On Hydrological Similarity: A scaled Model of Storm Runoff Production*, Water Resour. Res. 23(12); 2266-2278.

- [29] Smagorinsky, J.:1963, *Geral Circulation Experiment with the Primitive Equations 1: The Basic Experiment*. Mon. Wea. Rev., 91, 99-164.
- [30] Stull, R. B.:1988,*An Introduction to Boundary Layer Meteorology*, Kluwer Academic, 637pp.
- [31] Tremback, C.J.,Kessler, R.:1985,*A Surface Temperature and Moisture Parameterization for Use in Mesoscale Numerical Models*. Preprints. 7th AMS Conference on Numerical weather Prediction. June 17-20. Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteor. Soc., Boston. 355-358.
- [32] Tremback, C.J.:1990, *Numerical Simulation of a Mesoescal Convective Complex: Model Development and Numerical Results*, Department of Atmospheric Sciens, Colorado State University, USA.
- [33] Tripoli, G.J. and Cotton, W.R.:1980,*A Numerical Investigation of Several Factors Leading to the Observed Variable Intensity of Deep Convection over South Florida*, J. Appl. Meteor.,19,1037-1063.
- [34] Tripoli, G.J. and Cotton, W.R.:1982,*The Colorado State University Three-Dimensional Cloud/mesoscale Model-1982, Part I, General Theoretical Framework and Sensitive Experiments*, Journal Rech. Atmospheric, V.16, p.185-219, 1982.
- [35] Varejao-Silva,M.A.,:2005,*Meteorologia e Climatologia*, Versão Digital, 516pp.
- [36] Vianello,R.L. e Alves,A.R.,:1991,*Meteorologia Básica e Aplicações*, Editora UFV, 449pp.
- [37] Walko, R.L.; Cotton, W.R.; Meyers, M.P.;Harrington, J.Y.:1995, *New RAMS Cloud Microphysics Parameterization. Part I: The Single-Moment Scheme*. Atmospheric Research, 38, pp. 29-62, 1995.
- [38] Walko, R.L. and Tremback, C.J.:2001, *RAMS-Regional Atmospheric Modeling System Version 4.3/4.4*, Guia de Usuário, Fort Collins, USA.
- Sites consultados
- [39] Campbell Scientific,Inc. (CSI), www.campbellsci.com
- [40] Campbell Scientific,Inc. (CSB), www.campbellsci.com.br
- [41] GrADS (Grid Analysis and Display System), www.grads.iges.org/grads
- [42] CPTEC (Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos), www.cptec.inpe.br
- [43] INMET (Instituto Nacional de Meteorologia), www.inmet.gov.br
- [44] GruMA (Grupo de Modelagem Atmosférica de Santa Maria), www.gruma.ufsm.br
- [45] Grimm, A.M. :<http://fisica.ufpr.br/grimm/aposmeteo> (Universidade Federal do Paraná)
- [46] Site de pesquisa - <http://encyclopedia-pt.snyke.com/articles/veranopolis.html>