UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM
MODELAGEM COMPUTACIONAL

Circulações locais no Rio Grande do Sul: Brisas marítima/terrestre e sua interação com as Brisas lacustres/terrestres

MAIKEL ROBERTO SIQUEIRA GAMBETÁ LEITE

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Modelagem Computacional da Universidade Federal do Rio Grande (FURG) como requisito parcial à obtenção do título de Mestre em Modelagem Computacional.

Orientadora: Prof.ª Dr.ª Nisia Krusche

Rio Grande, Julho de 2013.

L533c Leite, Maikel Roberto Siqueira Gambetá.
Circulações locais no Rio Grande do Sul : brisas marítima/terrestre e sua interação com as brisas lacustres/terrestres / Maikel Roberto Siqueira Gambetá Leite. – 2013.
105 f.

Dissertação (mestrado) – Universidade Federal do Rio Grande/FURG, Programa de Pós-Graduação em Modelagem Computacional.

Orientadora: Dr.ª Nisia Krusche.

1. Brisa. 2. Modelo. 3. Lagoa dos Patos. 4. Validação. 5. Intensidade do vento. I. Krusche, Nisia. II. Título.

CDU: 551.553.11

Catalogação na fonte: Bibliotecária Alessandra de Lemos CRB10/1530

MAIKEL ROBERTO SIQUEIRA GAMBETÁ LEITE

"CIRCULAÇÕES LOCAIS NO RIO GRANDE DO SUL: BRISAS MARÍTIMA/TERRESTRE E SUA INTERAÇÃO COM AS BRISAS LACUSTRE/TERRESTRE".

Dissertação apresentada ao Programa de Pós Graduação em Modelagem Computacional da Universidade Federal do Rio Grande -FURG, como requisito parcial para obtenção do Grau de Mestre. Área concentração: Modelagem Computacional..

Aprovado em

BANCA EXAMINADORA

Prof.ª Dra. Nisia Krusche
Orientadora - FURG

Prof. Dr. Wiliam Correa Marques
FURG

Prof.ª Dra. Rita Yuri Ynoue
USP

Rio Grande -RS
2013

Dedico este trabalho, a minha orientadora, Nisia Krusche, a Camila e Silva Gomes e ao meu vô, Amilcar, que não se encontra mais neste mundo, pois todos sempre acreditaram em mim.

AGRADECIMENTOS

A minha orientadora, Nisia Krusche, pela amizade, atenção e dedicação.

Aos meus pais, pelo incentivo e apoio.

A minha filha pela compreensão.

A Msc. Camila e Silva Gomes, pela amizade, atenção, dedicação e apoio incondicional.

A todos os colegas do Núcleo de Física Ambiental que sempre me ajudaram a solucionar problemas e também pela transmissão de conhecimentos.

A secretária do programa de pós-graduação, pela atenção e pelos auxílios para participação em eventos.

A CAPES por financiar esta pesquisa.

E a todos que, de uma forma ou outra, me ajudaram a alcançar mais um objetivo.

RESUMO

A região sul do Rio Grande do Sul está em localização favorável à formação de tipos de brisa bem caracterizados devido a sua proximidade com os sistemas lacustres e também o Oceano Atlântico. A diferença de vegetação e as temperaturas da superfície do mar, da laguna e do solo, são os principais impulsionadores das circulações locais. Uma das formas de analisar estas circulações locais é através de modelos que simulam a formação da brisa. Desta forma utilizou-se o modelo de mesoescala Weather Research and Forecasting para caracterizar as circulações locais na região sul do Brasil devido às influências do Oceano Atlântico e das lagoas presentes na região: Lagoa dos Patos, Lagoa Mangueira e Lagoa Mirim. Ao todo foram realizadas três simulações: uma para a validação do modelo e duas para simulação das brisas. O modelo apresentou correlações entre 0,7 e 0,9 para a temperatura do ar a dois metros e para a pressão atmosférica. As correlações para a umidade específica e para o vento a dez metros ficaram entre 0,3 e 0,8. Na simulação básica, a brisa lacustre apresentou intensidade máxima às 15 UTC (12 HL) sobre a Lagoa dos Patos e Mangueira e às 18 UTC (15 HL) sobre a Lagoa Mirim. Nos horários entre 0 UTC (21HL) e 9 UTC (6 HL), período em que a brisa terrestre está atuante, observou-se a rotação do vento no sentido anti-horário e também diminuição de intensidade. Para a simulação idealizada onde foi suprimido o efeito sinótico, a brisa marítima no início de sua formação sofreu um bloqueio pela brisa lacustre no horário das 15 UTC (12 HL). Esta oclusão permanece até às 18 UTC (15 HL). Após este período a brisa lacustre diminui a intensidade e dá lugar a brisa marítima que possui direção leste com intensidade menor do que a que foi observada na simulação básica. A brisa terrestre teve início às 0 UTC (21 HL) e seu valor máximo foi de 4 m/s as 9 UTC (6 HL). Para a validação do modelo concluiu-se que o mesmo é adequado para a avaliação das circulações locais. A brisa terrestre caracterizou-se melhor sem a presença do vento sinótico. As brisas Lacustres das Lagoas Mirins e dos Patos possuem influência maior do que a brisa gerada pela Lagoa Mangueira e em determinados períodos opõem-se ao avanço da brisa marítima. A associação do vento sinótico a brisa marítima intensifica a velocidade dos ventos, que por sua vez sobrepõem-se a brisa lacustre no final da tarde. A brisa terrestre formada durante a noite não é forte o suficiente para sobrepor o vento sinótico, mas reduz sua intensidade e altera sua direção.

Palavras-Chave: Brisa, modelo, Lagoa dos Patos, validação, intensidade do vento.

ABSTRACT

The southern region of Rio Grande do Sul is in a location favorable to the formation of local breezes due to its proximity to the lake systems and the Atlantic Ocean. The difference in surface temperatures of the sea, the lagoon, and the soil and in vegetation are the main drivers of local circulations. Models that simulate the formation of the breeze can be apply to analyze these local circulations. Therefore, we used the mesoscale model Weather Research and Forecasting to characterize the local circulations in southern Brazil due to the influences of the Atlantic Ocean and lakes in the region: Lagoa dos Patos, Lagoa Mirim and Lagoa Mangueira. Three simulations were performed, one for model validation and two for simulation of breezes. The validation run showed correlations between 0.7 and 0.9 for air temperature at two meters and for atmospheric pressure. The correlations for the specific humidity at two meters and the wind at ten meters were between 0.3 and 0.8. In the basic simulation, the lake breeze showed maximum intensity at 15 UTC (12 local time) on the Lagoa dos Patos and at 18 UTC (15 local time) on the Lagoa Mirim. At times between 0 UTC (21 local time) and 9 UTC (6 local time), when the land breeze is active, there was wind rotation in the counterclockwise direction and also decrease in intensity. For the idealized simulation where the synoptic influence was suppressed, the sea breeze early in its formation suffered a blockade by lake breeze at 15 UTC (12 local time). This occlusion remains until 18 UTC (15 local time). After this period, the lake breeze intensity decreases and gives way to sea breeze which has an eastward direction with lower intensity than that observed in the basic simulation. The land breeze began at 0 UTC (21 local time) and its maximum value was 4 m/s at 9 UTC (6 local time). The validation of the model indicated that it is suitable for evaluating local circulations. The land breeze is characterized best without the presence of synoptic wind. Lake breezes from Lagoons Mirins and Patos have greater influence than the breeze generated by Lagoon Mangueira and at certain times oppose the advance of the sea breeze. The association of the synoptic wind intensifies the sea breeze wind speeds, which in turn overlap the lake breeze in the late afternoon. The land breeze formed at night is not strong enough to override the synoptic wind, but reduces its intensity and changes its direction.

Key Words: Breeze, model, Lagoa dos Patos, validation, wind intensity

Sumário

LISTA DE SÍMBOLOS 8
LISTA DE TABELAS 10
LISTA DE FIGURAS 11
CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO 16
1.1. Objetivo Geral 18
1.2. Objetivos específicos 19
CAPÍTULO 2: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 20
2.1. Circulações Locais: Brisas 20
2.2. Teoria Linear sobre brisas 30
2.3. Brisa de vale montanha 33
CAPÍTULO 3: METODOLOGIA 34
3.1. Região de estudo 34
3.2. Modelos de Previsão Numérica 37
3.3. Descrição do modelo numérico de previsão de tempo 38
3.4. Coordenada vertical e variáveis 40
3.5. Equações governantes 41
3.6. Discretização temporal 44
3.7. Discretização espacial 45
3.8. Física do modelo 46
3.9. Aplicação do modelo 47
3.10. Análise de erros 50
CAPÍTULO 4: RESULTADOS 52
4.1 Validação do modelo 52
4.1.1. Temperatura na superfície: 54
4.1.2. Pressão atmosférica na superfície: 59
4.1.3. Umidade Específica na superfície: 62
4.1.4. Velocidade do vento na superfície: 66
4.1.5. Análise do campo de vento horizontal 70
4.1.6. Simulação básica: 70
4.1.7. Simulação sem as componentes sinóticas 74
4.1.8. Comparação entre as simulações 77
4.1.9. Campo de vento vertical: 79

CAPÍTULO 5: CONCLUSÃO.....84
5.1. Sugestões para trabalhos futuros.....85
BIBLIOGRAFIA 87
ANEXOS 94

LISTA DE SÍMBOLOS

b	perturbação da flutuabilidade
C	circulação
e_s	pressão de vapor de saturação
f	parâmetro de Coriolis
$\vec{k}$	versor do eixo vertical
m	fator do mapa
N	frequência de Brunt-Väisälä
p_{hs}	componente hidrostática da pressão na superfície
p_{ht}	componente hidrostática da pressão no topo da camada.
p_0	pressão de referência (tipicamente 1000 hPa)
p_h	componente hidrostática da pressão
q	umidade específica
Q	função de aquecimento
R	constante de Boltzmann
T	temperatura em Kelvin
u	componente zonal do vento
U	densidade de momento na coordenada x
v	componente meridional do vento
V	densidade de momento na coordenada y
$\vec{V}$	Vetor vento
w	componente vertical do vento
W	densidade de momento na coordenada eta (η)
∇P	gradiente de pressão
$\nabla \Phi$	gradiente do geopotencial
α	volume específico
β	variação temporal do parâmetro de Coriolis
ϕ	perturbação do geopotencial
θ'	perturbação da temperatura potencial
θ_0	temperatura potencial de referência
ρ	densidade

ψ função de corrente

ψ_R função de corrente real

ψ_I função de corrente imaginária

η coordenada eta

μ diferença entre a pressão hidrostática na superfície e a pressão hidrostática no topo da camada.

R_d constante do gás para o ar seco

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.9-1 Dimensões das grades utilizadas para a realização das simulações com seus respectivos números de pontos e localização geográfica. 50
Tabela 4.1-1 Estações automáticas com os respectivos códigos, posição geográfica e altitude. 53
Tabela 4.1.1-1 Valores de erro médio (EM), raiz do erro médio quadrático (RMSE) , desvio padrão do erro (STDE) e correlação de Pearson de temperatura para cada uma das estações meteorológicas utilizadas para validação do modelo WRF. 54
Tabela 4.1.2-1 Valores de erro médio (EM), raiz do erro médio quadrático (RMSE), desvio padrão do erro (STDE) e correlação de Pearson (CORR) de pressão atmosférica para cada uma das estações meteorológicas utilizadas para validação do modelo WRF. 59
Tabela 4.1.3-1 Valores de erro médio (EM), raiz do erro médio quadrático (RMSE), desvio padrão do erro (STDE) e correlação de Pearson (CORR) de umidade específica para cada uma das estações meteorológicas utilizadas para validação do modelo WRF. 62
Tabela 4.1.4-1 Valores de erro médio (EM), raiz do erro médio quadrático (RMSE), desvio padrão do erro (STDE) e correlação de Pearson (CORR) do vento na superfície para cada uma das estações meteorológicas utilizadas para validação do modelo WRF. 66

LISTA DE FIGURAS

Figura 2.1-1 Formação da brisa marítima/lacustre durante o dia a terra aquece-se mais rapidamente do que a água favorecendo o fluxo do ar para a área do continente. Topo da brisa marítima (TBM). Camada limite térmica interna (CLTI). Fonte: Wallace e Hobbs, 2006, pag.409.....21
Figura 2.1-2 Esquema de evolução da brisa marítima e terrestre num período de 24 horas. Fonte: Pielke, 1981, p.92.....21
Figura 3.1-1 (a) Localização do estuário da Lagoa dos Patos, e (b) região estuarina da Lagoa. Fonte: Seeliger e Odebrecht, 2010, p. 12.....35
Figura 3.1-2 Região de estudo. a) América do Sul. b) Rio Grande do Sul e parte do Uruguai c) corte sobre a Lagoa dos Patos, Lagoa Mangueira e Lagoa Mirim.....36
Figura 3.3-1 Etapas do processo de simulação do modelo WRF. Os dados de análise após o pré-processamento são resolvidos por um núcleo dinâmico e pós processados para a visualização dos resultados. Adaptado de Wang et al. 2008.....39
Figura 3.4-1 coordenada vertical η utilizada pelo modelo e as pressões hidrostáticas phs (superfície) e Pht (topo da camada) 41
Figura 3.7-1 Esquema da grade de Arakawa e Lamb utilizada para os cálculos de interação do modelo WRF. a) representa a grade horizontal onde são considerados Δx e Δy. b) representa a grade vertical onde são consideradas a coordenada vertical η e Δx 46
Figura 3.9-1 Carta sinótica de superfície da América do Sul com a presença de uma região de alta pressão sobre a área do Rio Grande do Sul no período entre dezesseis e dezoito de março de 2012. 48
Figura 3.9-2 Grades utilizadas: a) Grade D1 com 24 km de resolução horizontal e grade D2 com 8 km de resolução horizontal. b) Grade D1 com 9 km de resolução horizontal e grade D2 com 3 km de resolução horizontal. 49
Figura 4.1-1 Mapa das estações automáticas do INMET utilizadas para a validação do modelo WRF, a linha pontilhada representa a grade menor (8 km) utilizada para validação. 53

Figura 4.1.1-1 Comparação entre os dados do modelo e observados de temperatura para a estação E2. O modelo apresenta boa acurácia para as primeiras130 horas de simulação, após este tempo existe diferenças de temperatura de até 2°C. 56
Figura 4.1.1-2 Comparação entre os dados do modelo e observados de temperatura para a estação E8. Os dados do modelo apresentam valores inferiores as mínimas observadas durante todo o período. 57
Figura 4.1.1-3 Comparação entre os dados do modelo e observados de temperatura para a estação E11. Mesmo com diferenças de até 3°C o modelo apresenta comportamento similar ao observado durante todo período. 58
Figura 4.1.2-1 Comparação entre os dados do modelo e observados de pressão atmosférica para a estação E3. Os valores simulados apresentam ótima acurácia até 156 horas de simulação.....60
Figura 4.1.2-2 Comparação entre os dados do modelo e observados de pressão atmosférica para a estação E7. Mesmo com diferenças para os valores simulados e observados existe uma ótima correlação entre eles.....61
Figura 4.1.2-3 Comparação entre os dados do modelo e observados de pressão atmosférica para a estação E12. O modelo subestima os valores observados em até 4 hectopascais.....62
Figura 4.1.3-1 Comparação entre os dados do modelo e observados de umidade específica para a estação E1. O modelo representou de forma coerente os dados observados. 64
Figura 4.1.3-2 Comparação entre os dados do modelo e observados de umidade específica para a estação E11 com máximos e mínimos fora de fase em alguns períodos.....65
Figura 4.1.3-3 Comparação entre os dados do modelo e observados de umidade específica para a estação E12. O modelo subestimou a umidade específica da região. 66
Figura 4.1.4-1 Comparação entre os dados do modelo e observados de direção e intensidade do vento para a estação E1. Houve boa acurácia para a direção e intensidade do vento. 67
Figura 4.1.4-2 Comparação entre os dados do modelo e observados de direção e intensidade do vento para a estação E7. Houve boa acurácia para a direção do vento, porém o modelo subestimou as intensidades em determinados períodos. 68

Figura 4.1.4-3 Comparação entre os dados do modelo e observados de direção e intensidade do vento para a estação E11. Houve boa acurácia para a direção e intensidade do vento. 69
Figura 4.1.6-1 Direção e intensidade do vento a dez metros para a simulação básica. Grade com resolução de 3 km x 3 km. Os horários correspondem a análise feita para avaliação das brisas marítima, lacustre e terrestre. A figura a) corresponde ao horário das 15 UTC (12HL), a figura b) corresponde às 6 UTC (3 HL), a figura c) corresponde às 21 UTC (19 HL), a figura d) corresponde às 12 UTC (9HL). A figura e) corresponde às 3 UTC (0 HL) e a figura f) corresponde as 18 UTC (15 HL).....73
Figura 4.1.7-1 Direção e intensidade do vento a dez metros para a simulação sem as componentes U e V. Grade com resolução de 3 km x 3 km. A figura a) corresponde ao horário das 15 UTC (12HL), a figura b) corresponde às 6 UTC (3 HL), a figura c) corresponde às 21 UTC (19 HL), a figura d) corresponde às 12 UTC (9HL). A figura e) corresponde às 3 UTC (0 HL) e a figura f) corresponde as 18 UTC (15 HL).....76
Figura 4.1.8-1 a) comparação entre os hodógrafos da simulação sem vento (brisa). b) diferença entre as duas simulações (sinótico) e; c) simulação básica (brisa + sinótico) para a direção e intensidade do vento a 10 m na cidade de Rio Grande. 78
Figura 4.1.9-1 Perfil vertical 1 com início na latitude -30,51° e longitude -51,59° e término em -31,50° de latitude e -50,43° de longitude. Perfil vertical 2 com início na latitude -31,53° e longitude -52,62° e término em -32,51°de latitude e -51,46° de longitude. Perfil vertical 3 com início na latitude -32,26° e longitude -53,58° e término em -33,24° de latitude e -52,42° de longitude. 79
Figura 4.1.9-2 Análise das células ascendentes (velocidade positiva), e descendentes (velocidade negativa) para o perfil vertical um com início na latitude -30,51° e longitude -51,59° e término em -31,50° de latitude e -50,43° de longitude para a simulação básica (Vento na vertical) e simulação idealizada (Vento na vertical (brisa)). A barra em verde indica as porções de terra. Os horários das 15 UTC (12 HL), 21 UTC (19 HL) e 3 UTC (0 HL) correspondem as figuras a), b) e c) para a simulação básica e b), d) e f) para a simulação sem as componentes sinóticas, respectivamente. 81
Figura 4.1.9-3 Análise das células ascendentes (velocidade positiva), e descendentes (velocidade negativa) para o perfil vertical dois com início na latitude -31,53° e longitude -52,62° e término em -32,51°de latitude e -51,46° de longitude para a simulação básica (Vento na vertical) e simulação idealizada (Vento na vertical (brisa)). A barra em verde indica as porções de terra. Os horários das 15 UTC (12 HL), 21 UTC (19 HL) e 3 UTC

(0 HL) correspondem as figuras a), b) e c) para a simulação básica e b), d) e f) para a simulação sem as componentes sinóticas, respectivamente. 82
Figura 4.1.9-4 Análise das células ascendentes (velocidade positiva), e descendentes (velocidade negativa) para o perfil vertical três com início na latitude -32,26° e longitude -53,58° e término em -33,24° de latitude e -52,42° de longitude para a simulação básica (Vento na vertical) e simulação idealizada (Vento na vertical (brisa)). As barras em marrom indicam as porções de terra. Os horários das 15 UTC (12 HL), 21 UTC (19 HL) e 3 UTC (0 HL) correspondem as figuras a), b) e c) para a simulação básica e b), d) e f) para a simulação sem as componentes sinóticas, respectivamente. 83
Figura I – Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E1), (E2), (E3) e (E4) para a temperatura na superfície.....94
Figura II – Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E5), (E6), (E7) e (E8) para a temperatura na superfície.....95
Figura III – Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E9), (E10), (E11) e (E12) para a temperatura na superfície....96
Figura IV - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E1), (E2), (E3) e (E4) para a pressão atmosférica na superfície.....97
Figura V - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E5), (E6), (E7) e (E8) para a pressão atmosférica na superfície.....98
Figura VI - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E9), (E10), (E11) e (E12) para a pressão atmosférica na superfície.....99
Figura VII - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E1), (E2), (E3) e (E4) para a umidade específica na superfície.....100
Figura VIII - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E5), (E6), (E7) e (E8) para a umidade específica na superfície.....101
Figura IX - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E9), (E10), (E11) e (E12) para a umidade específica na superfície.....102

Figura X - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E1), (E2), (E3) e (E4) para a direção e intensidade do vento na superfície.....103
Figura XI - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E5), (E6), (E7) e (E8) para a direção e intensidade do vento na superfície.....104
Figura XII - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E9), (E10), (E11) e (E12) para a direção e intensidade do vento na superfície.....105

CAPÍTULO 1: INTRODUÇÃO

O extremo sul do Rio Grande do Sul está em localização favorável à formação de tipos de brisa bem caracterizados devido a sua proximidade com os sistemas lacustres e também o Oceano Atlântico que contornam a localidade.

A diferença de temperatura entre a superfície do mar, da laguna e do solo, é o principal impulsionador destas circulações locais (Anthes, 1978). Outros fatores que influenciam esta circulações térmicas são a topografia, a vegetação, a curvatura da costa, a altitude e, também as condições sinóticas e de circulação geral que intensificam a brisa a medida que a latitude da região diminui, tornando-se mais intensa nas regiões subtropicais e tropicais, onde ocorre um salto positivo da radiação solar acompanhado de uma diminuição das perturbações sinóticas (Atkinson, 1981).

A brisa marítima é uma resposta as variações verticais do aquecimento da superfície. Está contida entre 1 e 2 km de altura e é fortemente influenciada pelos processos de viscosidade e condução da camada limite. Sua extensão horizontal é grande o suficiente para sofrer os efeitos de rotação da terra e também do gradiente de pressão da escala sinótica (Walsh, 1974).

A intensidade da brisa é condicionada basicamente pela diferença de temperatura entre o ar sobre a superfície terrestre e o ar sobre o oceano e também pelo atrito que é responsável pelo aumento da defasagem, no tempo, entre a máxima diferença de temperatura e a máxima intensidade da brisa marítima (Haurwitz, 1947).

A brisa marítima é caracterizada por empurrar as massas de ar para dentro do continente, em latitudes médias a brisa pode penetrar até 50 km; em latitudes mais baixas este limite pode atingir até 150 km (Atkinson, 1981). Na costa sul da Inglaterra houve ocorrências de penetrações da brisa marítima em Oxford, cerca de 100 km dentro da ilha (Simpson et al, 1977).

As brisas são mais pronunciadas nos trópicos do que nas latitudes médias, principalmente em virtude da aceleração de Coriolis ser mais fraca nas áreas tropicais. Em latitudes maiores, essa aceleração desvia o vento, limitando, dessa forma, o alcance das brisas. Assim, nos trópicos os processos de mesoescala e de escala diurna, tais como as brisas, são particularmente importantes (DeCaria, 2005).

Um dos estudos pioneiros no Brasil sobre a atuação da brisa marítima foi realizado por Oliveira e Dias (1982), que verificaram a influência da brisa na cidade de São Paulo. Os autores concluiram que a circulação térmica associada a brisa condiciona o campo de vento, da umidade e da temperatura em meso escala na região, e através de hodógrafos construídos com dados obtidos junto a estação metereológica do Instituto de astronomia, geofísica e ciências atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP) observaram a importância dos efeitos dinâmicos associados ao gradiente de pressão de meso escala e a força de Coriolis, através da variação horária da taxa de rotação da variação do vento médio.

Estudos sobre características dos ventos na região sul do Rio Grande do Sul foram abordados por Braga e Krusche (1998), onde foram utilizados dados de direção e velocidade do vento, da estação meteorológica convencional Nº 83995, localizada no Campus Carreiros, cidade de Rio Grande, RS, durante o período de janeiro de 1992 a abril de 1995. Saraiva e Krusche (2009), analisaram a formação e intensidade da brisa e sua influência sobre os demais sistemas sinóticos que incidem sobre região para o período de primavera de 2006.

Outra forma de analisar a brisa é através de modelos que simulam a formação da brisa. Silva (1986) realizou um estudo através de um modelo hidrostático desenvolvido no IAG-USP que utilizava as equações primitivas, para ar seco e observou a influência da brisa e da topografia sobre uma ilha de calor urbano na cidade de São Paulo. O modelo era bem limitado e considerava somente as características gerais de escoamento. Mesmo com estas restrições o autor conseguiu concluir que a presença de uma região urbana no continente age retardando a penetração da brisa marítima, já que está é bem mais profunda na região rural. Outra afirmação importante feita pelo autor é de que efeitos não hidrostáticos poderiam ser relevantes para a modelagem do sistema utilizado já que a inclinação da encosta era muito mais abrupta do que foi possível simular.

Physick (1976) simulou uma brisa lacustre com um modelo bidimensional, variando o tamanho do lago e a intensidade do vento devido a fatores sinóticos. Concluiu-se que a velocidade horizontal é maior quando o lago é maior, pois a advecção e subsidência sobre o lago menor diminuem o gradiente horizontal de temperatura, diminuindo a intensidade do vento.

Através de um modelo bidimensional Innocentini (1981) simulou a circulação terra/mar, e verificou que a advecção horizontal de momento e de temperatura são

importantes na simulação da brisa marítima, entretanto a advecção horizontal de temperatura é mais importante, pois quando omitida não ocorreu penetração da velocidade máxima horizontal sobre o continente, concluindo que o transporte vertical de calor através das correntes ascendentes e descendentes é muito importante na formação do fluxo de retorno e desenvolvimento da brisa marítima sobre o mar.

Ao longo dos anos com o avanço da computação foram desenvolvidos modelos não hidrostáticos capazes de simular as situações reais com muito mais fidelidade. Diversos trabalhos vem sendo realizados através destes novos modelos demonstrando a influência destes eventos de mesoescala sobre as regiões próximas a lagoas e oceanos. Tayt'sohn (2010) utilizando o modelo Wheater Research and Forecasting (WRF) observou os efeitos da brisa sobre os mecanismos de formação, desintensificação e localização das ilhas de calor na região metropolitana do Rio de Janeiro.

Ponce de Leon (2013) através deste mesmo modelo concluiu que a brisa marítima e terrestre interfere no regime de ondas na ilha de Mallorca na costa mediterrânea da Espanha.

Evidenciando o estudo das brisas lacustres no Rio Grande do Sul que ocorrem sobre a Lagoa Mirim Motta (2002) e Saldanha (2003) utilizaram o modelo Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) e observaram a formação da brisa e sua influência sobre a região.

1.1. Objetivo Geral

Simular as circulações locais através de um modelo numérico de mesoescala utilizando três grades aninhadas, para uma melhor resolução, durante períodos de alta pressão, no final do verão de 2011/2012. Caracterizar as circulações locais na região sul do Brasil devido as influências do Oceano Atlântico e das lagoas presentes na região; Lagoa dos Patos, e Lagoa Mirim. Verificar a interação destas circulações com os eventos de outras escalas sinóticas e suas consequências para o escoamento regional, uma vez que os fenômenos das brisas são responsáveis pela recirculação de massas de ar próximas a superfície que transportam poluentes. E também avaliar a influência da brisa sobre os regimes convectivos da região.

1.2. Objetivos específicos

- Utilizar a modelagem computacional para simular as brisas lacustres, marítimas e terrestres;
- Identificar a formação das brisas;
- Verificar as formações e o movimento das brisas;
- Estudar as células de circulação formadas pelo gradiente de temperatura;
- Identificar através da modelagem as variações nos campos de pressão sobre a superfície aquosa e superfície terrestre;
- Identificar a influência da brisa sobre as temperaturas do continente.

Os capítulos que seguem foram organizados da seguinte forma: no capítulo 2 são discutidos diversos aspectos sobre as brisas; os fatores que geram estas circulações, simulações feitas por diversos modelos e as consequências destes fenômenos sobre as regiões que atuam. No capítulo 3, é realizada uma caracterização do extremo sul do Brasil, uma descrição do modelo WRF e procedimentos realizados para avaliar a saída do modelo. No capítulo 4, são apresentados os resultados obtidos pelas simulações. Por fim, o capítulo 5 mostra as conclusões e as perspectivas futuras.

CAPÍTULO 2: REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. Circulações Locais: Brisas

O aquecimento diferenciado entre duas superfícies vizinhas ocasiona fluxos de energia diferentes para a atmosfera causando gradientes de pressão em diferentes níveis acima da superfície, os quais impulsionam o movimento. Este fenômeno de mesoescala é denominado brisa (Atkinson, 1981).

A brisa marítima/terrestre sopra do mar para a terra durante o dia e em sentido contrário à noite. Durante o dia (Figura 2.1-1), a temperatura da terra se eleva mais rapidamente que a da água. Isso acontece porque o calor específico da água é maior que o da terra. As camadas de ar que estão em contato com a superfície terrestre se aquecem mais rapidamente, causando uma ascensão das massas de ar devido à diminuição de sua densidade, isto gera uma diminuição da pressão atmosférica neste local. Sobre o oceano, o ar encontra-se mais frio, consequentemente mais denso, isto caracteriza uma região de maior pressão atmosférica e, portanto, um gradiente de pressão é formado resultando em um deslocamento do ar em direção ao continente. Este movimento é conhecido como brisa marítima. À noite, o movimento inverte-se, uma vez que a superfície terrestre resfria-se mais rapidamente que o oceano e, portanto o processo repete-se desta vez com o deslocamento ocorrendo em direção ao oceano, gerando assim a brisa terrestre (Atkinson, 1981). Este fenômeno ocorre da mesma forma em lagos e é denominado brisa lacustre (Stull, 1988).

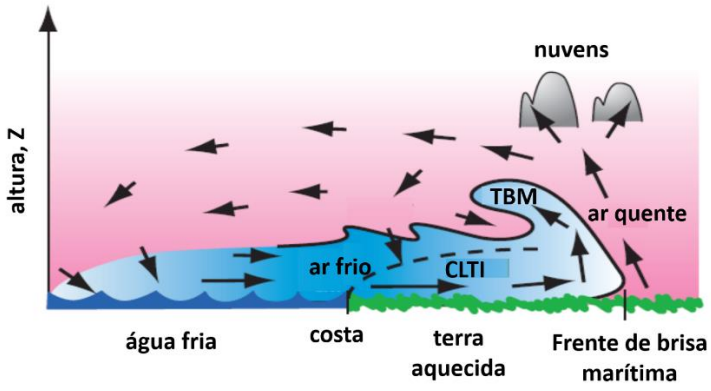

Figura 2.1-1 Formação da brisa marítima/lacustre durante o dia a terra aquece-se mais rapidamente do que a água favorecendo o fluxo do ar para a área do continente. Topo da brisa marítima (TBM). Camada limite térmica interna (CLTI). Fonte: Wallace e Hobbs, 2006, pag.409

Pielke (1981) elaborou uma descrição detalhada da evolução da brisa marítima e terrestre numa sequência de 24 horas, que pode ser observada na Figura 2.1-2.

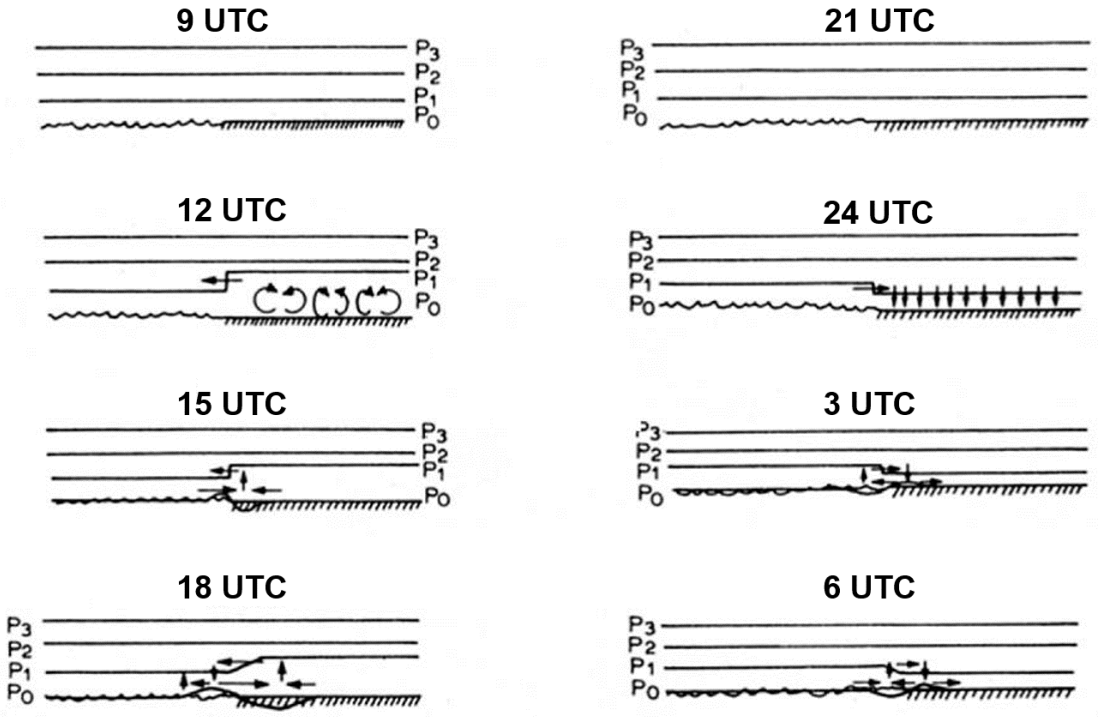

Figura 2.1-2 Esquema de evolução da brisa marítima e terrestre num período de 24 horas. Fonte: Pielke, 1981, p.92.

No início da manhã (9 UTC), as superfícies de mesma pressão não apresentam inclinação e não há geração de ventos. Por volta das 12 UTC, o continente começa aquecer-se e as superfícies de mesma pressão afastam-se da superfície continental. Neste período desenvolve-se um gradiente de pressão da terra para o mar, a uma certa

altura do solo. Devido à característica translúcida e à habilidade da água em misturar-se há um impedimento do aquecimento significativo da sua superfície o que não modificará a altura das superfícies de pressão sobre a massa líquida. Próximo as 15 UTC, o escoamento de ar em direção ao mar, acima da área próxima à costa, propicia uma região de baixa pressão sobre este terreno e ventos em direção ao continente se desenvolvem (brisa marítima). Os ventos em direção à costa advectam sobre esta ar marinho mais frio, portanto, advectam o gradiente de temperatura horizontal e consequentemente a brisa marítima em direção a terra (18 UTC). À medida que o sol se põe, ocorre um resfriamento radiativo de onda longa, enquanto que o campo de vento local remove o gradiente de temperatura horizontal. As superfícies de pressão tornam-se novamente horizontais (21 UTC). O resfriamento de onda longa continua durante a noite, por consequência, o ar próximo à superfície continental torna-se mais denso e as linhas de mesma pressão se aproximam dela. O resultado da aproximação das linhas de mesma pressão sobre o continente é a geração de um vento do mar para a terra (0 UTC). Em resposta à perda de massa acima da superfície da água, um mínimo de pressão se desenvolve na superfície do oceano imediatamente fora da costa. O vento sopra da terra para o mar sendo chamado de brisa terrestre (3 UTC). A brisa terrestre penetra a uma certa distância sobre o mar dependendo da quantidade do resfriamento sobre a terra. Devido à camada limite planetária ser estavelmente estratificada à noite, a brisa terrestre é um fenômeno mais raso e fraco do que a brisa marítima durante o dia (6 UTC). A sequência começa novamente na manhã do dia seguinte.

O fenômeno destes ventos locais tem sido estudado desde longa data. Halley (1686) faz referências à intensidade dos ventos que provém do oceano em direção ao continente em determinados períodos do dia.

Em um estudo quantitativo em latitudes médias, Davis (1890) e uma equipe de mais de cem estudantes acompanharam a penetração da brisa marítima através de medições da intensidade e direção do vento desde a costa até o interior da cidade de Boston por cerca de 30 km.

Sills (1998) observou que em latitudes mais altas a penetração de brisas marítimas são observadas entre 40 e 300 km. Em regiões que possuem grandes lagos, a brisa lacustre foi observada até aproximadamente 30 km.

Anthes (1978), através de um modelo de mesoescala bidimensional, acompanhou a evolução da intensidade da brisa marítima levando em consideração as relações entre

a camada limite planetária, a estrutura termodinâmica e também a circulação vertical, e verificou que brisa marítima de baixos níveis sofre influência da força de Coriolis e também dos efeitos baroclínicos entre terra e mar.

Esta influência da força de Coriolis sobre a brisa também foi identificada por Neumann (1977) através de um estudo quantitativo utilizando o teorema da circulação (eq. 3.1), verificou que o termo de Coriolis (c) é pequeno até as primeiras seis horas de iniciação do ciclo da brisa marítima, porem no final do ciclo o valor chega a 45% do termo solenoide.

Por definição, o Teorema da circulação é descrito como:

$$C = \oint \vec{V} \cdot dl \quad (3.1)$$

onde *C* é a circulação definida pela integral fechada sobre o campo de velocidade $\vec{V}$ e o elemento *dl* que representa a curva (linha) fechada.

Realizando o diferencial do teorema da circulação em relação ao tempo, obtemos:

$$\frac{DC}{Dt} = \oint \frac{D\vec{V}}{Dt} dl \quad (3.2)$$

onde $\frac{D}{Dt}$ é a derivada total (Holton, 1992) descrita por:

$$\frac{D}{Dt} = \frac{\partial}{\partial t} + u\frac{\partial}{\partial x} + v\frac{\partial}{\partial y} + \omega\frac{\partial}{\partial z} \equiv \frac{\partial}{\partial t} + \boldsymbol{u}.\nabla \ ,$$

Se considerarmos somente a rotação da Terra e desprezarmos o atrito, obtemos a equação da derivada total do campo de velocidade como:

$$\frac{D\vec{V}}{Dt} = -\frac{1}{\rho}\nabla P - \vec{k} \times f\vec{V} - \nabla\Phi \quad (3.3)$$

onde *ρ* é a densidade, ∇P é o gradiente de pressão, $\vec{k}$ é a componente no eixo vertical, *f* é o parâmetro de Coriolis e $\nabla\Phi$ é o gradiente do potencial. E substituindo a equação 3.3 em 3.2, a derivada total da circulação em relação ao tempo torna-se;

$$\frac{DC}{Dt} = -\oint \frac{1}{\rho}\nabla P\, dl - \oint \vec{k}\, X\, f\vec{V} dl - \oint \nabla\Phi \cdot dl \quad (3.4)$$

Reescrevendo a força do gradiente de pressão em termos da constante de Boltzmann (R) e da temperatura (T) obtém:

$$-\oint \frac{1}{\rho}\nabla P\, dl = \oint \frac{dP}{\rho} = -\oint \frac{RT}{\rho} dP \quad (3.5)$$

E a integral fechada sobre o termo que envolve o parâmetro de Coriolis torna-se:

$$-\oint \vec{k} \times f\vec{V} dl = -\int_A \nabla \times (k \times f\vec{V}) dA = -\int_A f\nabla_K . \vec{V}\, dA - \int_A \beta v\, dA \quad (3.6)$$

onde $\beta = \frac{df}{dy}$ é a variação longitudinal do parâmetro de Coriolis.

O último termo da equação (3.4) é uma integral de linha de uma diferencial exata em um circuito fechado, portanto tem valor igual a zero e a equação da circulação em termos de (3.5) e (3.6) fica definida como:

$$\frac{DC}{Dt} = \underbrace{-\oint \frac{RT}{\rho} dlnP}_{a} \underbrace{- \int_A f\nabla_K . \vec{V}\, dA}_{b} \underbrace{- \int_A \beta v\, dA}_{c} \quad (3.7)$$

onde (a) é o termo solenoide que descreve a variação da circulação absoluta, (b) é o termo da divergência e (c) é o efeito beta (β) que implica na variação longitudinal do parâmetro de Coriolis.

Como os efeitos horizontais e verticais advectivos são pequenos, o efeito do parâmetro de Coriolis, contribui para a rotação da direção da brisa marítima e terrestre.

Esta rotação também ocorre na brisa lacustre. Lyons (1975) verificou que o vento na costa ocidental do Lago Michigan sopra de leste para oeste durante a manhã, e se altera gradativamente soprando de nordeste para sudoeste no final da tarde.

Oliveira e Dias (1982) utilizaram dados de superfície da estação meteorológica do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo (IAG-USP), localizada na cidade de São Paulo. E constataram três padrões de entrada de brisa marítima para esta região:

1 – Vento de NE no período da manhã para SE no período da tarde;

2 – Vento de NW no período da manhã para SE ou calmaria no período da tarde;

3 – Intensificação do componente SE do vento;

No período analisado pelos autores, a frente de brisa ocorria entre 13h e 14h na maioria dos casos, e variavam conforme a estação do ano. O mesmo verificou que em algumas ocasiões, preferencialmente na estação de verão, a precipitação sobre a região metropolitana de São Paulo era precedida por uma mudança do vento para o quadrante SE, associada a uma queda de temperatura e de aumento na razão de mistura do vapor de água. Essas características persistiam e foram apontadas como ar marítimo que ultrapassa a Serra do Mar.

Adame (2010) identificou dois padrões de brisa marítima-terrestre baseado em observações do vento de superfície e associado a diferentes situações sinóticas na Península Ibérica. A classificação difere entre a brisa pura e a não-pura. A brisa pura ocorre quando não há variação de pressão sobre a Península Ibérica e está associada

à localização norte do anticiclone dos Açores e o desenvolvimento de baixas pressões sobre o norte da África. A ausência do fluxo sinótico permite o desenvolvimento da circulação de mesoescala com um fluxo noturno de nordeste perpendicular à costa da meia-noite ao meio-dia. Ao meio-dia o vento começar a soprar de sul para sudoeste permanecendo até a meia-noite. A brisa não pura está associada à configuração isobárica característica da presença do anticiclone dos Açores ao oeste da Península Ibérica e/ou sistema de baixa pressão sobre as Ilhas Britânicas em combinação ao desenvolvimento de baixas pressões sobre a Península Ibérica ou ao Mediterrâneo Ocidental. O vento de superfície nas brisas não-puras é determinado pelos fluxos noturnos de noroeste, que permanecem da meia-noite até o meio-dia. A partir do meio-dia o vento gira no sentido ciclônico posicionando-se de sudoeste até aproximadamente 21hs, quando começa a mudar novamente.

Braga e Krusche (1998) analisaram dados de direção e velocidade do vento, durante o período de janeiro de 1992 a abril de 1995, obtidos através da estação meteorológica convencional Nº 83995, de Rio Grande, operada pela Universidade Federal do Rio Grande (FURG) em convênio com o Oitavo Distrito de Meteorologia do Instituto Nacional de Meteorologia localizada em 32º04’43" de latitude e 52º10’03" de longitude, a 2 m de altitude. Através de histogramas para as oito direções de vento analisadas (norte, nordeste, leste, sudeste, sul, sudoeste, oeste e noroeste), pode-se notar que as direções noroeste, oeste, sudoeste e leste foram as de maior ocorrência de ventos com velocidade de até 2 m/s. Entre estas direções, a noroeste foi a que obteve maior porcentagem de ventos mais fracos, cerca de 65%. Ventos com velocidades situadas entre 2 e 4 m/s ocorreram com maior frequência nas direções norte, nordeste, sudeste e sul. Os picos alcançados pelas velocidades para a maioria das direções foram valores entre 4 e 6 m/s. Apenas para as direções sudoeste, oeste e noroeste observaram-se velocidades com maior frequência entre 2 e 4 m/s. Valores acima de 10 m/s foram mais observados para ventos de oeste, sul e sudeste. Os valores mais altos ocorreram para as direções relacionadas à chegada de frentes frias e as direções relacionadas às brisas marítima e terrestre apresentaram uma frequência menor de velocidades entre 2,0 e 6,0 m/s.

A brisa marítima normalmente possui maiores intensidades do que a brisa terrestre (Atkinson, 1981). Isto foi também observado por Braga e Krusche (2000) ao estudar o efeito da brisa na circulação atmosférica em Rio Grande. Segundo as autoras para o período de verão a brisa marítima, que possui direção sudeste, inicia sua

penetração no continente por volta das 12h alcançando valores máximos de intensidade (aproximadamente 1 m/s) por volta das 17h. A brisa terrestre, de direção noroeste, ocorre por volta das 23h no verão com as maiores intensidades por volta das 5h. Foi observado um atraso no horário de entrada da brisa no outono, tendo este também este período as menores intensidades das brisas (marítima e terrestre).

Para determinar a influência das brisas marítima, lacustre e terrestre na região Saraiva e Krusche (2009) analisaram através da construção de hodógrafos e da técnica de transformada de ondeleta, dados de velocidade do vento, dados de temperatura e de umidade relativa do ar coletados numa torre localizada a 20 km de Rio Grande, a 32°05' de latitude e 52°25' de longitude no período de 8 de setembro a 11 de novembro de 2006. Para o período estudado, a brisa marítima entrou às 13h com valor máximo às 17h e a brisa terrestre entrou próximo às 22h30min com valor máximo às 7h. A brisa marítima de maior intensidade ocorreu em setembro às 18h, em outubro às 17h e em novembro às 16h com sua posição dirigindo-se para o sul, sendo em novembro mais intenso que as demais. Para o hodógrafo do mês de novembro foi observado um padrão de vento diferenciado, apresentando grande intensidade no setor sul sudoeste oeste devido à contribuição local do sistema de brisas proveniente da Lagoa Mirim.

O movimento das brisas marítimas e lacustres torna-se simples quando se considera as superfícies oceânicas e continentais como homogêneas (Estoque, 1960), porém nas proximidades ao oceano e lagos as superfícies nem sempre são homogêneas tornando complexa sua representação em modelos numéricos. Para estes estudos numéricos, Haurwitz (1947) utilizou expressões senoidais para as diferenças de temperatura, considerando a atmosfera como incompressível e sem variações na vertical. A variação vertical de temperatura, e atmosfera compressível foi considerada no modelo descrito por Schmidt (1947).

Outras variáveis como a quantidade de calor fornecida do continente para a atmosfera, condições sinóticas predominantes em larga escala e efeitos da liberação de calor latente na intensificação, duração e dimensões das brisas foram abordadas por Estoque (1961), Estoque (1962), Magata (1965) e Pearson (1973). Segundo McPherson (1970) o relevo da região costeira contribui gerando regiões onde há preferências de convergência e formação da brisa.

Diferentes coberturas vegetais podem influenciar na quantidade de calor necessária para o início da circulação da brisa, uma vez que o aquecimento depende do tipo de vegetação (Dandou, Tombrou e Soulakellis, 2009).

As brisas influenciam diretamente no tempo, na moderação do clima, no regime de precipitação e na recirculação de poluentes devido ao efeito que causam nas proximidades da superfície (Saldanha, 2003; Sakuragi, 2004; Saraiva e Krusche, 2009).

A moderação do clima realizada pela brisa é um fator preocupante tendo em vista que as cidades localizadas nas proximidades da região costeira do Rio Grande do Sul estão em pleno desenvolvimento. Isto favorece a formação de ilhas de calor devido à urbanização.

Pereira Filho (2000) sugere que os efeitos dinâmicos e termodinâmicos da ilha de calor na convecção local sejam amplificados pelo aumento da umidade proveniente da penetração da brisa marítima. O ar urbano relativamente seco e quente, quando misturado ao ar marítimo relativamente úmido e frio, aumenta a instabilidade convectiva. Estes efeitos causaram a enchente de 5 de fevereiro de 1998 na zona Oeste da Cidade de São Paulo. Para este estudo foram utilizados dados da estação meteorológica automática do IAG-USP, imagens de satélite e imagens de campo das taxas de precipitação e do topo de nuvens da região metropolitana de São Paulo.

Pereira Filho et al. (2002) utilizando dados obtidos por um radar meteorológico e também o modelo RAMS concluiu que 60% dos casos de enchente ocorridos na Região Metropolitana de São Paulo entre março de 1999 e março de 2002 estavam associados à penetração de brisa marítima no período da tarde e temperatura do ar superior a 30 ºC.

Chuan et. al. (2008) realizaram simulações com o modelo WRF e avaliaram os efeitos da ilha de calor sobre a camada limite e brisa marítima/terrestre para o estado de Taipei em Taiwan. Estes efeitos influenciaram a circulação da brisa marítima/terrestre, podendo acentuar a brisa marítima durante o dia e enfraquecer a brisa terrestre durante a noite tendo um impacto significativo sobre a difusão da poluição do ar no norte de Taiwan.

Na região metropolitana do Rio de Janeiro, Tayt'sohn (2010) através de simulações com o modelo WRF observou que, para o período estudado, no litoral as temperaturas mantiveram-se mais baixas do que em outras regiões devido à brisa marítima concluindo que dependendo da intensidade, esta pode ser um importante mecanismo na formação, desintensificação e localização da ilha de calor urbano na região metropolitana do Rio de Janeiro.

A brisa marítima/terrestre atua também no regime de ondas. Ponce de Leon (2013) simulou através do modelo WRF o efeito das brisas sobre as ondas na ilha de

Mallorca na costa mediterrânea da Espanha. O foco do estudo foram as duas baías opostas localizadas ao norte (Alcudia) e sul (Palma). A brisa marítima na baia de Alcudia foi mais intensa e com uma maior duração diária, ocasionando uma modificação das ondas, que apresentaram uma frequência maior do que na baia de Palma.

Sobre os regimes característicos de precipitação, e também alterações nas temperaturas, Sakuragi (2004) avaliou o regime de precipitações na região do Vale do Paraíba e Litoral através de simulações com o modelo RAMS, e concluiu que a configuração da brisa marítima após sobrepor a brisa de vale-montanha é semelhante à configuração da distribuição da precipitação na região. A região é afetada pelas circulações de brisa vale-montanha e brisa marítima, sistemas convectivos e sistemas sinóticos.

Motta (2002) identificou através dos perfis velocidade vertical, a influência da Lagoa Mirim sobre a atuação da brisa marítima na região, utilizando o modelo RAMS com duas grades aninhadas, centradas em 33°S de latitude e 53,07°W de longitude, sendo a primeira com resolução de 20 km cobrindo quase toda a extensão do estado do Rio Grande do Sul e parte do Uruguai e a segunda grade, com 5 km de resolução cobrindo toda a extensão da Lagoa Mirim e adjacências. Para este mesmo período, também utilizando o modelo RAMS, porém com grades de 20 km e 1 km, Saldanha (2003) realizou um estudo sobre a circulação local no litoral do sul do Rio Grande do Sul, mais especificamente sobre o estuário da Lagoa dos Patos. Nesta simulação a brisa marítima já pode ser observada nas primeiras horas de simulação, porém não ultrapassou a margem leste do estuário da Lagoa dos Patos devido ao bloqueio exercido pela brisa lacustre. Este bloqueio permaneceu inibindo o avanço da brisa marítima, retardando o avanço da frente de brisa marítima até por volta das 20 UTC (18h local), quando finalmente esta conseguiu ultrapassar o estuário. Já a brisa terrestre se formou em torno das 9 UTC (7 h local), tendo, porém uma curta duração (em torno de três horas). As simulações de Saldanha (2003) e Motta (2002) servem como motivação para este trabalho, já que ambos conseguiram observar formação e a influência da brisa.

As brisas contribuem também na recirculação de poluentes em geral (Saraiva e Krusche, 2009). A mistura desses poluentes primários com outros já existentes na atmosfera local favorece a produção de oxidantes fotoquímicos que associadas às condições de forte radiação solar levam à produção de elevados teores de ozônio.

O ozônio não é um poluente emitido diretamente pelas fontes, mas formado na atmosfera através da reação entre os compostos orgânicos voláteis e óxidos de nitrogênio (NO_x) em presença de luz solar (Cetesb, 2000). Os óxidos de nitrogênio, NO e NO_2, são lançados na atmosfera através de processos de combustão (veicular e industrial). Já os compostos orgânicos voláteis são emitidos através de processos evaporativos, da queima incompleta de combustíveis automotivos e em processos industriais. A formação do ozônio na troposfera inicia-se pela fotólise do NO_2, o produto desta reação, NO, reage rapidamente com O_3 para regenerar o NO_2. Além da complexidade do sistema de reações químicas, fatores meteorológicos e topográficos fazem com que os gases precursores emitidos sejam transportados a vários locais, às vezes distantes das fontes, resultando em níveis altos de ozônio em locais distintos da área onde ocorreram as emissões (Cetesb, 2000).

Em estudo sobre a influência de brisa marítima para a dispersão de poluentes fotoquímicos na costa de Portugal, Evtyugina (2004) concluiu que, durante o período mais favorável para a ocorrência de brisa marítima os níveis de ozônio foram mais elevados em regiões afastadas das fontes emissoras, associando o transporte destes poluentes ao movimento da brisa. Hastie (1999) verificou a influência da brisa lacustre e brisa marítima sobre a formação e circulação de ozônio, ocasionada pela recirculação de poluentes, sobre as cidades localizadas em regiões costeiras.

Através de estudos observacionais de dados de vento e concentração de ozônio na região de Amazonas sobre o lago de Balbina onde foi construída uma usina hidrelétrica, Moura et al. (2004) verificou que a brisa lacustre exerce expressiva influência sobre a concentração do ozônio, pois a concentração do mesmo é maior, independentemente do horário, quando o vento sopra do lago.

Challa et. al. (2009), através do modelo WRF, mostrou ocorrência consistente da brisa marítima/terrestre ao longo do Golfo da costa do Mississipi com fluxo significativo em direção à terra durante o dia e fluxo em direção à água durante tarde da noite e também pela manhã algumas vezes. Os resultados indicam uma ocorrência de brisa marítima totalmente desenvolvida às 11 UTC na direção sul sudoeste e é confirmado com observações de superfície na costa. A intensidade dos ventos simulados para a brisa marítima é de cerca de 5 m/s ao longo da costa. Para o período simulado a brisa marítima apresentou extensões horizontal de 100 km para o interior e verticalmente até 1 km de altura. Os resultados mostram a formação de uma camada limite térmica rasa interna perto da costa durante o período de brisa marítima que foi

confirmado a partir de um experimento da camada limite realizada próximo da costa. O estudo indica que a trajetória e padrão de dispersão da pluma de poluição do ar gerada pelas indústrias fontes na região seria influenciada pelas circulações de mesoescala.

Com relação ao efeito do ozônio sobre a saúde, as ocorrências mais relatadas da exposição de seres humanos são irritação nos olhos, vias respiratórias e o agravamento de doenças respiratórias preexistentes, como a asma. De acordo com Mckee (1994) a exposição repetida ao ozônio pode tornar as pessoas mais suscetíveis a infecções respiratórias e inflamação nos pulmões. Adultos e crianças saudáveis também estão sujeitos aos efeitos danosos causados pelo ozônio se expostos a níveis elevados durante a prática de exercícios físicos.

Além de danoso à saúde humana o ozônio é prejudicial à vegetação causando danos às colheitas e à vegetação natural. Fowler e Cape (1982) observaram que plantas expostas ao ozônio tiveram diminuição na taxa de crescimento, aumento da vulnerabilidade a insetos e problemas de pigmentação, devido a alterações no processo de fotossíntese.

2.2. Teoria Linear sobre brisas

A teoria linear permite estudar analiticamente os fenômenos de brisa, desde que sejam feitas um certo número de aproximações. Embora algumas destas aproximações possam ser pouco realistas, a teoria linear permite analisar diversas características das circulações de brisa (e de outras circulações) de uma forma qualitativa e não quantitativa. As equações linearizadas bidimensionais do momento linear, termodinâmica e continuidade apresentadas por Rotunno (1983), nas quais não são considerados quaisquer gradientes meridionais nem escoamento de fundo ($\bar{u} + \bar{v} + \bar{w}$=0), são:

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \lambda\right) u - fv + \frac{\partial \phi}{\partial x} = 0 \qquad (1)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \lambda\right) v + fu = 0 \qquad (2)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \lambda\right) w - b + \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \qquad (3)$$

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \lambda\right) b + N^2 w = Q \qquad (4)$$

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \qquad (5)$$

As variáveis *u*, *v* e *w* referem-se, respectivamente, às perturbações das componentes zonal, meridional e vertical da velocidade do vento, ϕ é a perturbação do geopotencial e *b* é a perturbação da flutuabilidade, que é definida como: $b = g\frac{\theta'}{\theta_0}$ onde θ' é a perturbação da temperatura potencial e θ_0 é uma temperatura potencial de referência (a temperatura potencial é definida como: $\theta(x,z,t) = \theta_o + \bar{\theta}(z) + \theta'(x,z,t)$ O parâmetro *f* corresponde ao parâmetro de Coriolis e *N* corresponde à frequência de Brunt-Väisälä, definida como $N = \left[\frac{g}{\theta_0}\frac{\partial\bar{\theta}}{\partial z}\right]^{1/2}$. Os termos em λ correspondem a termos de atrito de Rayleigh. O símbolo *Q* representa a função de aquecimento, que corresponde aos fluxos diabáticos de calor. Esta função de aquecimento pode ser separada num produto da sua dependência espacial *H*(*x*,*z*) pela sua dependência temporal, que se considera como sendo uma exponencial complexa de frequência ω igual à frequência diurna $\left(\omega = \frac{2\pi}{24*60*60}g^{-1}\right)$:

$$Q(x,z,t) = H(x,z)e^{i\omega t} \qquad (6)$$

Temos então um aquecimento periódico no tempo, cujo máximo se considera como ocorrendo às 12h, correspondendo a $\omega t = 0$. Considerando que *N* é constante e definindo uma função de corrente ψ tal que $u = \frac{\partial\psi}{\partial z}$ e $w = -\frac{\partial\psi}{\partial x}$, e separando-a nas suas componentes real e imaginária $\psi = (\psi_R + i\psi_I)$ é possível combinar as Eqs. (1)–(5) numa só equação para a função de corrente, semelhante à equação obtida por Dalu e Pielke (1989):

$$N^2\frac{\partial^2\psi_R}{\partial x^2} + [f^2 + \lambda^2 - \omega^2]\frac{\partial^2\psi_R}{\partial z^2} - 2\omega\lambda\left[\frac{\partial^2\psi_I}{\partial x^2} + \frac{\partial^2\psi_I}{\partial z^2}\right] = \frac{\partial H}{\partial x}\cos(\omega t) \qquad (7)$$

Nesta Eq. (7), apenas considerou-se a parte real como correspondendo à solução física, desprezando-se a parte imaginária. Esta equação diz que a resposta a um gradiente horizontal de aquecimento, que no presente caso é causado pelo contraste terra-mar, será na forma de uma circulação de brisa. Adicionalmente a solução desta equação depende crucialmente do parâmetro:

$$a = f^2 + \lambda^2 - \omega^2$$

Segundo Dalu e Pielke (1989), no caso de $a > 0$ a solução da equação (7) será elíptica, o que implica que o escoamento estará confinado à vizinhança da região do forçamento (a linha de costa) e terá uma extensão horizontal relativamente pequena. Por outro lado, se $a < 0$, a solução da Eq. (7) será hiperbólica, o que implica que o escoamento já não estará confinado à região de forçamento, apresentando uma grande extensão horizontal e havendo propagação de ondas gravitacionais-inerciais a partir da região do forçamento. A evolução temporal da circulação de brisa marítima pode ser estudada por um método análogo ao utilizado por Rotunno (1983), que define uma circulação idealizada *C*, com duas componentes horizontais e duas verticais:

$$C = \int_{-\infty}^{\infty}[u(x,0,t) - u(x,\infty,t)]dx + \int_{0}^{\infty}[w(\infty,z,t) - w(-\infty,z,t)]dz \quad (8)$$

Considerando que as componentes verticais estão suficientemente afastadas da região do forçamento, isto é, a uma distância superior à espessura da camada limite *h* segundo Niino (1987), então se pode utilizar a aproximação hidrostática e desprezar as componentes verticais em relação às componentes horizontais da circulação (Rotunno, 1983). Com estas duas aproximações, derivando *C* duas vezes em ordem ao tempo e usando as Eqs. (1) –(6) é possível chegar a uma nova expressão para *C*:

$$C = \left[\frac{(f^2+\lambda^2-\omega^2)e^{i\omega t}}{(f^2+\lambda^2-\omega^2)^2+4\omega^2\lambda^2} + \frac{2\omega\lambda e^{i\left(\omega t-\frac{\pi}{2}\right)}}{(f^2+\lambda^2-\omega^2)^2+4\omega^2\lambda^2}\right] * \int_{0}^{\infty}[H(\infty,z,t) - H(-\infty,z,t)]dz \quad (9)$$

Esta expressão permite estudar a relação de fase entre a circulação de brisa marítima e o aquecimento. Através da relação descrita acima Nogueira (2009) realizou os cálculos para a latitude de 40°N quando $a > 0$ e $\lambda = 2{,}2 \times 10^{-5}s^{-1}$ e também para o equador. Considerando que não existe atrito (ou seja, $\lambda = 0$) o segundo termo do lado direito da equação anula-se, restando apenas o primeiro termo em fase com a função de aquecimento. Quando $\lambda = 2{,}2 \times 10^{-5}s^{-1}$ o segundo termo da equação deixa de ser zero e a componente de circulação fica defasada de $\frac{\pi}{2}$ em relação ao aquecimento. As aproximações feitas na teoria linear devem ser usadas apenas de forma qualitativa e não quantitativa, uma vez que, prevê uma brisa terrestre de intensidade igual à brisa marítima o que não corresponde aos dados observados (Nogueira, 2009).

Ao realizar experimentos com o WRF em busca da formação de brisa marítima e terrestre Nogueira (2009) verificou a intensidade máxima de circulação da brisa marítima às 21hs, o que está de acordo com a teoria linear para um máximo de aquecimento às 12hs. No entanto não foi observada a formação de brisa terrestre,

manteve-se a circulação da brisa marítima durante o dia e a noite. O autor atribui isto ao fato de que durante a noite se forma uma camada limite atmosférica estável junto à superfície, que inibe a mistura turbulenta. O resfriamento ocorre por processos radioativos e de condução que são muito menos eficientes para a transferência de energia do que os processos turbulentos que ocorrem na camada de mistura durante o dia.

2.3. Brisa de vale montanha

A topografia também pode dar origem a circulações de brisa. Tal como no caso da brisa marítima/terrestre a superfície funciona como fonte de aquecimento durante o dia e de resfriamento durante a noite. A um determinado nível, a atmosfera sobre o vale encontra-se longe do solo, sendo pouco afetada pelo ciclo diurno de aquecimento. Sobre a montanha, a esse mesmo nível, a atmosfera está em contato direto com a superfície, trocando calor com esta.

Desta forma, durante o dia a montanha comporta-se como uma fonte de aquecimento, devido à absorção da radiação solar que aquece o ar junto à superfície terrestre. Este ar torna-se então mais quente do que o ar na atmosfera livre sobre o vale à mesma altitude, criando gradientes horizontais de temperatura significativos. Gerando assim uma circulação, análoga à circulação de brisa marítima, com ar mais fresco vindo do vale junto à superfície: a brisa de vale (vento anabático). Em altitude existe o respectivo escoamento, sobre o vale há subsidência e sobre a encosta há movimente ascendente. Durante a noite, a montanha é uma fonte de resfriamento, dando origem a uma circulação inversa, com ar mais frio descendo a encosta junto à superfície da montanha para o vale: a brisa de montanha (vento catabático) (Mahrer and Pielke 1977, Critchfield 1983).

CAPÍTULO 3: METODOLOGIA

3.1. Região de estudo

A área em estudo é o extremo sul do Brasil, que possui um relevo caracterizado pelo escudo Sul-Rio-Grandense e a planície costeira.

O escudo Sul-Rio-Grandense é um baixo-planalto formado por intensas aplanações que nivelaram discordantemente suas litologias pré-cambrianas (Fernandes et al, 1995). Esta região cobre apenas uma pequena porção da área em estudo.

A planície costeira é constituída basicamente por uma planície sedimentar caracterizada pela presença de cordões de dunas nas áreas de praia. Constitui uma ampla área de terras baixas que é em sua maior parte ocupada por um enorme sistema de lagos e lagunas costeiras que correspondem ao maior cordão lagunar do Brasil (Villwock e Tomazelli, 1995).

Dentre elas destaca-se a Lagoa dos Patos, classificada como uma laguna do tipo estrangulada, localizada entre -30° e -32° de latitude e -52° e -50° de longitude possui uma área de aproximadamente 10.000 km2, com 250 km de comprimento, 40 km de largura e uma profundidade média em torno de 5 m (Kjerve, 1986). Em sua região estuarina, compreendida entre a desembocadura e uma linha imaginária ligando Ponta da Feitoria à Ponta dos Lençóis, correspondendo cerca de 10% da área total da laguna (Closs, 1962), está situada a cidade do Rio Grande, figura 1. Como a maioria das lagoas costeiras restritas, sua dinâmica depende essencialmente do vento e da descarga fluvial, não sendo a maré uma componente importante na circulação estuarina (Möller et al., 1996).

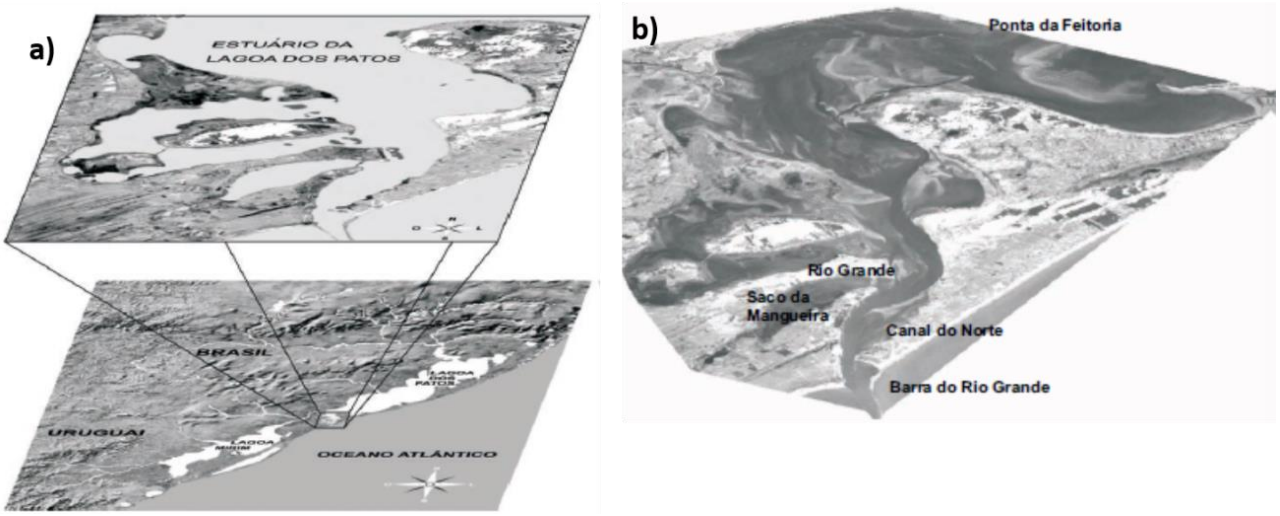

Figura 3.1-1 (a) Localização do estuário da Lagoa dos Patos, e (b) região estuarina da Lagoa. Fonte: Seeliger e Odebrecht, 2010, p. 12.

Já a Lagoa Mirim, localizada entre -31° e -34° de latitude e -56° e -52° de longitude é relativamente rasa, com profundidade média de 6 m, extensão aproximada de 180 km, largura média de 22 km e máxima de 37 km, é considerado o terceiro lago natural da América do Sul em volume d'água, cobrindo uma área de 57.092 km², 49% destes em território brasileiro e 51% em território uruguaio. A Lagoa Mirim apresenta profundidades naturais de 6,50 m no trecho fronteiriço, do extremo sul até a foz do rio Jaguarão; de 4 m no trecho médio, entre a foz do rio Jaguarão e a Ponta do Alegre; de 3 m no trecho norte, desde a Ponta do Alegre até o início do canal de São Gonçalo por onde se comunica com a dos Patos (Beltrame e Tucci, 1998).

E por fim a Lagoa Mangueira, localizada entre as latitudes 32°45' e 33°30', possui uma forma alongada com 92 km de comprimento, entre 2 e 6 km de largura, com profundidade média oscilando entre 1,5 e 6 m (Delaney,1965).

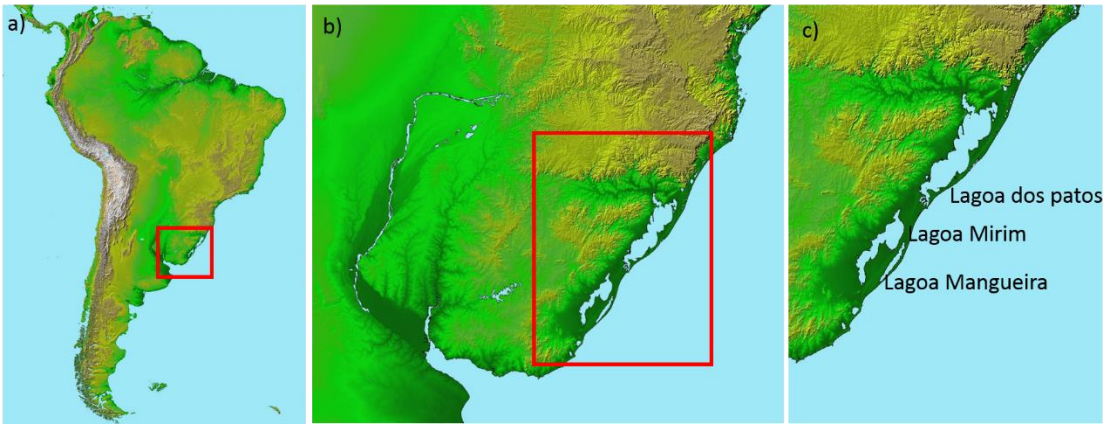

Figura 3.1-2 Região de estudo. a) América do Sul. b) Rio Grande do Sul e parte do Uruguai c) corte sobre a Lagoa dos Patos, Lagoa Mangueira e Lagoa Mirim.

O litoral norte apresenta uma ocupação urbana mais homogênea ao longo da costa e no interior observam-se atividades agropecuárias como cultivo de arroz, abacaxi e fumo em pequenas propriedades nas encostas do planalto, as propriedades rurais dedicam-se ao plantio de bananeiras e cultivos de subsistência.

O litoral médio encontra-se a Lagoa dos Patos. Esta região encontra-se grande número de lagoas interligadas ao longo da costa. A região da restinga da Lagoa caracteriza-se pelas plantações de arroz, pecuária, extensas áreas florestadas com *Pinus elliotis* e pequenos núcleos urbanos. Nas várzeas alagadas da planície costeira desenvolve-se a orizicultura e nas encostas da Serra do Sudeste, predominam culturas diversificadas e criação de ovelhas.

No litoral sul, além do estuário da Lagoa dos Patos, situam-se também as Lagoas Mirim e Mangueira. A região de Rio Grande destaca-se por ser um ponto de grande concentração industrial (petroquímica, fertilizantes e alimentos). Nesta ainda destacam-se o Superporto de Rio Grande, o segundo maior do Brasil e o desenvolvimento do polo naval, para a construção de plataformas de petróleo.

Na agricultura, predomina a produção de arroz em extensas propriedades até o Uruguai, sendo o Rio Grande do Sul o principal produtor de arroz do Brasil (IRGA, 2011). O clima no extremo sul do Brasil é o subtropical úmido de acordo com a classificação climática de Strahler (Strahler e Strahler, 1997), que é baseada no movimento das massas de ar e na formação de zonas frontais. Este tipo de clima apresenta um ciclo

anual de temperatura bem definido, precipitação abundante durante o ano inteiro e umidade geralmente alta. A precipitação no inverno é principalmente de origem frontal, enquanto que no verão é convectiva. A umidade elevada é consequência da influência das massas de ar marítimo tropical que são deslocadas do oceano Atlântico em direção ao continente por ação das células de alta pressão subtropical. A variação da latitude deste centro de alta pressão e a passagem de sistemas frontais polares modifica e influencia o ciclo sazonal do clima (Fortune e Kousky, 1983).

A alta pressão do anticiclone do Atlântico Sul controla o clima desta região (Tomazelli 1993), que associado à influência estabilizadora do extenso sistema lagunar Patos-Mirim definem uma característica temperada-quente à região costeira e marinha (Semenov e Berman, 1977).

3.2. Modelos de Previsão Numérica

Os modelos numéricos de previsão foram desenvolvidos para simular o comportamento da atmosfera através de um sistema complexo de equações matemáticas baseadas em leis físicas visando à previsão do estado futuro da atmosfera partindo de condições iniciais específicas. As equações matemáticas são as formas mais completas e complexas das equações dinâmicas e termodinâmicas.

Os processos físicos, como a radiação, nuvens, precipitação e trocas à superfície são representadas no modelo usando esquemas de parametrizações. Estes modelos podem ser classificados segundo a sua escala espacial dentro da qual a previsão é realizada como global ou regional. Os modelos globais, com resolução da ordem de 200 km, visam identificar o comportamento geral da atmosfera sobre uma área extensa, estes modelos são capazes de identificar fenômenos meteorológicos de larga escala (chamados sinóticos). O modelo divide o planeta em várias camadas verticais que representam níveis da atmosfera, e divide a superfície do planeta em uma malha horizontal separada por linhas semelhantes às linhas de longitude e latitude. Desta forma, o planeta é coberto por uma malha tridimensional. O tamanho típico destas malhas num modelo Numerical Weather Prediction (NWP) global é aproximadamente de

150 km na direção oeste e 100km na direção sul, com 20 a 40 níveis verticais. Isto significa que a atmosfera é representa por cerca de um milhão ou mais cubos individuais. Em cada um destes cubos, as componentes do vento, temperatura, pressão e umidade são calculadas. As equações são não lineares, e pequenos erros nas condições iniciais amplificam à medida que a simulação avança no tempo, de modo que a diferença entre as condições atmosféricas prevista e as condições reais da atmosfera aumenta ao longo da previsão.

Os modelos regionais ou locais possuem resolução espacial de alguns metros até alguns quilômetros, e visam identificar com maior detalhe o comportamento da atmosfera sobre uma região específica, sendo capazes de identificar fenômenos meteorológicos de pequena escala (chamados de mesoscala).

3.3. Descrição do modelo numérico de previsão de tempo

O Weather Research and Forecasting (WRF) é a última geração de modelo numérico de previsão do tempo que servirá tanto para a operacionalidade dos centros meteorológicos como para as pesquisas atmosféricas. Ele foi desenvolvido através de uma parceria entre diversos órgãos, entre eles o National Center for Atmospheric Research (NCAR), National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA), National Center for Environmental Prediction (NCEP), Forecast Systens Laboratory, Air Force Weather Agency, e outros órgãos de pesquisa e desenvolvimento (Wang et al 2008).

As características do modelo que mais se destacam são: os núcleos dinâmicos - Advanced Research WRF (ARW) desenvolvido através do mesoscale model (MM5) pelo NCAR, e o Non-Hidrostatic Mesoescale Model (NMM) desenvolvido através do ETA model - sistema de assimilação de dados tridimensional e uma estrutura de software que permite o paralelismo computacional. Seu domínio é público e disponibilizado gratuitamente pela internet e pode ser instalado em diversas plataformas computacionais. O modelo pode ser executado tanto para situações atmosféricas idealizadas como situações reais, em um espectro amplo de aplicações em escalas horizontais que variam de milhares de quilômetros a poucos metros.

O sistema de modelagem do WRF compreende diversos componentes, os principais são: no pré processamento o WRF Preprocessing System (WPS); inicialização do WRF através do programa real.exe; execução do WRF e pós-processamento (ARWpost). O WPS é um conjunto de três subsistemas que prepara os dados de entrada para a simulação: geogrid, ungrib e metgrid. O geogrid define o domínio do modelo e interpola os dados terrestres para as grades. O ungrib extrai os campos meteorológicos do formato GRIB (V1 e V2) necessários para inicializar o modelo. O metgrid interpola horizontalmente os campos meteorológicos extraídos pelo ungrib para as grades do modelo definida pelo geogrid. O trabalho de interpolar verticalmente os campos do WRF é feito dentro do programa real (Wang et al, 2008).

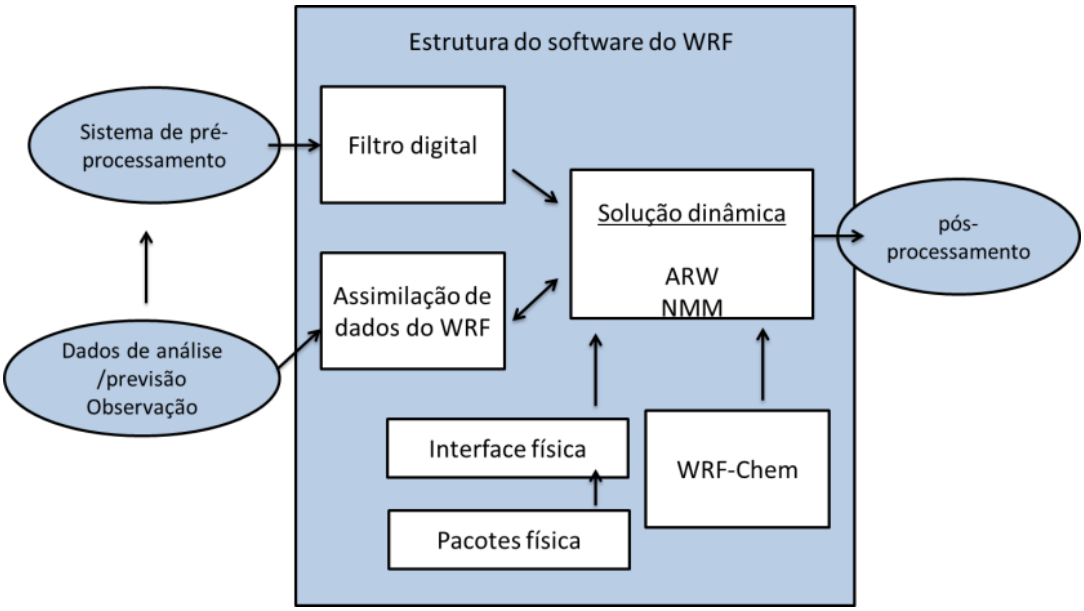

Figura 3.3-1 Etapas do processo de simulação do modelo WRF. Os dados de análise após o pré-processamento são resolvidos por um núcleo dinâmico e pós processados para a visualização dos resultados. Adaptado de Wang et al. 2008.

O WRF é responsável pela execução do modelo propriamente dito, este núcleo dinâmico resolve as equações de Euler não-hidrostáticas, numa atmosfera totalmente compressível, em coordenada vertical que segue o terreno e integração no tempo.

Por fim, o ARWpost é usado para converter as saídas do modelos para um formato que possam ser visualizados por aplicativos gráficos. Para o desenvolvimento deste trabalho foi utilizada a versão 3.1.1 lançada em 2009. A seguir são apresentadas as

equações governantes resolvidas pelo modelo, sua discretização espacial e o esquema de integração no tempo, e também discute as parametrizações físicas utilizadas para a realização das simulações.

3.4. Coordenada vertical e variáveis

O sistema de coordenadas verticais utilizado pelo modelo WRF é denominado *eta* (η) e é expresso por:

$$\eta = \frac{(p_h - p_{ht})}{\mu} \qquad (4.1)$$

onde μ representa a diferença a pressão hidrostática na superfície e a pressão hidrostática no topo da camada.

$$\mu = p_{hs} - p_{ht} \qquad (4.2)$$

E onde p_h é componente hidrostática da pressão, p_{hs} é a componente hidrostática da pressão na superfície e p_{ht}: componente hidrostática da pressão no topo da camada. Cada nível vertical é definido por um valor discreto da coordenada *eta*, determinada em relação à componente hidrostática de pressão, proporcional à massa da coluna de ar que se estende desde o nível dado até a fronteira superior do modelo, dividida pela massa em toda a coluna (Laprise, 1992). Próximo ao solo, as superfícies *eta* seguem a topografia do terreno, enquanto que, na atmosfera superior, tendem a aproximar-se das superfícies isobáricas. Desta forma diante de grandes variações topográficas a coordenada se adapta ao contorno do terreno o que não ocorre se o modelo utilizar a coordenada z. Conforme mostra a Figura 3.4-1, η assume o valor zero no topo da atmosfera e a unidade na superfície terrestre.

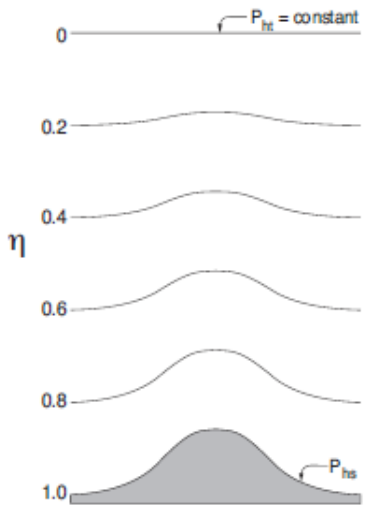

Figura 3.4-1 coordenada vertical η utilizada pelo modelo e as pressões hidrostáticas phs (superfície) e Pht (topo da camada)

3.5. Equações governantes

Todos os cálculos executados pelo WRF a fim de simular as condições atmosféricas são baseados em um conjunto de equações que controlam o comportamento da atmosfera. Em vista disso, são utilizadas as equações não-hidrostáticas de Euler para caracterizar as propriedades conservativas do fluido, usando as coordenadas verticais de pressão hidrostática (Laprise, 1992). Este sistema de equações diferenciais parciais não pode ser resolvido analiticamente, a menos que várias aproximações sejam feitas e, mesmo assim, a capacidade de representar fenômenos reais seria praticamente nula, sendo as equações aplicáveis somente a situações idealizadas. Considerando que, $\mu(x, y)$ representa a massa de ar por unidade de área nas coordenadas (x, y) do domínio do modelo e que $\boldsymbol{v} = (u, v, w)$, define-se a variável $\boldsymbol{V} = \mu\boldsymbol{v}(U, V, W)$ onde U, V e W são as densidades de momento para cada coordenada. Desta forma, as equações da conservação da quantidade de movimento são definidas na forma diferencial como:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + (\nabla.\boldsymbol{V}u) - \frac{\partial p}{\partial x}\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} + \frac{\partial p}{\partial \eta}\frac{\partial \phi}{\partial x} = F_U \quad (4.3)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (\nabla . \boldsymbol{V} v) - \frac{\partial p}{\partial y}\frac{\partial \Phi}{\partial \eta} + \frac{\partial p}{\partial \eta}\frac{\partial \phi}{\partial y} = F_V \quad (4.4)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + (\nabla . \boldsymbol{V} w) - g\left(\frac{\partial p}{\partial \eta} - \mu\right) = F_W \quad (4.5)$$

E a conservação da energia termodinâmica torna-se:

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + (\nabla . V\theta) = F_\theta \quad (4.6)$$

Para a conservação da massa temos:

$$\frac{\partial \mu}{\partial t} + (\nabla . V) = 0 \quad (4.7)$$

E a equação do geopotencial:

$$\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{\mu}[(V . \nabla \phi) - gW] = 0 \quad (4.8)$$

Para as equações (4.3) até (4.8) deve-se considerar:

$$\nabla . \boldsymbol{V}_a = \frac{\partial (U_{a)}}{\partial x} + \frac{\partial (V_{a)}}{\partial y} + \frac{\partial (\Omega_{a)}}{\partial \eta}$$

e:

$$\mathbf{V} . \nabla_a = U\frac{\partial a}{\partial x} + V\frac{\partial a}{\partial y} + \Omega\frac{\partial a}{\partial \eta}$$

onde: $\Omega = \mu\frac{\partial \eta}{\partial t}$

Relação diagnóstica para o volume específico:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \eta} = -\alpha\mu \quad (4.9)$$

Equação termodinâmica:

$$p = p_0\left(\frac{R_d\theta}{p_0\alpha}\right)^\gamma \quad (4.10)$$

onde θ é a temperatura potencial; $\Phi=gz$ é o geopotencial; p é a pressão; $\alpha=1/\rho$ é o volume específico; $\gamma=c_p/c_v \cong 1{,}4$ é a razão entre os calores específicos para o ar seco; R_d é a constante do gás para o ar seco; p_0 é a pressão de referência (tipicamente 1000 hPa). Os termos da direita de 4.3 a 4.6, F_U, F_V, F_W e F_θ e, representam os termos forçantes na vertical e na horizontal, incorporados à física do modelo.

O sistema realmente utilizado no WRF possui termos que levam em conta o efeito da força de Coriolis, a umidade do ar e a projeção cartográfica que está sendo utilizada (Wang et al., 2008). Além disso, as equações diferenciais parciais são reescritas usando variáveis de perturbação com o objetivo de reduzir erros de truncamento e

arredondamento nos cálculos dos gradientes de pressão horizontal e vertical, respectivamente. Essas novas variáveis (denotadas por α') representam desvios em termos hidrostaticamente balanceados conhecidos como termos de referência (denotados por $\bar{\alpha}$). Basicamente, a representação para uma variável qualquer é $\alpha = \bar{\alpha} + \alpha'$; dessa forma, $p = \bar{p}(z) + p'$, $\phi = \bar{\phi}(z) + \phi'$, $\alpha = \bar{\alpha}(z) + \alpha'$, e$\mu_d = \bar{\mu}_d(x, y) + \mu'_d$. Visto que as superfícies da coordenada η são geralmente não horizontais, os termos $\bar{p}, \bar{\phi}$ e $\bar{\alpha}$ são funções de (x, y, η).

As equações do momento (4.3) a (4.5) são reescritas como:

$$\frac{\partial U}{\partial t} + m\left(\frac{\partial Uu}{\partial x} + \frac{\partial Vu}{\partial y}\right) + \frac{\partial \Omega u}{\partial \eta}\left(\mu_d \alpha \frac{\partial p'}{\partial x} + \mu_d \alpha' \frac{\partial \bar{p}}{\partial x}\right) + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d}\right)\left(\mu_d \frac{\partial \phi'}{\partial x} + \frac{\partial p'}{\partial \eta}\frac{\partial \phi}{\partial x} - \mu'_d \frac{\partial \phi}{\partial x}\right) = F_U \quad (4.11)$$

$$\frac{\partial V}{\partial t} + m\left(\frac{\partial Uv}{\partial x} + \frac{\partial Vv}{\partial y}\right) + \frac{\partial \Omega v}{\partial \eta}\left(\mu_d \alpha \frac{\partial p'}{\partial y} + \mu_d \alpha' \frac{\partial \bar{p}}{\partial y}\right) + \left(\frac{\alpha}{\alpha_d}\right)\left(\mu_d \frac{\partial \phi'}{\partial y} + \frac{\partial p'}{\partial \eta}\frac{\partial \phi}{\partial y} - \mu'_d \frac{\partial \phi}{\partial y}\right) = F_v \quad (4.12)$$

$$\frac{\partial W}{\partial t} + m\left(\frac{\partial Uw}{\partial x} + \frac{\partial Vw}{\partial y}\right) + \frac{\partial \Omega w}{\partial \eta} - \frac{1}{mg}\left(\frac{\alpha}{\alpha_d}\right)\left[\frac{\partial p'}{\partial \eta} - \bar{\mu}_d(q_v + q_c + q_r)\right] + \frac{\mu'_d g}{m} = F_w \quad (4.13)$$

Conservação de massa:

$$\frac{\partial \mu'_d}{\partial t} + m^2\left(\frac{\partial U}{\partial x} + \frac{\partial V}{\partial y}\right) + m\frac{\partial \Omega}{\partial \eta} = 0 \quad (4.14)$$

Tendência de geopotencial:

$$\frac{\partial \phi'}{\partial t} + \frac{1}{\mu_d}\left[m^2\left(U\frac{\partial \phi}{\partial x} + V\frac{\partial \phi}{\partial y}\right) + m\Omega\frac{\partial \phi}{\partial \eta} - gW\right] = 0 \quad (4.15)$$

Conservação de temperatura potencial e outros campos escalares (Qm):

$$\frac{\partial \Theta}{\partial t} + m^2\left(\frac{\partial U_\Theta}{\partial x} + \frac{\partial V_\Theta}{\partial y}\right) + m\frac{\partial \Omega_\Theta}{\partial \eta} = F_\Theta \quad (4.16)$$

$$\frac{\partial Q_m}{\partial t} + m^2\left(\frac{\partial Uq_m}{\partial x} + \frac{\partial Vq_m}{\partial y}\right) + m\frac{\partial \Omega q_m}{\partial \eta} = F_{Qm} \quad (4.17)$$

Relação hidrostática:

$$\frac{\partial \phi'}{\partial \eta} = -\bar{\mu}_d \alpha'_d - \alpha_d \mu'_d \quad (4.18)$$

Equação diagnóstica para a pressão total (ar seco mais vapor de água):

$$p = p_0\left(\frac{R_d \theta_m}{p_0 \alpha_d}\right)^\gamma \quad (4.19)$$

onde α_d é o volume específico do ar seco (1/ρd) e α é o volume específico levando em conta a densidade total da parcela $\alpha = \frac{\alpha_d}{(1 + q_v + q_r + q_i)}$, onde q, são as razões de mistura (massa por massa de ar seco) de vapor d'água, nuvem, chuva e gelo.

$$\theta_m = (1 + (\frac{R_v}{R_d})q_v) \quad (4.20)$$

$$Q_m = \mu_d q_m \quad (4.21)$$

$$q_m = q_v, q_r, q_i \quad (4.22)$$

o fator do mapa é dado por:

$$m = \frac{(\Delta x, \Delta y)}{distância\ na\ terra} \ .$$

as variáveis do momento redefinidas são:

$$U = \frac{\mu_d u}{m}, V = \frac{\mu_d v}{m}, W = \frac{\mu_d w}{m}, \Omega = \frac{\mu_d \dot{\eta}}{m}$$

As equações (4.11) a (4.17), juntamente com a equação de estado (4.19), representam as equações que são resolvidas no núcleo dinâmico do Advanced Research WRF (ARW).

3.6. Discretização temporal

Os modos lentos e de baixa frequência são integrados utilizando o método de Runge Kutta de terceira ordem, já os modos acústicos de alta frequência são integrados em um curto espaço de tempo para manter a estabilidade numérica. A propagação horizontal dos modos acústicos e as ondas de gravidade são integradas usando o método de integração “forward-backward”, e a propagação vertical das ondas acústicas e oscilações flutuantes são integradas utilizando um esquema implícito (passo de tempo acústico) (Wang et al.,2008).

Este método integra um conjunto de equações diferenciais ordinárias, utilizando uma formulação “forward-backward”. Definindo as variáveis prognósticas como $\Phi = (U, V, W, \Theta, \phi', \mu', Q_m)$ e o modelo de equações como $\Phi t = R(\Phi)$, o método de Runge kutta 3 (RK3) integra a solução de $\Phi(t)$ até $\Phi(t + \Delta t)$ em três passos:

$$\Phi^* = \Phi^t + \frac{\Delta t}{3} R(\Phi^t) \quad (4.23)$$

$$\Phi^{**} = \Phi^t + \frac{\Delta t}{2} R(\Phi^*) \quad (4.24)$$

$$\Phi^{t+\Delta t} = \Phi^t + \Delta t R(\Phi^{**}) \quad (4.25)$$

onde Δt é o passo de tempo das ondas de baixa frequência. Os termos $\Phi(t)$ são as derivadas em relação ao tempo das variáveis (equações (4.11) a (4.19)) e $R(\Phi)$ são os

demais termos nestas equações. Apesar de este esquema ser denominado de terceira ordem, sua precisão é de terceira ordem apenas para termos lineares, sendo de segunda ordem para os termos não-lineares das equações. A técnica completa de integração consiste em dois laços principais aninhados. No laço interno, procede-se a integração dos modos acústicos e se avança as variáveis U, V, μd, Q, W e f. No laço externo, calcula-se o transporte de campos escalares (usando as médias temporais de U, V e W durante todo o passo acústico), e também p' e α' através de relações prognósticas, considerando os processos de precipitação em larga escala. Por fim atualizam-se as variáveis, tudo isso ocorrendo a cada passo de tempo (Wang et al. 2008).

3.7. Discretização espacial

A discretização espacial do WRF é realizada numa grade do tipo C de Arakawa (Arakawa e Lamb, 1977), em que as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas no centro dos pontos de grade, enquanto que as componentes u, v e w do vento são resolvidas nos pontos conforme indicados na Figura 5. Os índices (i, j) para o plano horizontal e (i, k) para o plano vertical indicam as posições das variáveis, sendo $(x, y, \eta) = (i\Delta x, j\Delta y, k\Delta\eta)$. As distâncias entre os pontos de grade Δx e Δy são idênticas na formulação do modelo (as variações associadas a diferentes projeções na esfera são determinadas pelo fator de escala de mapa m). O espaçamento vertical $\Delta\eta$ pode ser especificado pelo usuário para a região de integração, através da quantidade de níveis utilizados.

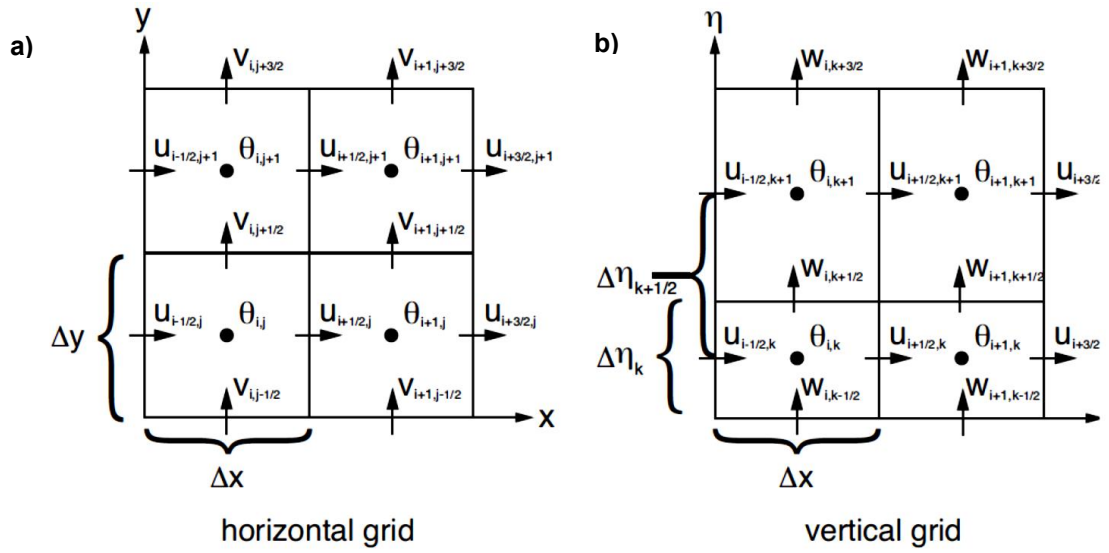

Figura 3.7-1 Esquema da grade de Arakawa e Lamb utilizada para os cálculos de interação do modelo WRF. a) representa a grade horizontal onde são considerados Δx e Δy. b) representa a grade vertical onde são consideradas a coordenada vertical η e Δx

3.8. Física do modelo

O WRF permite diversas combinações para obter uma melhor parametrização de acordo com as características da simulação que está sendo proposta. Para as simulações realizadas foram utilizadas as seguintes parametrizações:

- Radiação de onda curta: Foi utilizado um esquema baseado em Dudhia (1989), onde a radiação solar descendente é obtida computando os efeitos de espalhamento por gases, absorção por vapor d'água e albedo e absorção por nuvens.
- Radiação de onda longa: O esquema radiativo calcula o aquecimento atmosférico devido à convergência do fluxo radiativo e balanço de energia radiativa no solo. Para os processos envolvendo ondas longas, utilizou-se o esquema RRTM (Rapid Radiative Transfer Method) (Mlawer et al, 1997), que considera 16 bandas espectrais. Este esquema contém tabelas pré-definidas para representar processos radiativos devido a vapor d'água, ozônio, CO2 e nuvens.
- Microfísica: A microfísica escolhida foi o esquema de cinco classes WRF-Single-Moment (WSM5) onde são consideradas as interações entre as fases de mistura para vapor, nuvem, gelo, precipitação e neve. Este parâmetro de microfísica foi desenvolvido por Hong et al. (1998) e traz uma melhoria significativa na representação da quantidade de nuvens altas, precipitação de superfície, e temperatura média em grande escala

através de uma melhor representação da retroalimentação entre radiação e nuvens de gelo.

- Cumulus: Foi utilizada a parametrização de Kain-Fritsch (KF; Kain e Fritsch, 1990, 1993) que divide o fluxo de massa em três partes: 1) função que dispara a convecção (FDC), 2) formulação do fluxo de massa, e 3) hipótese de fechamento. Recentemente, algumas modificações foram propostas para o esquema KF; o esquema com as modificações é chamado de KF2 (Kain, 2004). As principais modificações são: especificação de uma taxa mínima de interação e não-interação; raio de correntes ascendentes variáveis em função da magnitude da velocidade vertical do nível de condensação e ascensão (NCA); extensão vertical mínima das correntes ascendentes em função da temperatura do NCA e inclusão de convecção rasa (não-precipitante).
- Camada limite planetária: Esta região da atmosfera recebe interferência direta da superfície e apresenta os maiores gradientes das variáveis meteorológicas. No WRF estas parametrizações são responsáveis pelo transporte das propriedades atmosféricas (momento, temperatura, massa e outros) através dos fluxos turbulentos, onde os gradientes das variáveis são condicionantes para gerar movimentos verticais ou horizontais na atmosfera. Foi escolhido o esquema YSU que tem como principal característica a difusão vertical não local que proporciona um resultado mais realístico tanto dentro como acima da camada limite planetária (Hong e Pan, 1996).

3.9. Aplicação do modelo

Como condições iniciais e de fronteira do WRF foram utilizados os dados FNL-NCEP, com resolução horizontal de 1°x 1° de longitude e latitude, 27 níveis verticais e resolução temporal de 6 horas.

Ao todo foram realizadas três simulações; uma para a validação do modelo, onde os dados foram comparados com os dados de estações meteorológicas automáticas disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET). A simulação correspondente à avaliação foi realizada para um período de dez dias iniciando as 00 UTC de primeiro de março de 2012 e com término as 00 UTC de onze de março de 2012,

totalizando 241 horas. Foram utilizadas duas grades aninhadas, sendo a primeira grade de 24 km com 99 x 99 pontos e a segunda com 8 km sendo esta com, 111 x 96 pontos; centradas em -30,03° e -53,15° de latitude e longitude, respectivamente.

As demais simulações foram realizadas para o período de três dias iniciando as 00 UTC do dia dezesseis de março de 2012 e com término as 00 UTC do dia dezenove de março de 2012, totalizando 73 horas. Neste período verifica-se que a região encontra-se sobre a ação de um anticiclone que favorece a alta pressão. Estas características do tempo são ideais para a realização de simulações com o objetivo de visualizar circulações locais (Bougeault et al., 1991).

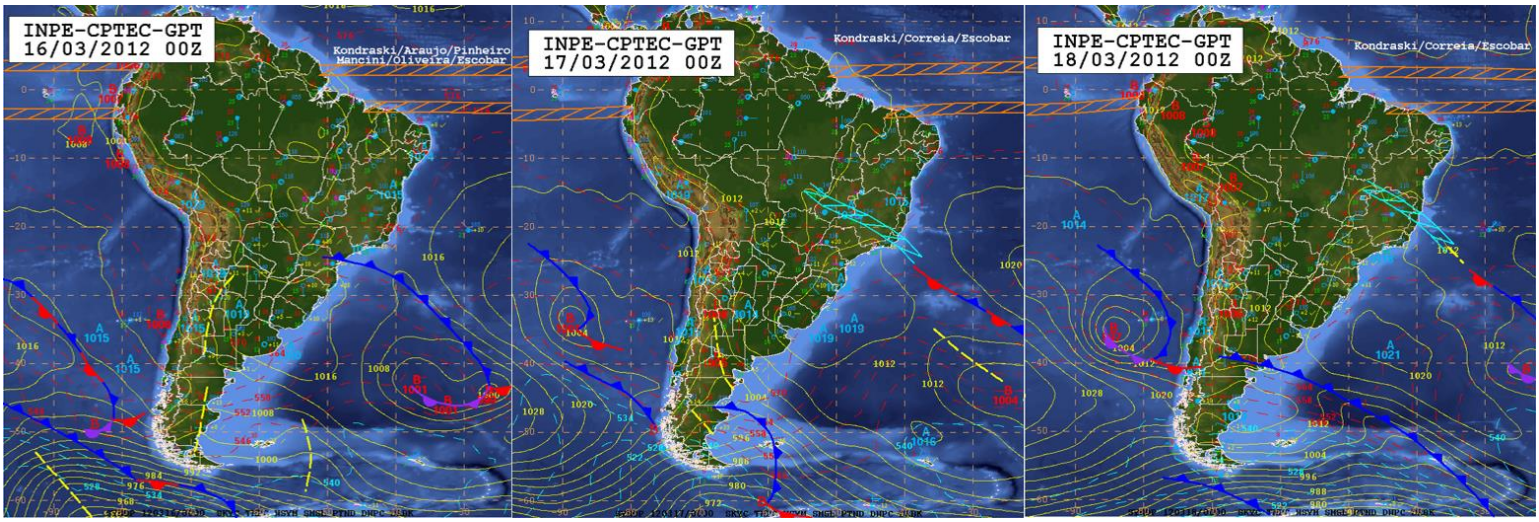

Figura 3.9-1 Carta sinótica de superfície da América do Sul com a presença de uma região de alta pressão sobre a área do Rio Grande do Sul no período entre dezesseis e dezoito de março de 2012.

Foram utilizadas duas grades aninhadas, sendo a primeira grade de 9 km com 100 x 100 pontos e a segunda com 3 km sendo esta com 135 x 135 pontos; centradas em -30.03 e -53.15 de latitude e longitude, respectivamente.

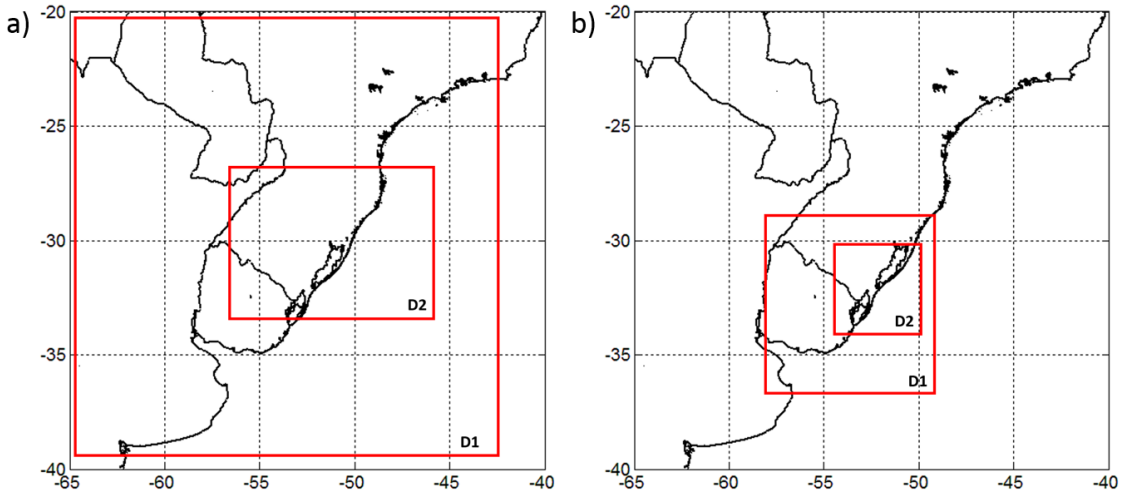

Figura 3.9-2 Grades utilizadas: a) Grade D1 com 24 km de resolução horizontal e grade D2 com 8 km de resolução horizontal. b) Grade D1 com 9 km de resolução horizontal e grade D2 com 3 km de resolução horizontal.

A intensidade da velocidade do vento v do modelo foi calculada através de:

$v = \sqrt[2]{u^2 + v^2}$,

onde u e v são as componentes zonal e meridional, respectivamente, da velocidade do vento na superfície.

O modelo WRF antes do pós-processamento fornece os dados de umidade específica, já as estações automáticas, fornecem os dados de umidade relativa. Para a comparação entre os valores foi utilizada a equação:

$$q = \frac{0{,}622 * e * 1000}{p - e}$$

onde e é a pressão de vapor da água em dada temperatura, enquanto p é a pressão local em hectopascais), e e é definida por:

$$e = 6{,}122.\, e^{\left(\frac{17{,}67 * Td}{Td + 243{,}5}\right)}$$

onde T_d é a temperatura do ponto de orvalho, registrada em graus Celsius (Wallace Hobbs, 2006).

Desta forma os valores observados de umidade relativa foram transformados em umidade específica e logo após foi realizada a comparação.

Além da simulação padrão onde os parâmetros de pré-processamento dos dados não foram alterados, foram realizadas três simulações idealizadas.

Uma sem o vento sinótico onde foi removido o método de interpolação para as variáveis dos dados de entrada u e v (componente zonal e meridional do vento sinótico) no arquivo METGRID.TBL. Desta forma os dados de entrada do vento sinótico não interagem com os demais fazendo com que a circulação do vento seja definida apenas pelas variáveis de temperatura, topografia e mesoescala.

Tabela 3.9-1 Dimensões das grades utilizadas para a realização das simulações com seus respectivos números de pontos e localização geográfica.

Simulação	Resolução Horizontal (km)	Nº de pontos zonal x meridional	Latitude	Longitude
Validação	24	99 x 99	-20° a -40°	-65.36° a -42.92°
	8	111 x 96	-26,59° a -33°	-56.22° a -47°
Básica / sem vento	9	100 x 100	-36,87° a -28,94°	-57,92° a -48,47°
	3	135 x 135	-33,83° a -30,17°	-54,19° a -49,88°

3.10. Análise de erros

As medidas estatísticas como o erro viés, a raiz do erro médio quadrática e o desvio padrão do erro, podem ser usados para quantificar a capacidade do modelo.

Erro médio, viés ou bias (EM): Calcula a eficiência da simulação diretamente através da diferença com o dado observado, expressando o viés do modelo para determinada variável.

EM > 0 – Dados simulados superestimam os dados observados;

EM < 0 – Dados observados são maiores que os dados simulados.

Valores de EM que tendem a se aproximar de zero indicam boa acurácia dos valores simulados, onde: N é o número total de dados, referente ao número de horas; P_i é o dado simulado/previsto; e O_i é o dado observado.

$$EM = \frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(P_i - O_i)$$

Raiz do Erro Médio Quadrático (RMSE): É uma medida frequentemente usada da diferença entre os valores previstos pelo modelo e os valores efetivamente

observados a partir do ambiente que está sendo modelado. Como eleva ao quadrado a diferença entre os valores previstos e observados, é mais sensível a erros, e por isso definida como uma medida de precisão. Também, será sempre um valor positivo. O valor zero indica uma previsão perfeita e este valor aumenta conforme aumenta a diferença entre valores de previsão e observação (Wilks, 1995).

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}(P_i - O_i)^2}$$

Para obter uma medida da dispersão do erro, calculou-se o desvio padrão do erro: O desvio padrão é uma medida de dispersão e o seu valor reflete a variabilidade das observações em relação à média.

$$STDE = \left[\frac{1}{N}\sum_{i=1}^{N}\left((P_i - O_i) - \frac{1}{N}\sum_{i-1}^{N}(P_i - O_i)\right)^2\right]^{1/2}$$

$$STDE = [(RMSE)^2 - (EM)^2]^{1/2}$$

<u>CORRELAÇÃO:</u>

O coeficiente de correlação de Pearson (r) ou coeficiente de correlação de Pearson mede o grau da correlação linear entre duas variáveis quantitativas.

$$r = \frac{\sum(x_i - \bar{x})\,(y_i - \bar{y})}{\sqrt{(\sum(x_i - \bar{x})^2)(\sum(y_i - \bar{y})^2)}}$$

Este coeficiente, (r) assume apenas valores entre -1 e 1.

r= 1 Significa uma correlação perfeita positiva entre as duas variáveis.

r= -1 Significa uma correlação negativa perfeita entre as duas variáveis. Isto é, se uma aumenta, a outra sempre diminui.

r= 0 Significa que as duas variáveis não dependem linearmente uma da outra.

No entanto, pode existir uma outra dependência que seja "não linear". Assim, o resultado r=0 deve ser investigado por outros meios. (Wilks, 1995

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

Os resultados obtidos através da validação do modelo onde foram comparadas as variáveis; temperatura na superfície, pressão atmosférica na superfície, umidade especifica e intensidade da velocidade do vento na superfície com os valores de estações automáticas localizadas na região de estudo serão apresentados primeiro e, após, os resultados obtidos através da simulação idealizadas em comparação com a simulação básica a fim de verificar a formação das brisas marítima, lacustre e terrestre e qual a sua relação com a temperatura e umidade específica na região, bem como o período em que as mesmas se formam. Para isto foram analisados os campos de vento horizontal e vertical e intensidade e direção do vento.

4.1 Validação do modelo

Para avaliar os dados obtidos através do modelo WRF 3.1, foram comparados os dados de temperatura do ar a dois metros, umidade relativa, pressão atmosférica na superfície e as componentes longitudinal e meridional da velocidade do vento, com os dados de estações meteorológicas automáticas disponibilizados pelo Instituto Nacional de Meteorologia (INMET).

Estas estações meteorológicas automáticas realizam a coleta das informações sobre temperatura, umidade, pressão atmosférica, precipitação, direção e velocidade dos ventos. Estes dados são promediados e disponibilizados para transmissão via satélite ou telefonia celular para a sede do INMET, em Brasília. Após a validação dos dados recebidos através de um controle de qualidade os mesmos são disponibilizados livremente pelo INMET (SEGER/LAIME/CSC/INMET, 2011).

Para validação do modelo foram utilizados dados observacionais de doze estações visto que muitas delas não apresentavam continuidade dos dados para todo o período simulado e outras não possuíam dados. A tabela 4.1 contém as informações das estações utilizadas para validação do modelo. O código refere-se à numeração dada pelo INMET.

Tabela 4.1-1 Estações automáticas com os respectivos códigos, posição geográfica e altitude.

Código	Estações	Cidade	Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m)
A802	E1	Rio Grande	-32,03	-52,10	2,46
A836	E2	Jaguarão	-32,55	-53,38	47
A878	E3	Mostardas	-31,25	-51,10	10
A811	E4	Canguçu	-31,41	-52,70	464
A827	E5	Bagé	-31,35	-54,01	230
A881	E6	Dom Pedrito	-30,99	-54,82	170
A804	E7	Santana do Livramento	-30,83	-55,60	328
A812	E8	Caçapava do Sul	-30,55	-53,47	450
A833	E9	Santiago	-29,19	-54,89	394
A826	E10	Alegrete	-29,71	-55,53	121
A852	E11	São Luiz Gonzaga	-28,42	-54,96	245
A801	E12	Porto Alegre	-30,05	-51,16	46,97

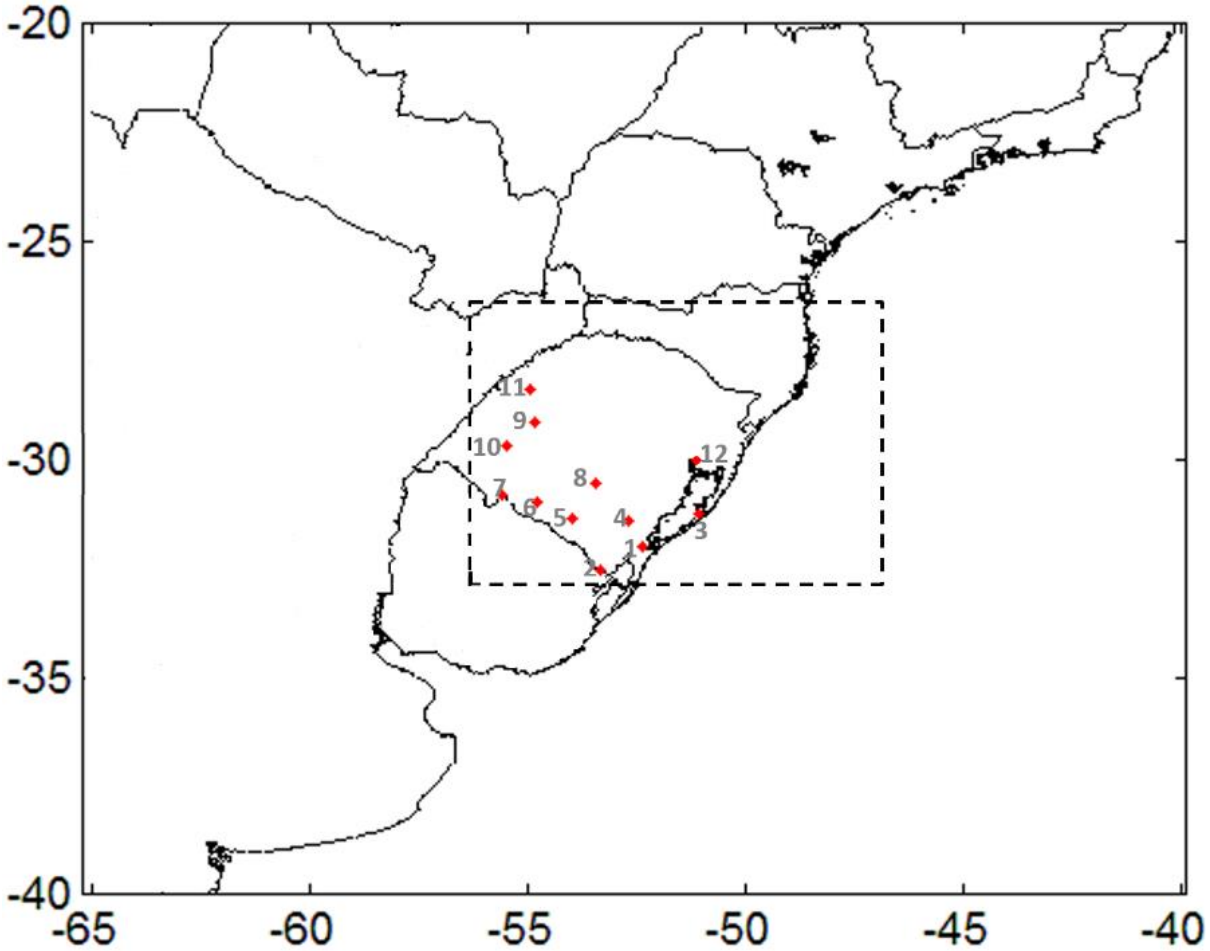

Figura 4.1-1 Mapa das estações automáticas do INMET utilizadas para a validação do modelo WRF, a linha pontilhada representa a grade menor (8 km) utilizada para validação.

Os dados de saída do modelo foram interpolados através da interpolação bilinear para as respectivas latitudes e longitudes de cada estação e em seguida as variáveis escolhidas foram comparadas analiticamente para cada estação meteorológica automática. Oscilações com períodos de um dia foram detectadas em todas as variáveis em estudo. Na temperatura do ar, umidade específica e pressão atmosférica esta oscilação é relacionada com o ciclo diário de insolação. Nas componentes da velocidade do vento, pode estar provavelmente associada com a ocorrência de brisas. No município de Rio Grande, a ocorrência de brisas marítima e terrestre foi analisada por Braga e Krusche (2000), que verificaram a presença das mesmas em todas as estações do ano. Saraiva (1996), utilizando modelagem numérica da atmosfera para simular as circulações locais no sul do Brasil, observou também que a Lagoa dos Patos pode influir significantemente no movimento vertical associado à brisa marítima através da formação de uma célula de brisa lacustre.

As análises estatísticas realizadas foram baseadas nas comparações feitas entre os resultados do modelo e observações, utilizando as formulações para descrever o erro médio, a raiz do erro médio quadrático, desvio padrão e correlação de Pearson.

4.1.1. Temperatura na superfície:

Os dados de temperatura na superfície do modelo são obtidos para a altura de dois metros seguindo a coordenada *eta*.

A Tabela 4.1.1-1 contêm os valores do erro médio, raiz do erro quadrático médio, desvio padrão do erro e correlação. Através dos valores de erro médio constatou-se que o modelo subestimou os dados observados em todas as estações (valores negativos). Em duas estações os valores foram bem próximos de zero e em nenhuma das outras a diferença ultrapassou 3°C. Os índices de correlação demonstram que o comportamento do modelo em relação a temperatura está de acordo com os dados observados.

Tabela 4.1.1-1 Valores de erro médio (EM), raiz do erro médio quadrático (RMSE), desvio padrão do erro (STDE) e correlação de Pearson de temperatura para cada uma das estações meteorológicas utilizadas para validação do modelo WRF.

Temperatura do ar (°C)				
Estações	EM	RMSE	STDE	CORR

E1	-1,56	2,11	1,42	0,91
E2	-0,68	1,60	1,45	0,93
E3	-0,74	2,07	1,93	0,76
E4	-1,21	2,04	1,64	0,92
E5	-1,72	2,34	1,58	0,95
E6	-1,80	2,38	1,56	0,94
E7	-1,68	2,21	1,43	0,95
E8	-1,09	1,97	1,64	0,93
E9	-2,65	3,27	1,91	0,94
E10	-2,23	2,81	1,71	0,96
E11	-2,87	3,98	2,76	0,87
E12	-0,14	1,62	1,61	0,91

A Figura 4.1.1-1 mostra a comparação entre os dados do modelo, em preto, e os dados observados, em azul, para a temperatura da superfície no período de dez dias. O modelo apresenta um comportamento adequado com relação às oscilações diárias, demonstrando os ciclos de aquecimento de resfriamento, porém em algumas estações a temperatura é sobre-estimada ou subestimada. As diferenças entre os valores são de até cinco graus Celsius.

Na estação um (E1) observou-se que o modelo, após o tempo de spin-up, que corresponde ao tempo de estabilização do modelo, de aproximadamente seis horas, conseguiu simular com precisão os valores de temperatura até as primeiras setenta horas. Depois deste período os valores das temperaturas mínimas são sempre subestimados havendo uma diferença entre a temperatura observada e a simulada de até quatro graus Celsius durante a noite. Após cento e trinta horas de simulação, os valores máximos também são subestimados e este comportamento segue até o fim da simulação. Na estação dois (E2), após o tempo de spin-up, o modelo simulou adequadamente os valores das temperaturas observadas até as cento e trinta e duas horas. Durante este período os valores mínimos, intermediários e máximos foram exatamente iguais aos observados. Após este período, a temperatura mínima simulada ficou sempre abaixo dos valores obtidos através das estações meteorológicas automáticas.

A estação três (E3) apresentou diferença entre os valores observados e os valores simulados. Os valores mais próximos dos observados foram entre o período de doze e

trinta e seis horas. Os demais valores foram subestimados ou superestimados com diferença de até cinco graus Celsius em determinados períodos. Na estação quatro (E4) o modelo apresentou resultados coerentes com os dados observados para a maior parte do tempo, porém, as temperaturas mais baixas foram subestimadas em determinados períodos. Durante o dia até as primeiras noventa e seis horas de simulação os valores máximos coincidiram com as temperaturas observadas, no entanto após este período houve diferença significativa de até quatro graus Celsius.

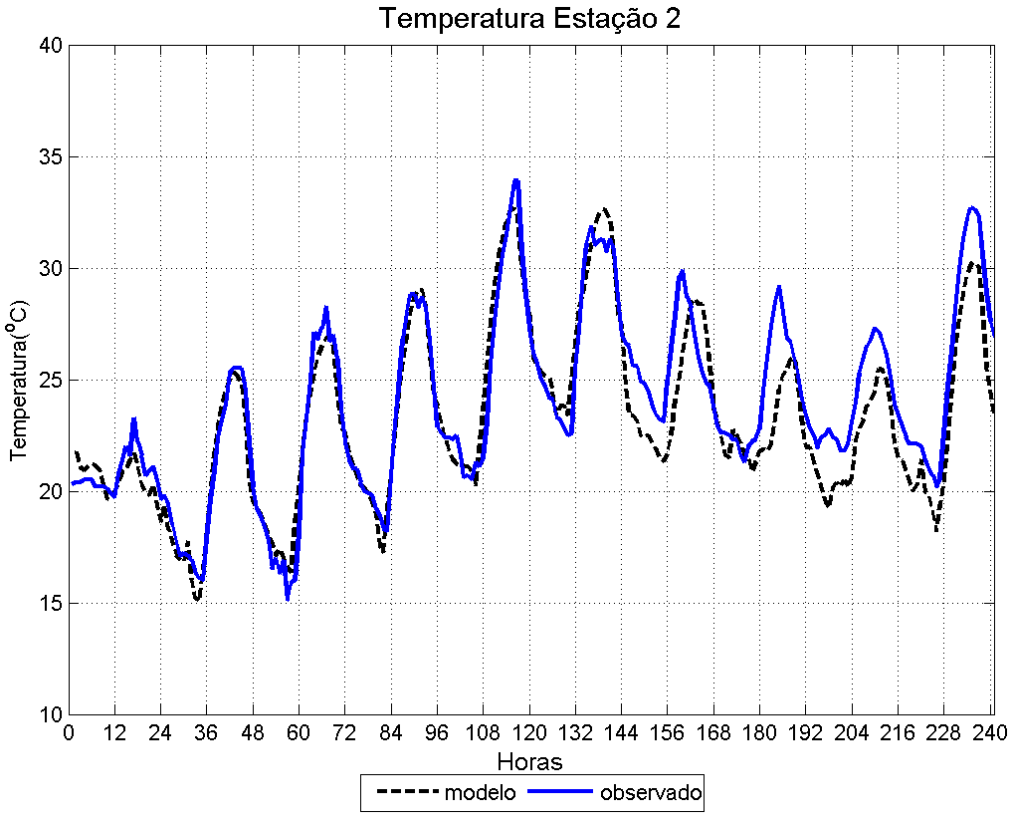

Figura 4.1.1-1 Comparação entre os dados do modelo e observados de temperatura para a estação E2. O modelo apresenta boa acurácia para as primeiras130 horas de simulação, após este tempo existe diferenças de temperatura de até 2°C.

Os valores da temperatura máxima simulados para a estação cinco (E5) foram subestimados pelos dados observados em quase todo período com diferenças de até três graus Celsius. Este mesmo comportamento do modelo foi observado para as estações seis (E6), sete (E7) e oito (E8). Nestas estações o modelo acompanhou de forma satisfatória a variação diária de temperatura. Os valores mínimos ficaram bem próximos aos observados, porém o modelo apresentou temperaturas mais baixas com diferenças de até dois graus Celsius.

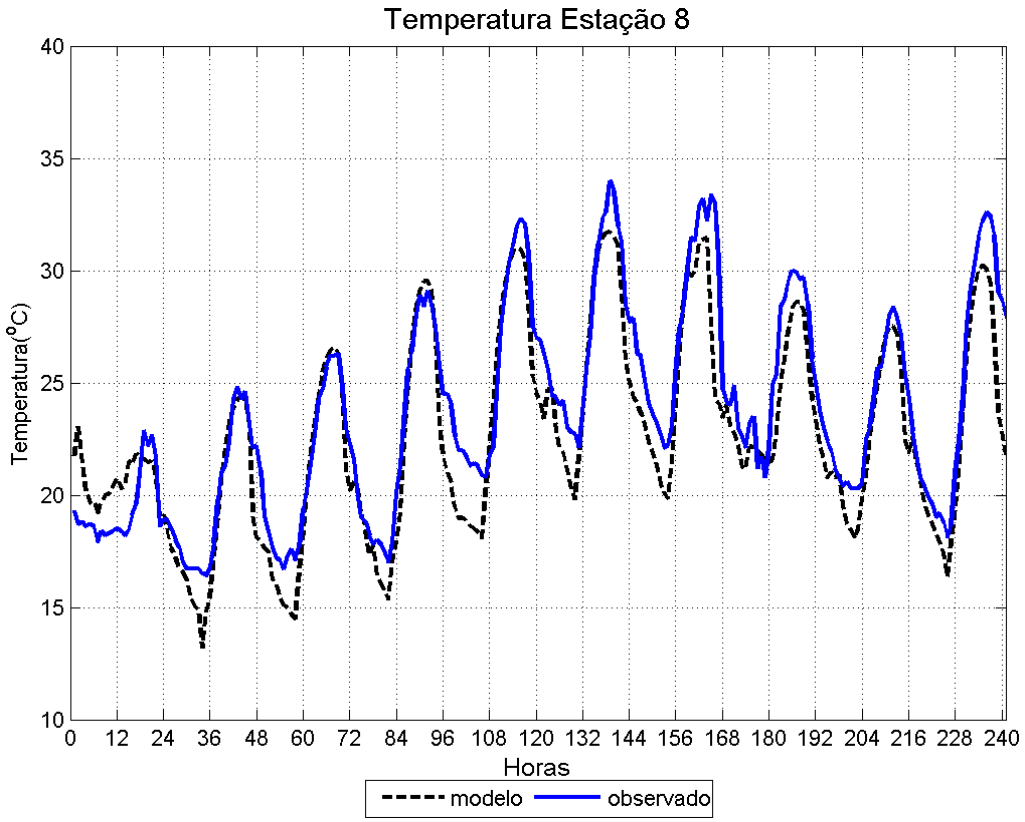

Figura 4.1.1-2 Comparação entre os dados do modelo e observados de temperatura para a estação E8. Os dados do modelo apresentam valores inferiores as mínimas observadas durante todo o período.

Na estação nove (E9) após as primeiras vinte e quatro horas de simulação as temperaturas simuladas foram todas abaixo dos valores observados. Os valores máximos obtidos através do modelo foram até quatro graus Celsius menores do que observado, assim como os valores intermediários e mínimos. Na estação dez (E10) os valores máximos de temperatura foram todos subestimados pelo modelo em até três graus Celsius. Os valores mínimos, após as primeiras sessenta horas, coincidem até as cento e oitenta horas de simulação.

Nas primeiras doze horas de simulação para a estação onze (E11) o modelo apresentou temperaturas mais altas com diferenças de até cinco graus Celsius, após este período os valores se aproximaram dos observados. No entanto, esta aproximação foi durante apenas algumas horas. Ao longo de todo o tempo simulado os valores máximos e mínimos foram todos abaixo dos observados. Com exceção do período entre noventa e seis e cento e oito horas onde o valor mínimo de temperatura modelado foi menor do que o observado, todos os outros valores mínimos foram compatíveis com a

observação. Durante as últimas cento e oitenta horas de simulação as temperaturas do modelo subestimaram as temperaturas observadas.

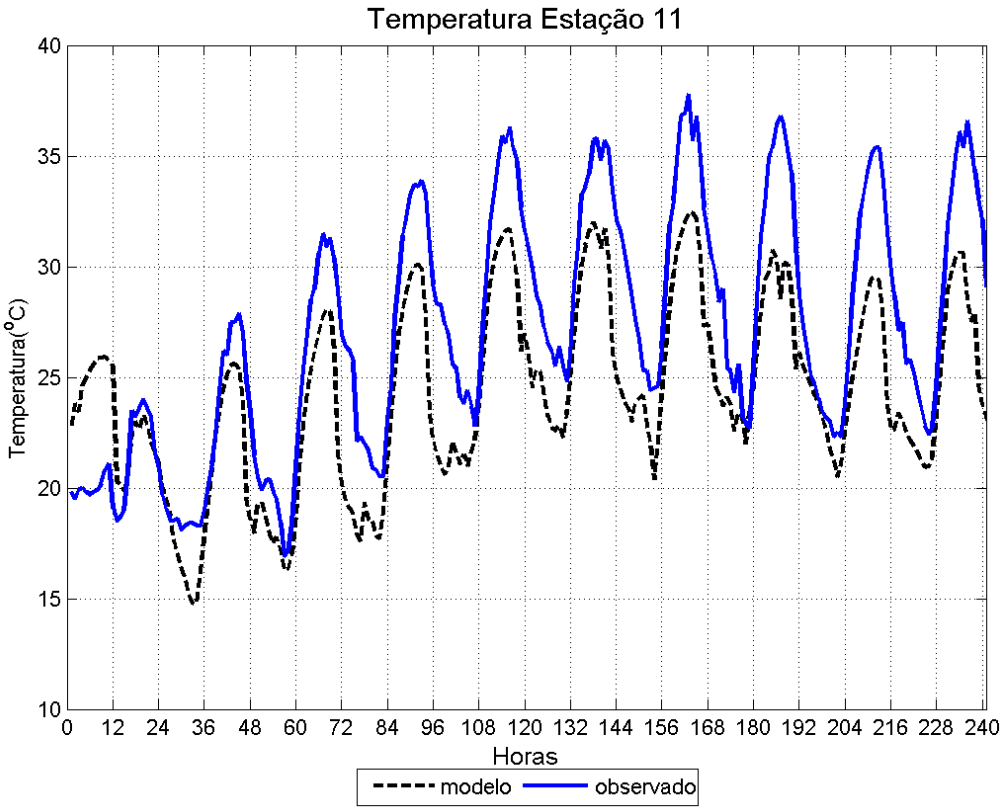

Figura 4.1.1-3 Comparação entre os dados do modelo e observados de temperatura para a estação E11. Mesmo com diferenças de até 3°C o modelo apresenta comportamento similar ao observado durante todo período.

Para a estação doze (E12), a simulação da temperatura apresentou cinco dias em que os valores máximos foram bem próximos aos observados, nos demais os valores foram subestimados em até três graus Celsius. Durante quatro dias os valores de temperatura mínimos foram idênticos aos observados. Para o restante do período simulado os valores de temperatura mínima ficaram acima do observado.

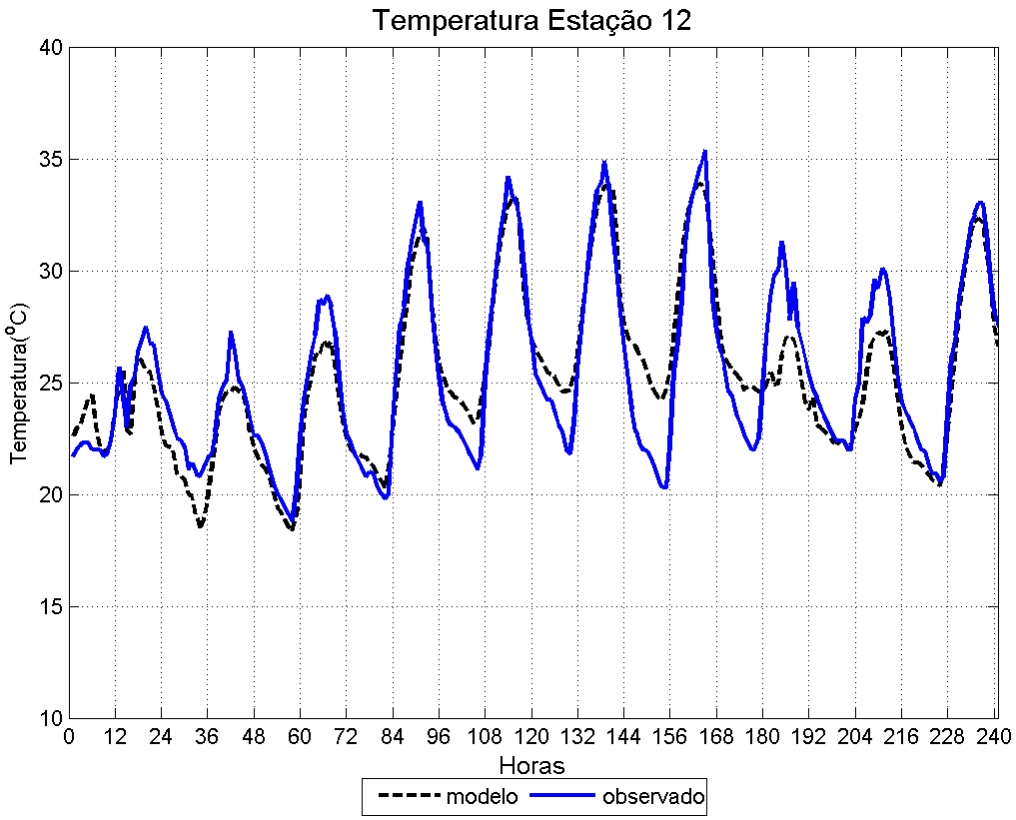

Figura 4.1.1-4 Comparação entre os dados do modelo e observados de temperatura para a estação E12. Existe diferenças de até 2°C entre as mínimas e máximas para as temperaturas observadas e modeladas.

4.1.2. Pressão atmosférica na superfície:

A pressão atmosférica na superfície foi superestimada pelo modelo em onze das treze estações analisadas. Os valores dos erros médios obtidos mostram que em algumas estações a variável é bem representada, já que este ficou bem próximo a zero, porém em outras a diferença foi de quase vinte hectopascais. Mesmo com a diferença de valores, a correlação entre os valores simulados e observados apresentaram-se satisfatórias, demonstrando que o modelo consegue representar a pressão atmosférica no estado do Rio Grande do Sul.

Tabela 4.1.2-1 Valores de erro médio (EM), raiz do erro médio quadrático (RMSE), desvio padrão do erro (STDE) e correlação de Pearson (CORR) de pressão atmosférica para cada uma das estações meteorológicas utilizadas para validação do modelo WRF.

Pressão atmosférica (hPa)				
Estações	EM	RMSE	STDE	CORR

E1	1,63	1,90	0,99	0,94
E2	1,41	1,76	1,06	0,93
E3	0,64	1,14	0,95	0,95
E4	15,32	15,34	0,84	0,95
E5	1,58	1,87	0,99	0,92
E6	3,77	3,91	1,04	0,91
E7	9,84	9,89	0,96	0,92
E8	19,29	19,30	0,84	0,94
E9	3,67	3,78	0,87	0,91
E10	2,10	2,28	0,88	0,92
E11	8,06	8,13	1,06	0,85
E12	-1,11	1,45	0,94	0,93

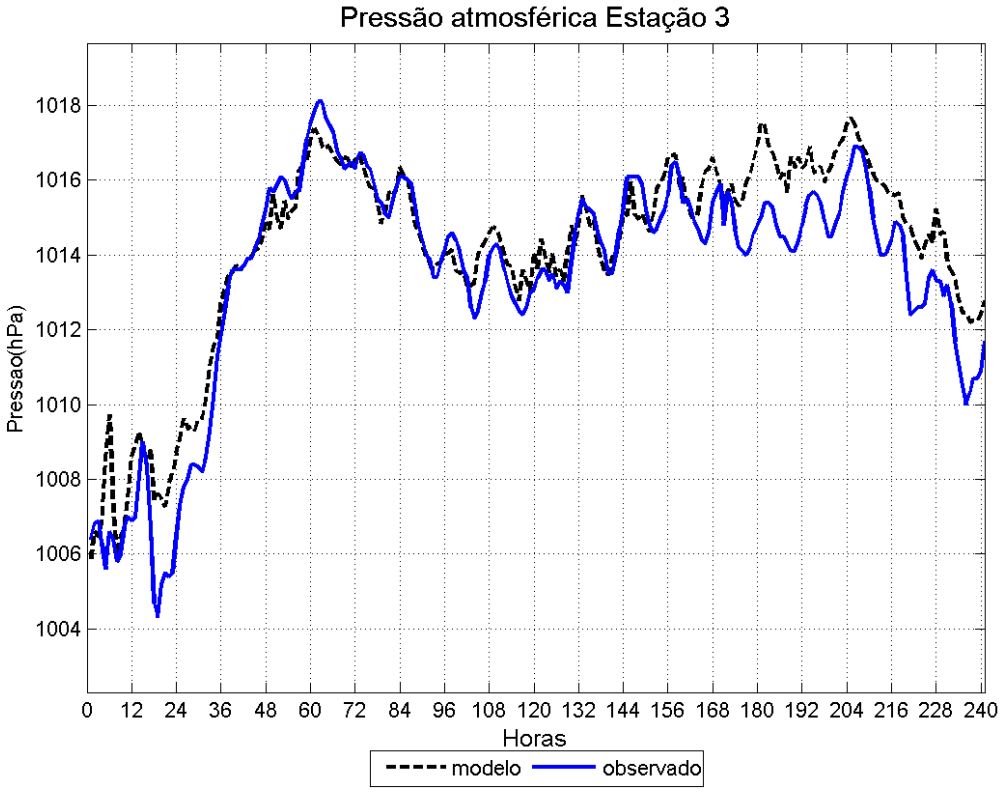

Figura 4.1.2-1 Comparação entre os dados do modelo e observados de pressão atmosférica para a estação E3. Os valores simulados apresentam ótima acurácia até 156 horas de simulação.

Com exceção das estações quatro, sete, oito e onze (E4), (E7), (E8) e (E11), onde os valores do modelo superestimaram os valores das pressões atmosféricas em até vinte hectapascais, as demais estações foram bem representadas pelo modelo. Esta superestimativa do modelo pode estar relacionada a resolução da grade de 8 km x 8 km (64 km^2), visto que as altitudes das estações são variadas e pode-se afirmar que não influenciam no modelo, já que o mesmo utiliza a coordenada *eta*, que segue a topografia

do terreno. Estes resultados corroboram os encontrados por Lima (2009), onde em períodos mais quentes os erros nos valores da pressão atmosférica foram maiores do que os encontrados no inverno.

Embora superestimados os valores da pressão atmosférica acompanharam a variação temporal e espacial obtida através dos dados observados. Nas demais estações os valores simulados foram maiores em torno de até quatro hectopascais, com exceção das estações doze e treze em que o modelo subestimou os valores observados em determinados períodos.

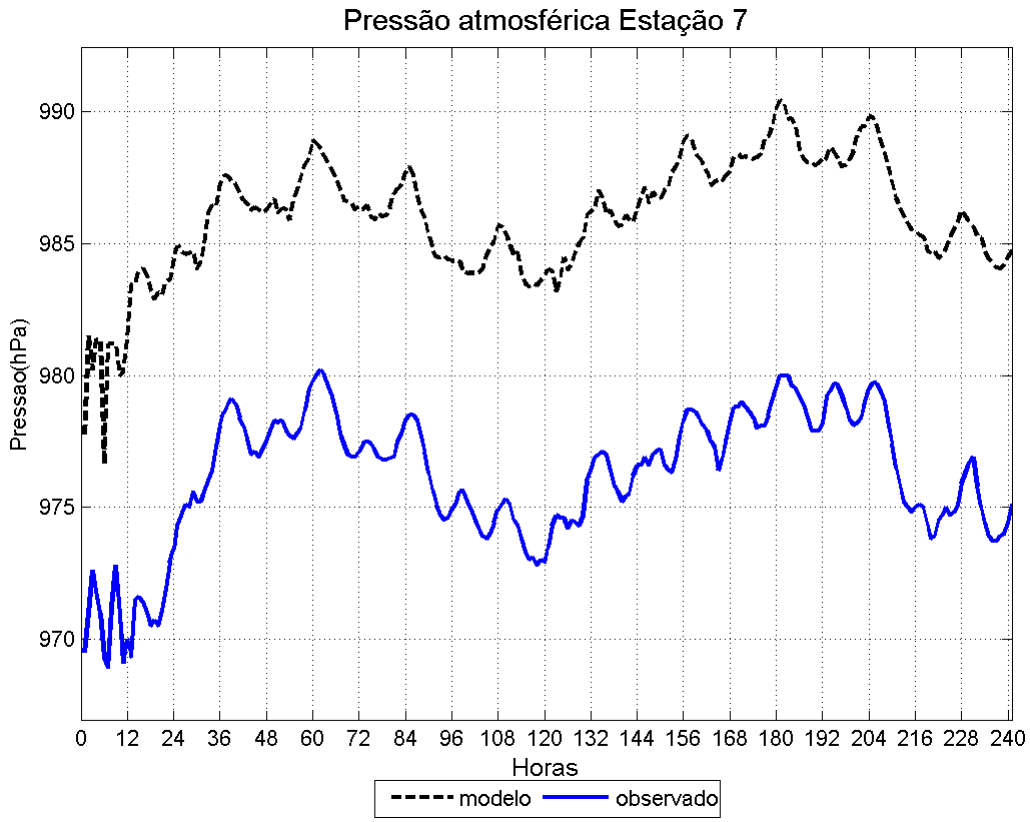

Figura 4.1.2-2 Comparação entre os dados do modelo e observados de pressão atmosférica para a estação E7. Mesmo com diferenças para os valores simulados e observados existe uma ótima correlação entre eles.

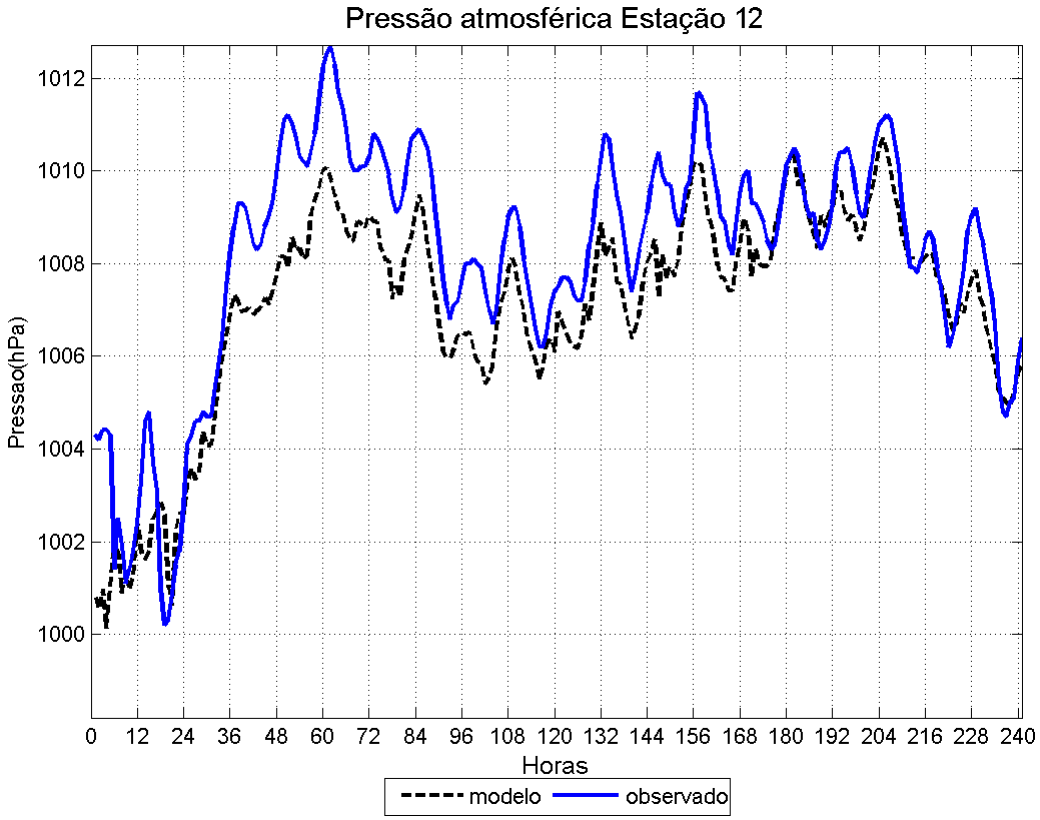

Figura 4.1.2-3 Comparação entre os dados do modelo e observados de pressão atmosférica para a estação E12. O modelo subestima os valores observados em até 4 hectopascais.

4.1.3. Umidade Específica na superfície:

A Tabela 4.1.3-1apresenta os valores calculados. Como os valores calculados levam em consideração os dados de pressão atmosférica e temperatura, o erro médio apresentado mostra que os valores simulados são inferiores aos dados observados em quase 2 g/kg para algumas estações. Os índices da raiz do erro médio quadrático, assim como o desvio padrão foram razoáveis, próximos a dois, enquanto os valores de correlação, com exceção de algumas estações ficaram em sua maioria acima de 0,7 que indica uma boa correlação.

Tabela 4.1.3-1 Valores de erro médio (EM), raiz do erro médio quadrático (RMSE), desvio padrão do erro (STDE) e correlação de Pearson (CORR) de umidade específica para cada uma das estações meteorológicas utilizadas para validação do modelo WRF.

Umidade específica (g/kg)				
Estações	EM	RMSE	STDE	CORR

E1	-0,69	1,35	1,16	0,81
E2	-1,63	2,16	1,41	0,84
E3	-1,35	1,87	1,29	0,66
E4	-0,63	2,09	2,00	0,37
E5	-0,80	1,50	1,27	0,77
E6	-1,32	1,84	1,28	0,78
E7	-1,20	1,59	1,04	0,83
E8	-1,02	1,88	1,57	0,56
E9	-0,08	1,63	1,63	0,46
E10	-0,07	1,58	1,58	0,64
E11	1,07	2,24	1,97	0,29
E12	-0,20	1,94	1,93	0,26
E13	-1,42	1,83	1,16	0,62

Na estação um e três, (E1) e (E3) os valores da umidade específica ficaram bem próximos aos valores simulados, com exceção de alguns períodos onde os dados do modelo subestimam os valores observados no mesmo período. Este fato pode estar relacionado a influência das brisas marítima terrestre nestas regiões que ficam próximas a costa e sofrem influência direta da Lagoa dos Patos. Na estação dois (E2), o modelo subestima os dados observados em praticamente todo o período de estudo, com exceção de alguns valores mínimos. Para a estação quatro (E4) o modelo coincide com alguns valores máximos observados, porém na maioria do período simulado os valores são diferentes, principalmente quando há uma rápida diminuição da umidade específica.

Para estes períodos onde a variação é muito abrupta o modelo não consegue reproduzir os dados observados.

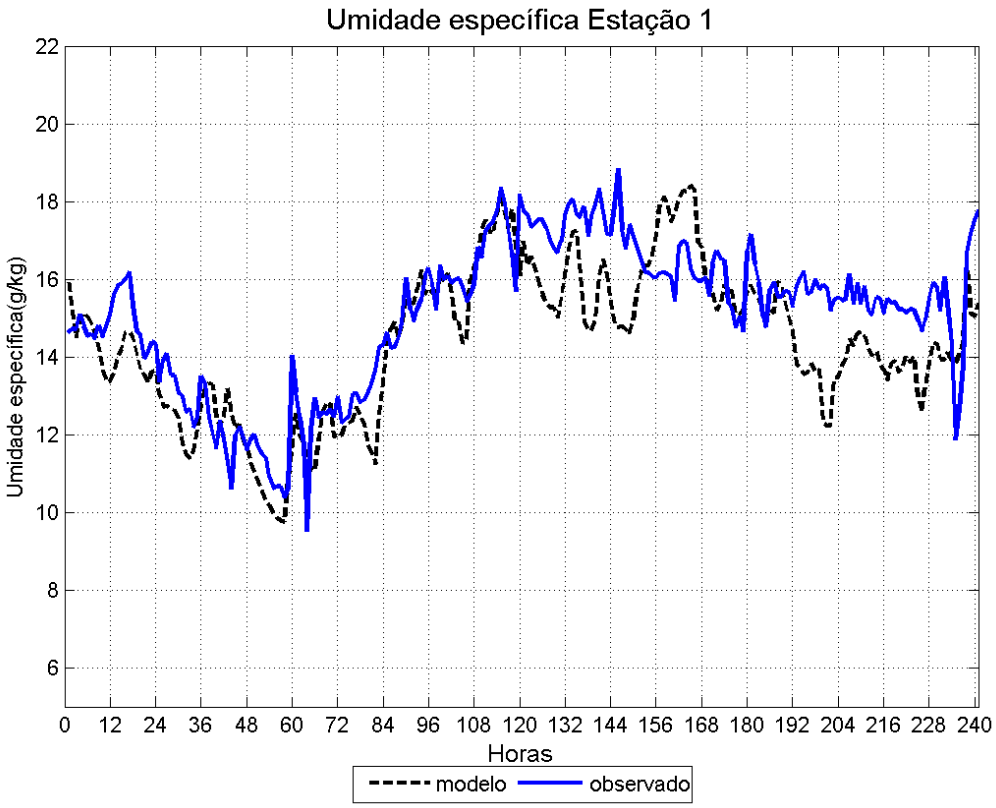

Figura 4.1.3-1 Comparação entre os dados do modelo e observados de umidade específica para a estação E1. O modelo representou de forma coerente os dados observados.

Nas estações cinco, seis, sete e oito (E5), (E6), (E7) e (E8) observa-se que nos períodos de máximo valor para a umidade específica o modelo, em alguns casos, consegue simular com precisão os dados observados, mas para os valores mínimos o modelo sempre subestima a observação.

Nas estações nove, dez, onze e doze em determinados períodos os valores da umidade foram superestimados pelo modelo. Para os tempos em que os dados observados são subestimados observou-se que os valores estão invertidos, ou seja, enquanto os valores das estações apresentam o máximo os valores simulados apresentam o mínimo.

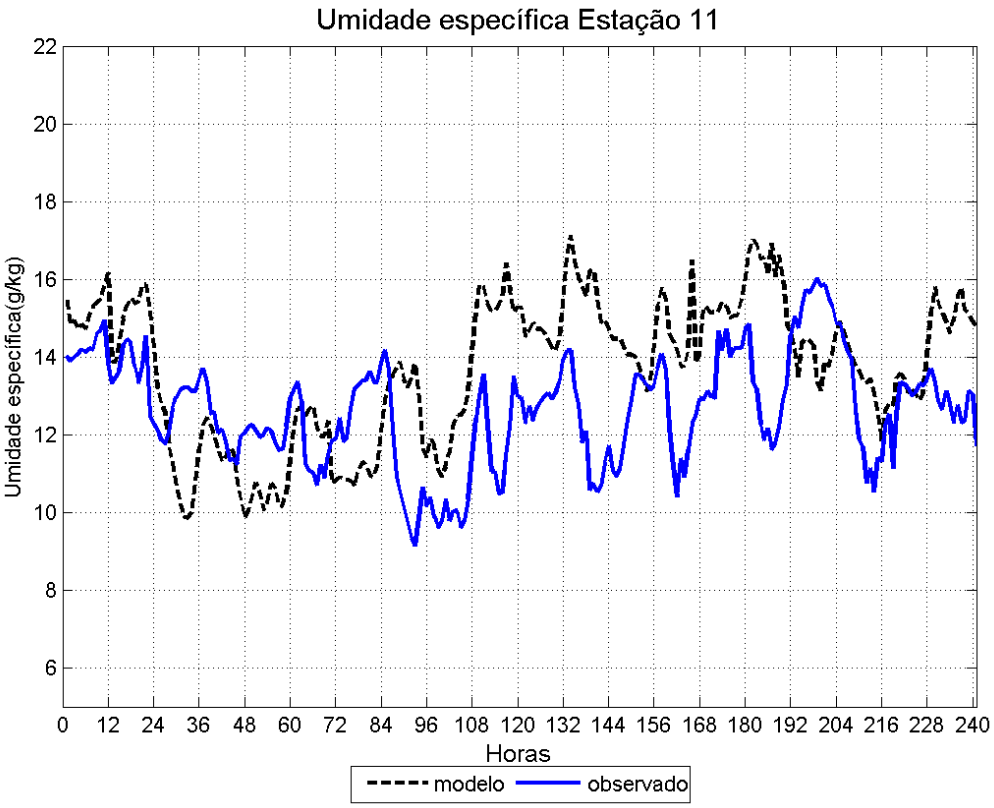

Figura 4.1.3-2 Comparação entre os dados do modelo e observados de umidade específica para a estação E11 com máximos e mínimos fora de fase em alguns períodos.

Na estação doze (E12) os valores simulados foram todas abaixo dos valores observados, porém na maioria do período estão em fase com exceção das últimas horas de simulação onde os obtidos pelo modelo diferem em até 3 g/kg dos dados observados.

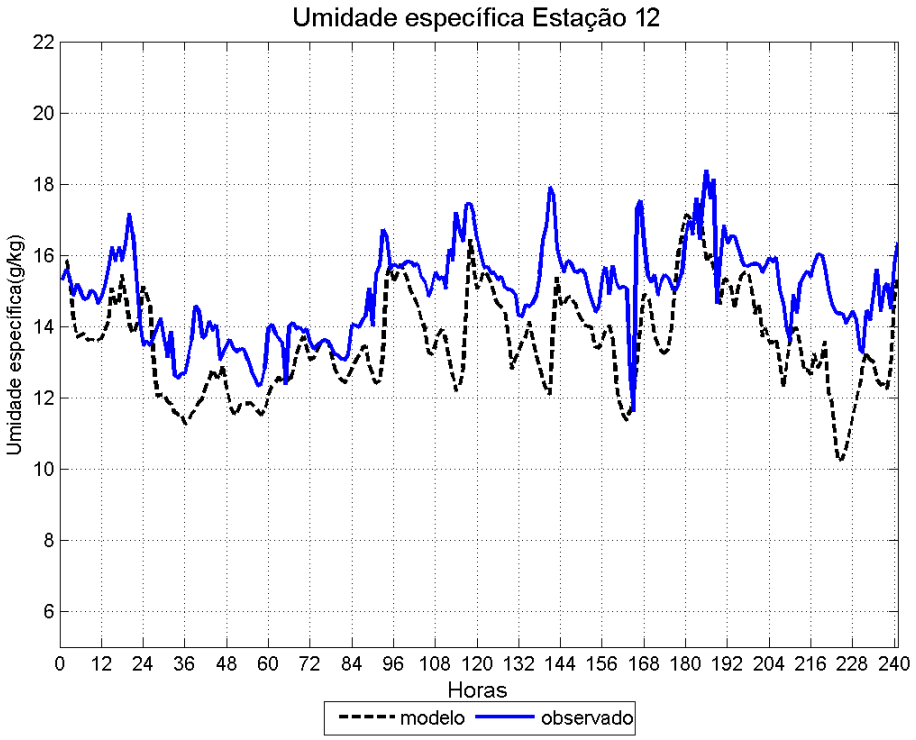

Figura 4.1.3-3 Comparação entre os dados do modelo e observados de umidade específica para a estação E12. O modelo subestimou a umidade específica da região.

4.1.4. Velocidade do vento na superfície:

Os dados para a velocidade do vento na superfície gerados pelo modelo são medidos à dez metros do solo seguindo a coordenada *eta*. A análise da velocidade do vento à dez metros mostra que na maioria dos casos o modelo superestima os valores dos dados observados, porém a diferença entre os valores das velocidades do vento não ultrapassa 2 m/s. A baixa correlação para estes valores, pode estar relacionado à dificuldade que o modelo possui de simular o vento durante a noite, conforme abordado por Zhang et al (2009) e Silva Junior (2009).

Tabela 4.1.4-1 Valores de erro médio (EM), raiz do erro médio quadrático (RMSE), desvio padrão do erro (STDE) e correlação de Pearson (CORR) do vento na superfície para cada uma das estações meteorológicas utilizadas para validação do modelo WRF.

Velocidade do Vento (m/s)				
Estações	EM	RMSE	STDE	CORR
E1	-0,07	1,67	1,66	0,37
E2	0,93	2,01	1,79	0,14
E3	-1,73	2,75	2,14	0,25
E4	-1,06	2,10	1,81	0,31

E5	0,07	1,42	1,42	0,49
E6	-0,05	1,31	1,31	0,47
E7	0,21	1,21	1,19	0,35
E8	-0,50	1,63	1,55	0,15
E9	0,09	1,20	1,20	0,36
E10	1,03	1,51	1,10	0,49
E11	0,53	1,20	1,08	0,59
E12	1,49	2,01	1,35	0,08
E13	1,35	1,64	0,94	0,53

A variação na direção do vento para a estação um (E1), é bem representada pelo modelo assim como para estações dois, três e quatro (E2), (E3) e (E4). Nas estações um e dois a intensidade do vento é superestimada pelo modelo, já nas estações três e quatro o modelo subestima a intensidade do vento em todo o período.

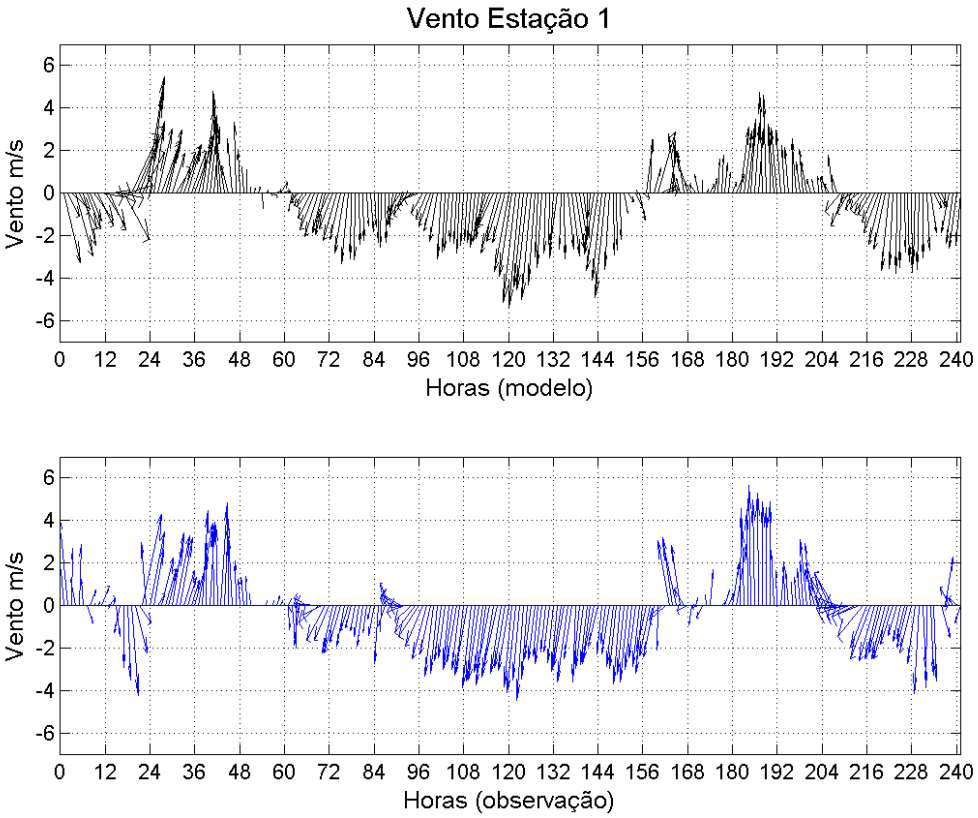

Figura 4.1.4-1 Comparação entre os dados do modelo e observados de direção e intensidade do vento para a estação E1. Houve boa acurácia para a direção e intensidade do vento.

Nas estações cinco e seis a direção do vento em alguns momentos não coincide com os dados observados. A intensidade do mesmo é subestimada pelo modelo com

relação aos valores máximos. Na estação sete (E7) a direção é coerente com os dados observados no entanto, a intensidade do vento foi superestimada pelo modelo no período entre sessenta e noventa e seis horas. No tempo restante de simulação o vento é subestimado pelo modelo. Para a estação oito (E8) o modelo subestima a intensidade do vento no período entre vinte e quatro e quarenta e oito horas, para o tempo restante de simulação os valores são subestimados, mas as direções são coerentes com os dados observados.

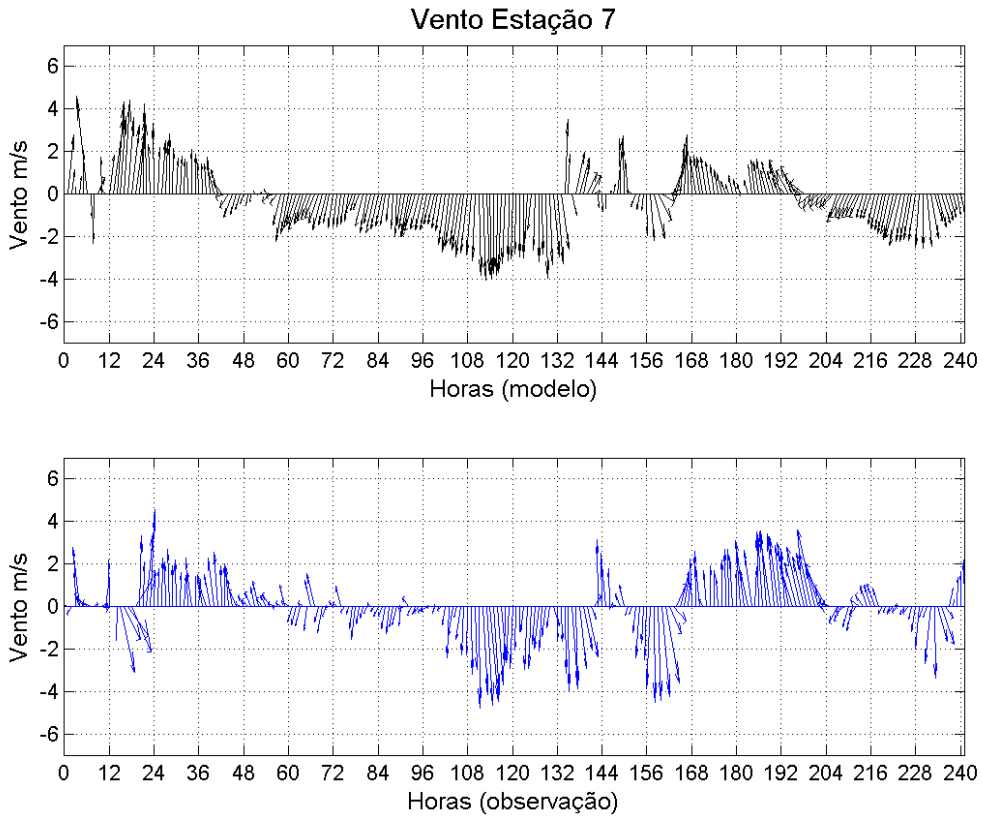

Figura 4.1.4-2 Comparação entre os dados do modelo e observados de direção e intensidade do vento para a estação E7. Houve boa acurácia para a direção do vento, porém o modelo subestimou as intensidades em determinados períodos.

Para a estação nove e onze, durante a maior parte do período simulado a direção do vento foi bem representada pelo modelo, com exceção de alguns períodos, onde os dados observados mostram a inversão do sentido do vento que não foi descrita pelo modelo. A intensidade da velocidade do vento coincide em alguns intervalos de tempo, mas de maneira geral é superestimada pelo modelo. Na estação dez o modelo foi falho na representação da direção e intensidade do vento. Os valores das intensidades foram superestimados pelo modelo durante todo o período.

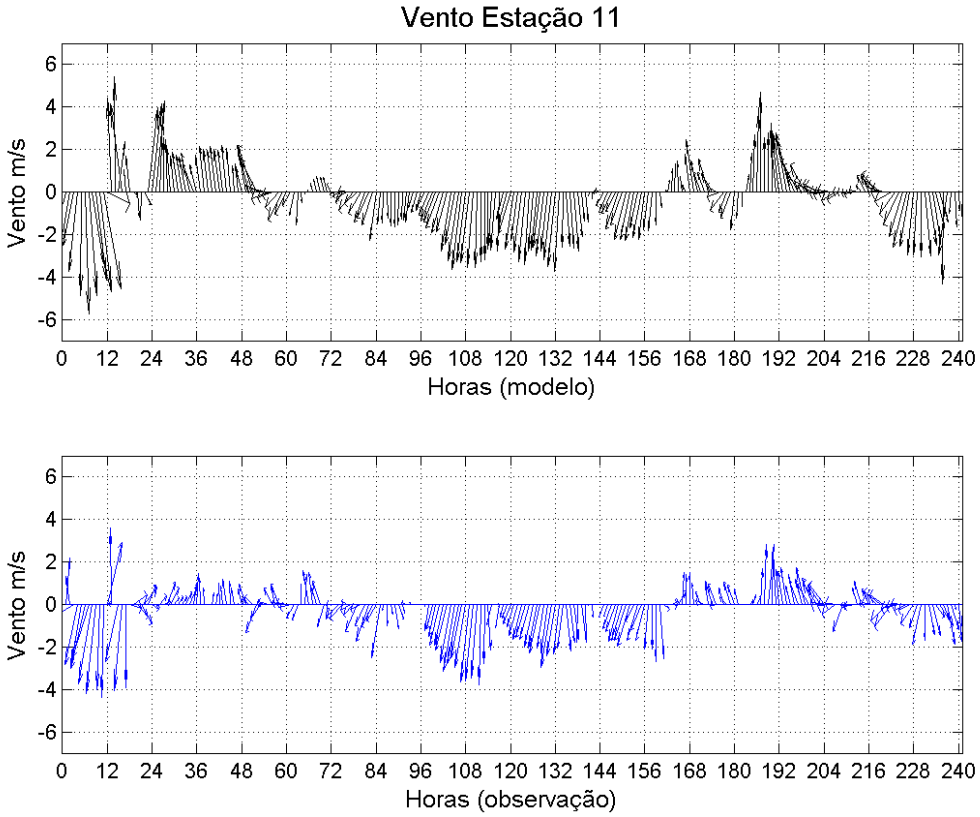

Figura 4.1.4-3 Comparação entre os dados do modelo e observados de direção e intensidade do vento para a estação E11. Houve boa acurácia para a direção e intensidade do vento.

RESULTADOS DAS SIMULAÇÕES

4.1.5. Análise do campo de vento horizontal

Os resultados abaixo se referem a simulação básica onde foram modelados todas as variáveis contidas nos dados de entrada. Analisaram-se as variáveis: intensidade e direção do vento, temperatura a dois metros e umidade específica para a grade com resolução de 3 km x 3 km (9 km2). A fim de ajustar o tempo de spin-up do modelo, as análises foram feitas a partir das 12 UTC (9 HL) do dia dezesseis de março de 2012.

Neste período a região de estudo encontrava-se sobre a influência de uma alta pressão e temperaturas elevadas, estes fatores evidenciam a presença de circulações locais (Bogault, 2000).

4.1.6. Simulação básica:

As 15 UTC (12 HL) a presença da brisa lacustre foi observada na Lagoa Mirim. Na borda leste o vento possui direção norte-sul e obstrui os ventos que sopram do oceano gerados pela brisa marítima. Este mesmo efeito foi observado com menor intensidade na borda leste da Lagoa Mangueira. Sobre a Lagoa dos Patos, o efeito da brisa lacustre combinado ao efeito da brisa marítima não permitiu observar a divergência dos ventos sobre a mesma, no entanto a brisa gerada pela Lagoa condiciona a entrada do vento no continente.

A intensidade da brisa marítima sobre as Lagoas acentuou-se as 18 UTC (15 HL) sendo predominante sobre a Lagoa Mirim, Lagoa Mangueira e nas regiões do continente próximas a elas, com ventos na direção sudoeste. Sobre a Lagoa dos Patos observou-se, na latitude entre 31° e 31,5° a divergência dos ventos gerada pela brisa lacustre, diminuindo a ação da brisa marítima nesta região. Nas demais porções da Lagoa o vento é predominantemente de oeste.

As 21 UTC (19 HL) a brisa marítima foi superior a todas as brisas lacustres e o vento sopra predominantemente na direção oeste sobre a Lagoa dos Patos e o continente, enquanto na região das Lagoas Mirim e Mangueira o vento possui direção sudoeste.

Sobre o oceano, regiões lagunares e regiões costeiras o vento começa a girar no sentido anti-horário as 0 UTC (21 HL), soprando na direção sudoeste com intensidade de 10 m/s.

Às 3 UTC (0 HL) o vento tem sua intensidade reduzida sobre as porções de terra localizadas na flecha da Lagoa dos Patos, na borda oeste da mesma e na região entre as Lagoas Mirim e Mangueira. Nesta última observou-se ainda que há uma divergência nos ventos, onde estes sopram no sentido das Lagoas caracterizando a brisa terrestre.

Às 6 UTC (3HL) a intensidade do vento sobre o continente em toda a região de estudo é reduzida em até 5 m/s em determinadas regiões evidenciando o efeito da brisa terrestre sobre o vento sinótico na superfície. Entre as latitudes -32° e -32,5° há divergência dos ventos tendendo a assumir a direção sul.

Às 9 UTC (6 HL) a intensidade do vento sobre o continente ainda é de 5 m/s e na borda oeste da Lagoa Mirim os ventos assumem direção sul. Sobre a Lagoa Mangueira e região costeira próxima a ela os ventos tendem a assumir direção sul. Na borda oeste da Lagoa dos Patos os ventos sopram na direção da Lagoa, e na borda leste o vento é divergente, soprando em direção à Lagoa e também para o oceano.

Às 12 UTC (9 HL) a temperatura da terra nas proximidades das Lagoas e do oceano aumenta, diminuindo o efeito da brisa terrestre que é gerada pelo gradiente de temperatura e os ventos iniciam a rotação no sentido horário. A medida que a temperatura da terra torna-se maior do que a da água (15 UTC (12HL)) a brisa lacustre e marítima são evidenciadas. Sobre a Lagoa Mirim e dos Patos os ventos são divergentes no sentido do continente e opõem-se à brisa marítima na borda leste de ambas as Lagoas. A brisa lacustre gerada pela Lagoa Mangueira é de menor intensidade, sendo que sobre ela observou-se ainda o efeito da brisa lacustre gerada pela Lagoa Mirim.

Às 18 UTC (15 HL) a brisa lacustre ainda opõe-se aos ventos vindos do oceano. Nas proximidades das Lagoas o vento é condicionado pela brisa lacustre tendo maior intensidade, quando comparado com o restante do continente. Na região costeira observou-se a convergência dos ventos gerados pela brisa marítima e lacustre.

A brisa marítima assume maior intensidade as 21 UTC (19 HL) e com isto começa a vencer os efeitos da brisa lacustre tornando-se predominante sobre a região de estudo, penetrando sobre o continente.

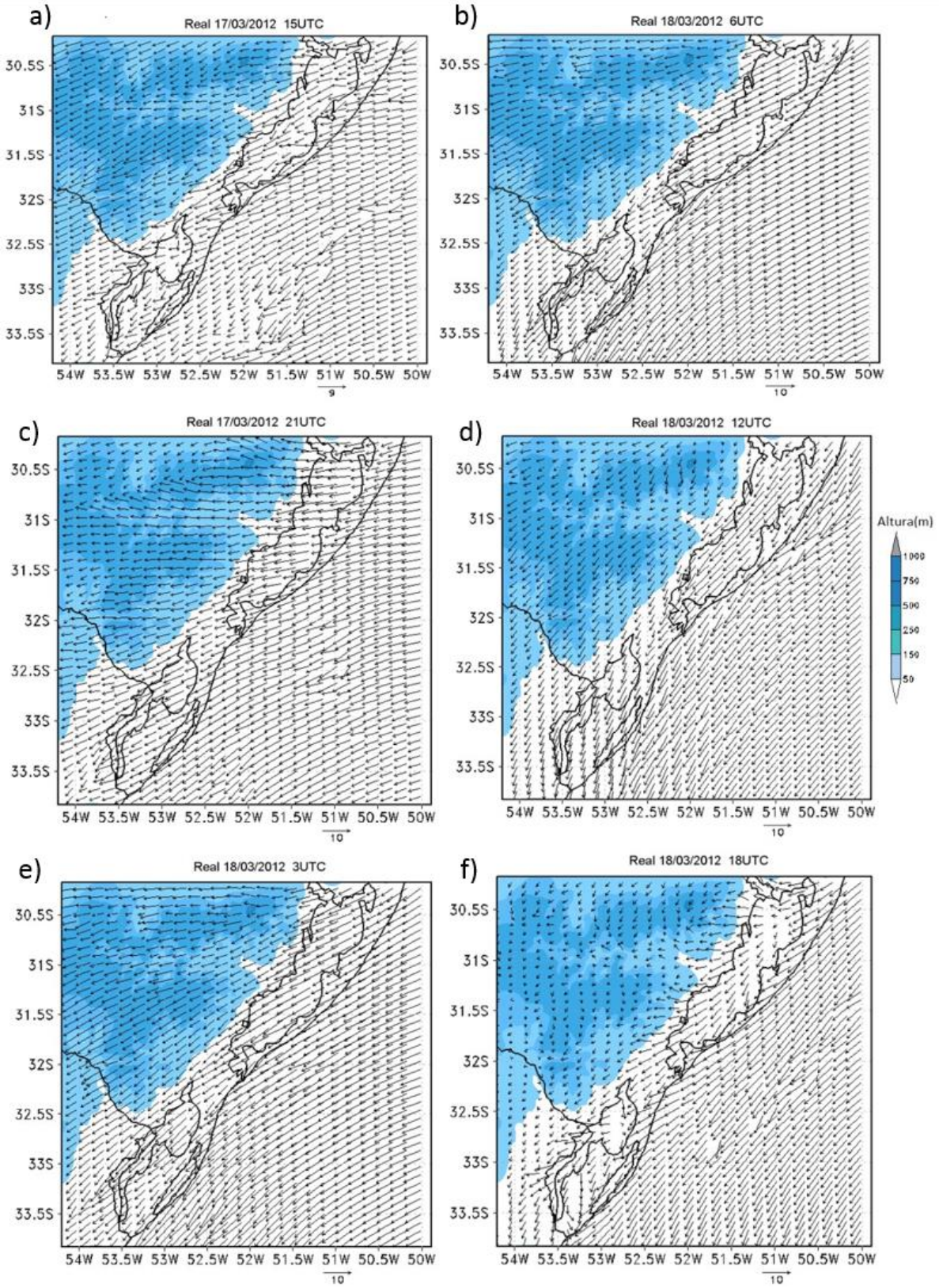

Figura 4.1.6-1 Direção e intensidade do vento a dez metros para a simulação básica. Grade com resolução de 3 km x 3 km. Os horários correspondem a análise feita para avaliação das brisas marítima, lacustre e terrestre. A figura a) corresponde ao horário das 15 UTC (12HL), a figura b) corresponde às 6 UTC (3 HL),

a figura c) corresponde às 21 UTC (19 HL), a figura d) corresponde às 12 UTC (9HL). A figura e) corresponde às 3 UTC (0 HL) e a figura f) corresponde as 18 UTC (15 HL).

4.1.7. Simulação sem as componentes sinóticas

Às 15 UTC (12 HL) entre as latitudes -32,5° e -31° o vento, vindo do oceano, penetra o continente com direção oeste e sofre divergência sobre a Lagoa dos Patos. Este fenômeno está relacionada a brisa lacustre que atua no sentido contrário a brisa na borda leste da Lagoa se opondo a brisa marítima gerada pelo oceano. Nas latitudes entre -33,5° e -32,5° o vento proveniente do oceano possui direção sudoeste próximo à costa, e penetra no continente condicionando os ventos sobre a região mais larga da Lagoa Mirim. Na porção de terra entre as Lagoas Mirim e Mangueira a brisa lacustre é predominante sobre o efeito da brisa marítima, os ventos nesta região tem intensidade reduzida e tendem a convergirem. Na borda oeste da região mais estreita da Lagoa Mirim os ventos acompanham a curvatura da mesma indicando a presença da brisa lacustre.

A brisa gerada na borda leste da Lagoa Mangueira obstrui a penetração da brisa marítima, fazendo com que esta tenha intensidade reduzida na costa e contorne o continente.

Às 18 UTC (15 HL) a brisa marítima é predominante sobre a Lagoa Mangueira e adentra o continente até as proximidades da borda leste da Lagoa Mirim. Entre as latitudes -33° e -33,5° a brisa lacustre na Mirim é predominante e obstrui a passagem da brisa marítima, reduzindo a intensidade da mesma sobre o continente. A brisa lacustre gerada na borda leste da Lagoa dos patos, não possui intensidade suficiente para impedir o avanço da brisa marítima que se soma a brisa lacustre na borda oeste, intensificando a ação dos ventos no continente. A intensidade da brisa marítima aumenta e as 21 UTC (19 HL), 9 m/s, condiciona a entrada do vento no continente sobrepondo-se as brisas lacustres, fazendo com que o vento possua direção oeste. Estas características da direção do vento continuam as 0 UTC (21 HL) do dia dezoito de março com exceção da região sobre a Lagoa dos Patos onde os ventos começam a girar no sentido anti-horário.

Às 3 UTC (0 HL) o vento com direção oeste, vindo do oceano é predominante, no entanto no limite entre o continente e o oceano nas latitudes entre -32° e -32,5° o vento

possui direção sudoeste. Sobre a Lagoa dos Patos a direção é a mesma observada anteriormente e nas proximidades da borda oeste ocorre uma redução da intensidade do vento.

Esta redução da intensidade do vento foi observada as 6 UTC (3 HL), 2 m/s, e também as 9 UTC (6 HL), 1 m/s, em determinadas regiões. A direção do vento mantém a mesma, sudoeste, sobre o continente e lagoas, com intensidade de 7 m/s, e predominantemente oeste no oceano.

Às 12 UTC (9 HL) os ventos provenientes do oceano novamente começam a predominar a região influenciada pela brisa terrestre, ocasionando um aumento na intensidade dos ventos sobre o continente que passa a ser de 4 m/s, e também rotação no sentido horário.

A brisa lacustre desenvolvida sobre a Lagoa dos Patos e Mirim, condicionou os ventos oriundos do oceano as 15 UTC (12 HL). A brisa lacustre na Mangueira é sobreposta pela brisa marítima.

Às 18 UTC (15 HL) a brisa marítima aumenta sua intensidade e às 21 UTC (19 HL) sobrepõe a brisa lacustre em todas as Lagoas.

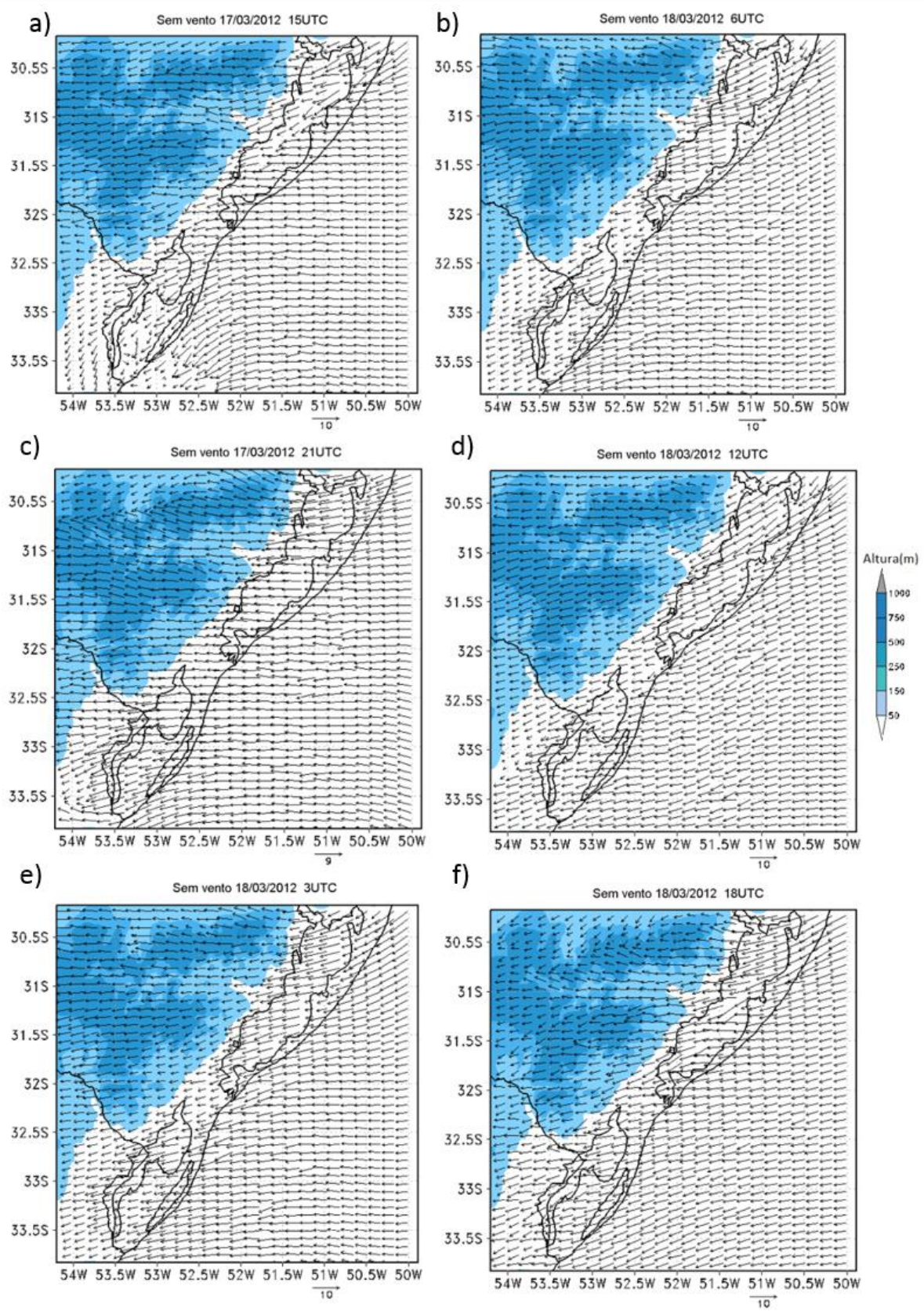

Figura 4.1.7-1 Direção e intensidade do vento a dez metros para a simulação sem as componentes U e V. Grade com resolução de 3 km x 3 km. A figura a) corresponde ao horário das 15 UTC (12HL), a figura b)

corresponde às 6 UTC (3 HL), a figura c) corresponde às 21 UTC (19 HL), a figura d) corresponde às 12 UTC (9HL). A figura e) corresponde às 3 UTC (0 HL) e a figura f) corresponde as 18 UTC (15 HL).

4.1.8. Comparação entre as simulações

Foram comparadas a intensidade e a velocidade do vento para a simulação básica e simulação sem o vento sinótico. Através da diferença entre os dados de vento das duas simulações foi estimada a contribuição do vento sinótico.

A intensidade do vento gerado pelas brisas, não ultrapassam 2m/s para o período simulado na cidade de Rio Grande (-32° de latitude e -52° de longitude). A brisa terrestre apresentou-se com intensidade baixa, próxima a 1 m/s.

Já a brisa marítima atua no mesmo sentido do vento sinótico colaborando para o aumento da velocidade do mesmo.

Através da análise dos hodógrafos construídos para a região de Rio Grande observou-se que o vento sinótico interfere no padrão de formação das brisas marítima, lacustre e terrestre. A simulação sem a interferência do vento sinótico propicia a formação da brisa terrestre e da brisa marítima e lacustre que é evidenciada através do hodógrafo da Figura 4.1.8-1 (a), onde há a inversão da direção do vento característica da brisa marítima/lacustre e terrestre. Na Figura 4.1.8-1 (c), onde as componentes sinóticas somam-se a brisa, observou-se que a brisa terrestre não é intensa o suficiente para que haja a inversão do vento.

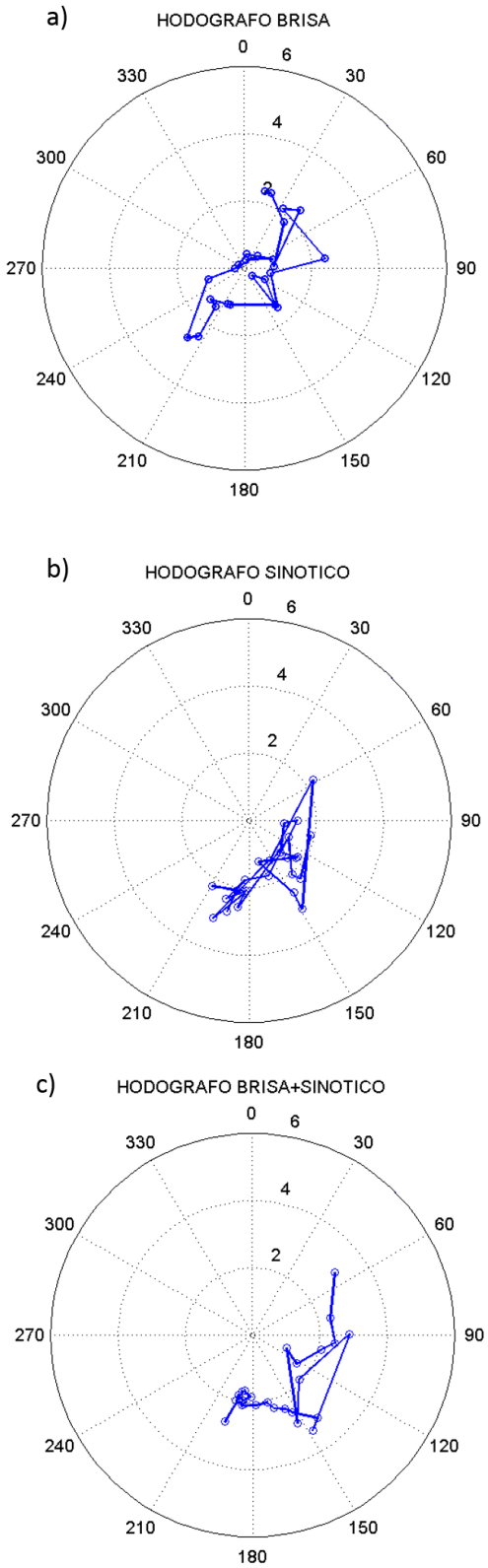

Figura 4.1.8-1 a) comparação entre os hodógrafos da simulação sem vento (brisa). b) diferença entre as duas simulações (sinótico) e; c) simulação básica (brisa + sinótico) para a direção e intensidade do vento a 10 m na cidade de Rio Grande.

4.1.9. Campo de vento vertical:

O perfil de vento vertical foi realizado através das componentes U, V e W até o décimo quarto nível do modelo que possui altura média de 5,5 km e 6 km.

Foram analisados três cortes realizados para as latitudes e longitudes correspondentes em cada região conforme a figura 4.19. A distância entre o ponto inicial e final de cada perfil vertical foi de cento e onze quilômetros. A análise dos perfis verticais teve início no horário das 15 UTC (12 HL) do dia dezessete de março.

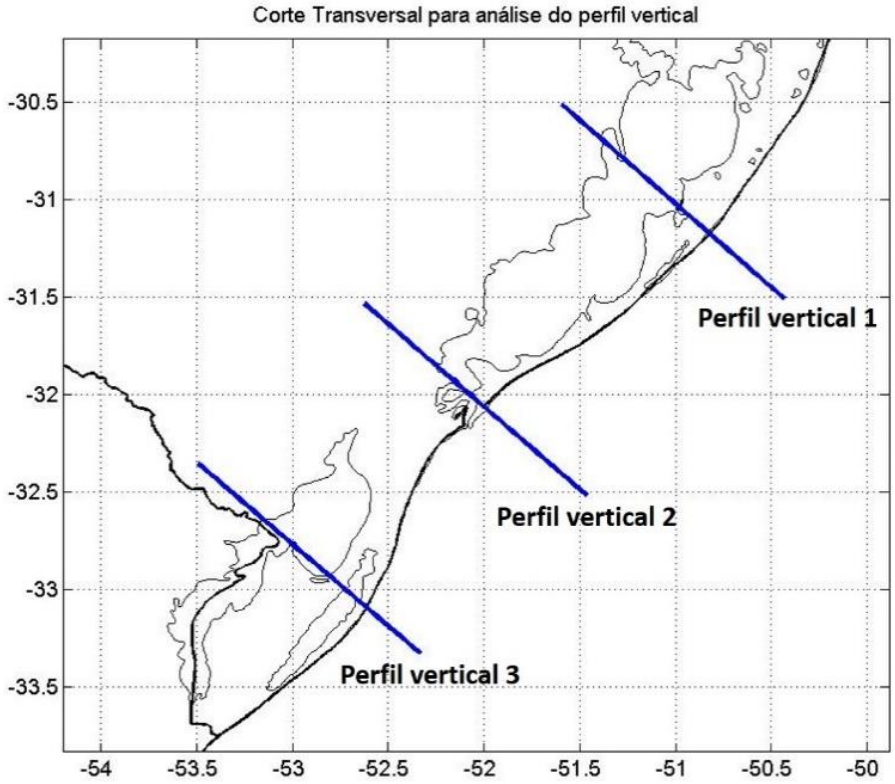

Figura 4.1.9-1 Perfil vertical 1 com início na latitude -30,51° e longitude -51,59° e término em -31,50° de latitude e -50,43° de longitude. Perfil vertical 2 com início na latitude -31,53° e longitude -52,62° e término em -32,51°de latitude e -51,46° de longitude. Perfil vertical 3 com início na latitude -32,26° e longitude -53,58° e término em -33,24° de latitude e -52,42° de longitude.

Às 15 UTC (12 HL) a formação das células de circulação são ascendentes nos limites entre o continente e as Lagoas e também ao oceano. Nas regiões do continente onde a topografia é caracterizada por vales e montanhas, observou-se a formação de células ascendentes, correspondentes a formação da brisa de vale-montanha. Esta brisa teve intensidade maior na simulação sem o vento sinótico.

Às 18 UTC (15 HL) as células de circulação ascendentes estão na região do continente comprovando o fenômeno da brisa marítima e lacustre. Na simulação básica a brisa de vale montanha foi intensificada, já na simulação sem o vento sinótico esta brisa tem sua intensidade reduzida, porém as brisas lacustres e marítimas possuem maior intensidade, conforme observado nas células ascendentes. Às 21 UTC (19 HL) constatou-se uma diminuição na intensidade das de circulação tanto para o movimento ascendente, como para o descendente. Na simulação sem o vento sinótico há uma maior quantidade de células de circulação quando comparadas com a simulação básica.

À medida que a terra começa a resfriar-se, entre as 0 UTC (21 HL) e 3 UTC (0 HL), as células com movimento descendente começam a tomar conta do continente e as células ascendentes formam-se sobre as regiões aquosas comprovando o fenômeno da brisa terrestre. Na simulação sem as componentes sinóticas a brisa de vale-montanha foi mais bem caracterizada com intensidade e proporção maior do que na simulação básica.

A brisa terrestre alcança sua intensidade máxima próximo as 9 UTC (6 HL) e é mais bem evidenciada na simulação sem as componentes sinóticas.

Às 12 UTC (9 HL) as células ascendentes ainda encontram-se sobre as regiões aquosas, porém com menor intensidade. Há células de circulação descendentes sobre a região do continente e na simulação sem o vento sinótico a brisa de vale-montanha foi evidenciada, assim como uma maior quantidade de células de circulação ao longo das regiões analisadas.

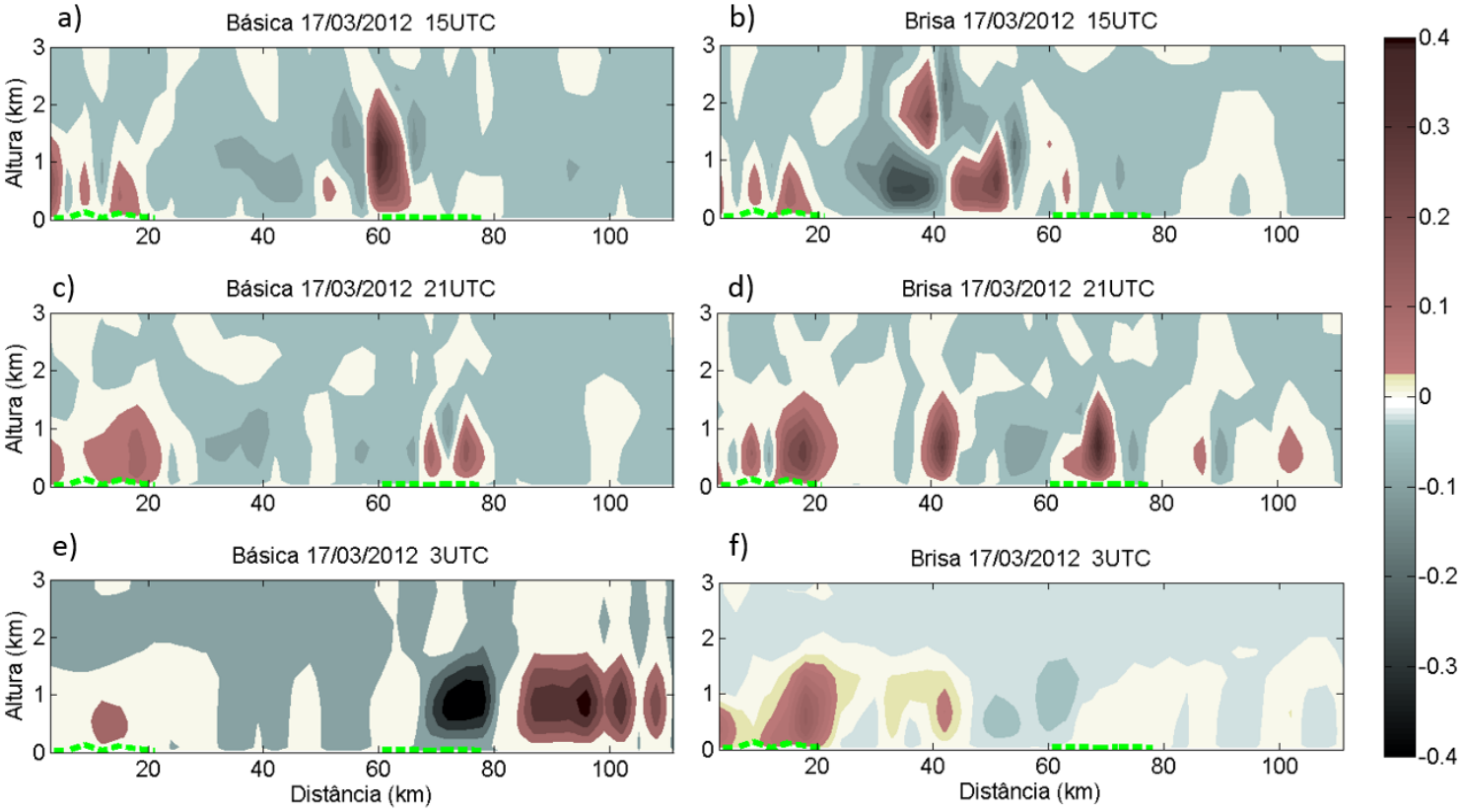

Figura 4.1.9-2 Análise das células ascendentes (velocidade positiva), e descendentes (velocidade negativa) para o perfil vertical um com início na latitude -30,51° e longitude -51,59° e término em -31,50° de latitude e -50,43° de longitude para a simulação básica (Vento na vertical) e simulação idealizada (Vento na vertical (brisa)). A barra em verde indica as porções de terra. Os horários das 15 UTC (12 HL), 21 UTC (19 HL) e 3 UTC (0 HL) correspondem as figuras a), b) e c) para a simulação básica e b), d) e f) para a simulação sem as componentes sinóticas, respectivamente.

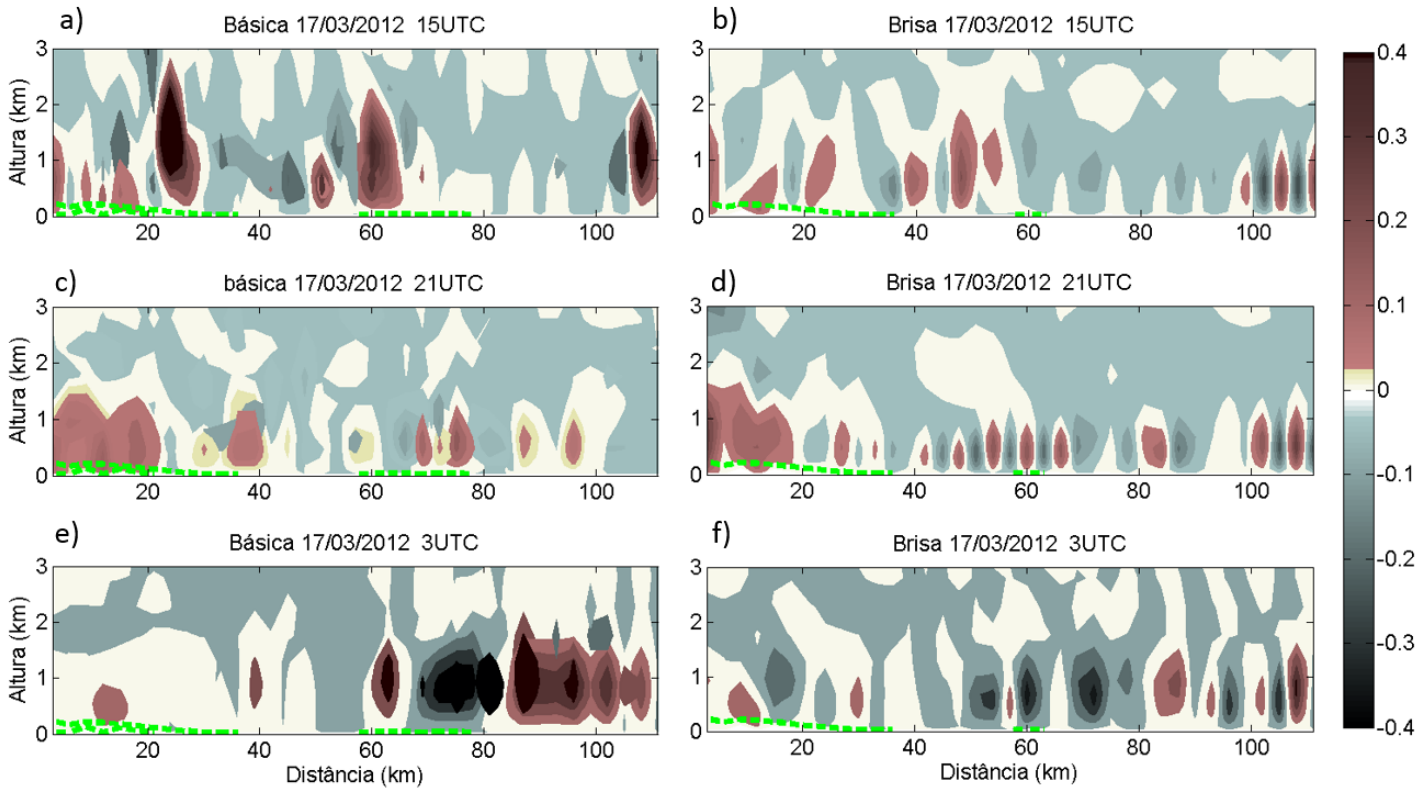

Figura 4.1.9-3 Análise das células ascendentes (velocidade positiva), e descendentes (velocidade negativa) para o perfil vertical dois com início na latitude -31,53° e longitude -52,62° e término em -32,51°de latitude e -51,46° de longitude para a simulação básica (Vento na vertical) e simulação idealizada (Vento na vertical (brisa)). A barra em verde indica as porções de terra. Os horários das 15 UTC (12 HL), 21 UTC (19 HL) e 3 UTC (0 HL) correspondem as figuras a), b) e c) para a simulação básica e b), d) e f) para a simulação sem as componentes sinóticas, respectivamente.

.

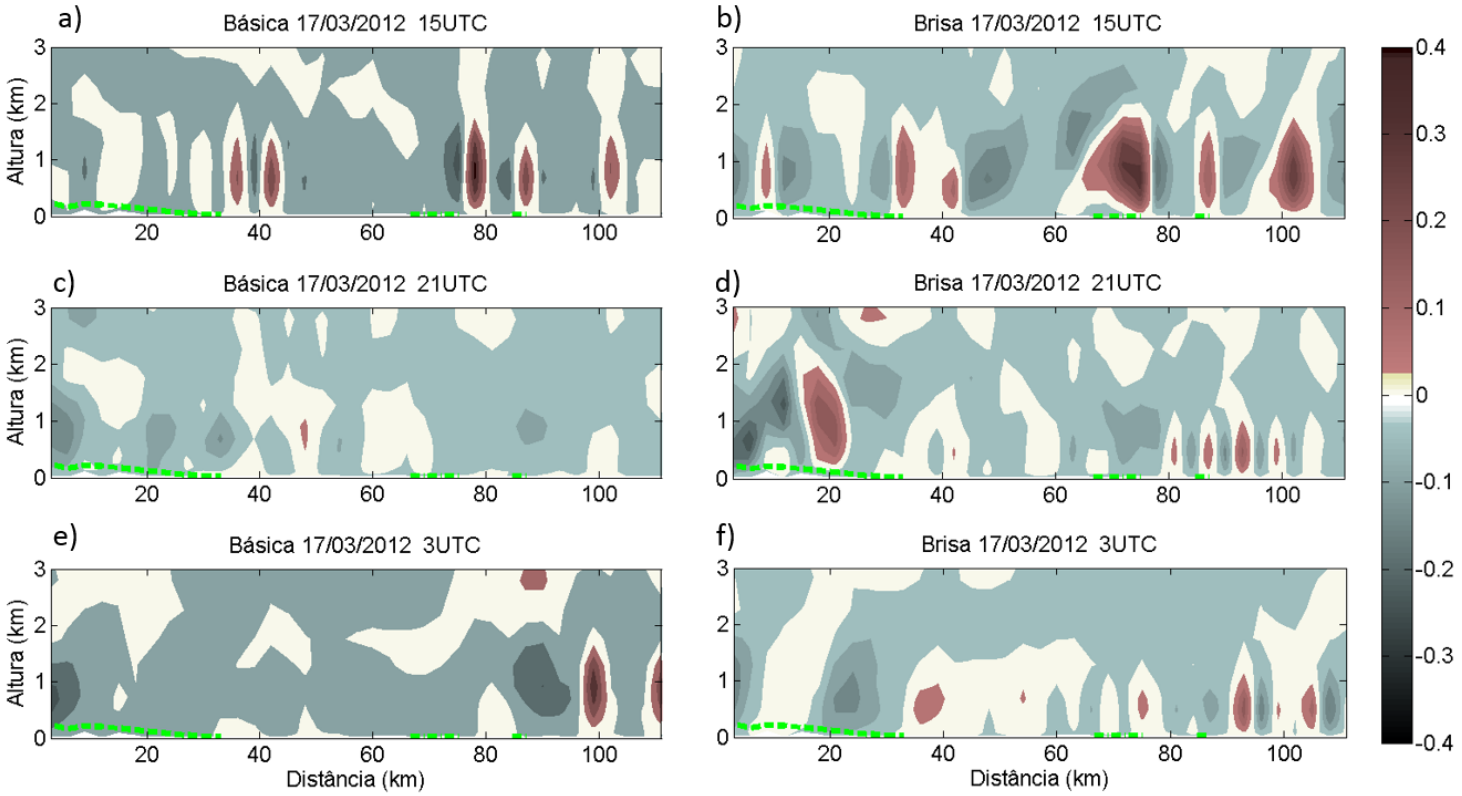

Figura 4.1.9-4 Análise das células ascendentes (velocidade positiva), e descendentes (velocidade negativa) para o perfil vertical três com início na latitude -32,26° e longitude -53,58° e término em -33,24° de latitude e -52,42° de longitude para a simulação básica (Vento na vertical) e simulação idealizada (Vento na vertical (brisa)). As barras em marrom indicam as porções de terra. Os horários das 15 UTC (12 HL), 21 UTC (19 HL) e 3 UTC (0 HL) correspondem as figuras a), b) e c) para a simulação básica e b), d) e f) para a simulação sem as componentes sinóticas, respectivamente.

CAPÍTULO 5: CONCLUSÃO

A simulação realizada para a avaliação do modelo permitiu concluir que o mesmo apresentou resultados bem próximos dos valores observados para as variáveis de temperatura na superfície e umidade específica. Através da análise do erro médio para ambas as variáveis concluiu-se que o modelo é mais frio e mais úmido do que realmente se observou na atmosfera.

A comparação da intensidade e direção do vento apresentou resultados satisfatórios considerando que está variável apresenta valores pontuais e pode sofrer a influência de diversos fatores locais nas medidas das estações para os valores observados e de parametrização do modelo para os dados simulados.

Através da análise do vento horizontal constatou-se que a brisa marítima é parcialmente obstruída pela brisa lacustre entre as 15 UTC e 20 UTC, após este período a brisa marítima vence a brisa lacustre e penetra o continente até que ocorra a inversão do gradiente de temperatura entre a região aquosa e do continente e as condições sejam propícias para a formação da brisa terrestre. Isto ocorreu as 3 UTC quando o vento iniciou um giro no sentido anti-horário mudando gradualmente a sua direção influenciado pela brisa terrestre, no entanto, através da construção de hodógrafos, não se observou a inversão total do vento na simulação básica, isto ocorreu apenas na simulação idealizada onde não houve a influência do vento sinótico.

O perfil vertical do vento é caracterizado pelas células de circulação associadas a componente W do vento, que pode ser ascendente ou descendente. Quando o ar é aquecido sobre determinada região, forma-se uma célula de circulação ascendente. Quando o ar está mais frio, o movimento é descendente.

Para a simulação básica observou-se que durante o dia as células de circulação ascendentes formam-se preferencialmente sobre o continente comprovando o fenômeno da brisa marítima e lacustre sobre a região de estudo. No período noturno as células de circulação formam-se preferencialmente nas regiões das lagoas e oceano, comprovando o fenômeno da brisa terrestre. Foi observado também a brisa de vale montanha nas

regiões propicias a sua formação. A intensidade dos ventos na direção vertical é inferior à velocidade dos ventos na horizontal. As células de circulação nesta simulação atingiram intensidades máximas de 0,8 m/s para o movimento ascendente e 0,5 m/s para o movimento descendente. Para a simulação em que as componentes zonal e meridional do vento foram suprimidas as intensidades das células de circulação foram menores, mas formaram-se em maior quantidade quando comparadas com a simulação básica.

Como a formação destas células estão diretamente relacionadas ao aquecimento diferenciado entre as superfícies, foi realizada uma comparação entre os valores das temperaturas na superfície para ambas as simulações.

Constatou-se que as temperaturas na simulação básica são inferiores as temperaturas da simulação sem as componentes sinóticas.

Os resultados obtidos para a simulação básica indicam que as brisas marítima/terrestre e lacustre associadas ao vento sinótico colaboram para a manutenção da temperatura, da umidade e do regime de ventos em toda a região de estudo seja bloqueando ou intensificando sua ação.

Na simulação sem o vento sinótico observou-se que a região de estudo tornou-se mais quente e menos úmida além de possuir uma maior variação de temperatura e maior aquecimento das lagoas e também do oceano. A variação de temperatura entre terra e água nesta simulação é maior no período da noite o que explica a maior quantidade de células de circulação nesta simulação.

Estes estudos além de validar o modelo para a região de estudo, permitiram avaliar a formação e a contribuição das circulações locais no Rio Grande do Sul indicando que as mesmas, possuem papel importante nas características do clima da região.

5.1. Sugestões para trabalhos futuros

As condições sinóticas que influenciam o comportamento das brisas atuantes sobre a região de estudo contribuem direta e indiretamente sobre a temperatura e também a umidade relativa no estado do Rio Grande do Sul.

Para melhor entender as dimensões da contribuição das brisas é necessário comparar com os dados observados ambas as simulações, com as componentes

sinóticas e sem as componentes sinóticas, para avaliar a importância das brisas na temperatura, umidade específica, direção do vento e demais variáveis que possam influenciar sobre as condições do clima na região de estudo.

A ação da brisa também está associada a recirculação de poluentes que formam novas moléculas, como por exemplo, o ozônio que é muito nocivo aos habitantes da região e também à vegetação. Sugere-se que seja realizado um estudo através de modelos numéricos para verificar a ação desta sobre as diversas indústrias que emitem poluentes na região estudada.

BIBLIOGRAFIA

ADAME, J. A., J. P. BOLI´VAR, e B. DE LA MORENA.; Surface ozone measurements in the Southwest of the Iberian Peninsula (Huelva, Spain). Environmental Science and Pollution Research., 17, 355–368. 2010.

ANTHES, R. A., The Height of the Planetary Boundary Layer and the Production of Circulation in a Sea Breeze Model. Journal of the Atmospheric Sciences, v. 35, p. 1978

ARAKAWA, A. e LAMB, V. R. Computational design of the basic dynamical processes of the UCLA general circulation model. Computational Methods Physics, v. 17, p. 173-265, 1977.

ATKINSON, B. W. Meso-Scale Atmospheric Circulations. Academic Press, London. p. 125-214, 1981.

BELTRAME, L. F. S. e TUCCI, C. E. M., Estudo para avaliação e gerenciamento da disponibilidade hídrica da Bacia da Lagoa Mirim. Porto Alegre: Instituto de Pesquisas Hidráulicas/UFRGS, v. 1, p. 128.1998.

BOUGEAULT, P., NOILHAN, J., LACARRBRE, P. AND MASCART, P., An experiment with an advanced surface parameterization in a meso-β-model. Part I: Implementation. Monthly Weather Review. 1991.

119: 2358-2373.

BRAGA, M.F.S.; KRUSCHE, N., Análise da Frequência das Velocidades do Vento em Rio Grande*, RS*, Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Campos do Jordão, 1998.

CHALLA, V.S.; INDRACANTI, J.; RABARISSON, M.K.; PATRICK, C.; A simulation study mesoescale coastal circulation in Mississipi Gulf coast. Atmospheric Resarch, v. 91, p. 9-25, 2009.

CHUAN Y. L., WAN. C, CHANG P. L., e SHENG, Y. F.*;* Impact of the Urban Heat Island Effect on Precipitation over a Complex Geographic Environment in Northern Taiwan. Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 50, p. 339-353. 2008

Companhia de tecnologia de saneamento ambiental CETESB. Estudo do Comportamento do Ozônio na Região Metropolitana de São Paulo. São Paulo, 2000. Disponível em: http://www.cetesb.sp.gov.br/ar/qualidade-do-ar/31-publicacoes-e-relatorios

CLOSS D. Foraminíferos e tecamebas da Lagoa dos Patos (RS). Boletim da Escola de Geologia de Porto Alegre, Porto Alegre, v. 11, p. 1-51. 1962.

CRITCHFIELD, H. J. General Climatology. Fouth Edition, New Jersey: PrenticeHall, 1983, 453 p.

CROSMAN, E.; HOREL, J. Sea and Lake Breezes: A Review of Numerical Studies. Boundary-Layer Meteorology 137, v.1, p.1-29, 2010.

DALU, G.A. e PIELKE R. A.;An analytical study of the sea breeze. Journal of the Atmospheric Sciences., 46, 1815-1825. 1989.

DANDOU, A., TOMBROU, M., e SOULAKELLIS, N.: The influence of the City of Athens on the evolution of the sea-breeze front, Bound.- Layer Meteorology, v. 131, p. 35–51, 2009.

DAVIS, W.M.; L.G. SCHULTZ e R. DE C. WARD., An investigation of the sea- breeze. Ann. Harv. Coll. Obs. Cambridge, Mass v. 21, p. 215-263, 1890.

DECARIA, A. Exploring the land/sea breeze circulations. Lead to learn modules, Millersville. 2005.

DELANEY, P.J.V. Fisiografia e geologia da superfície da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. Publicação Especial da Escola de Geologia, UFRGS, Porto Alegre, v.6, 195p, 1965.

DUDHIA, J. Numerical study of convection observed during the winter monsoon experiment using a mesoscale two-dimensional model, Journal of the Atmospheric Sciences, v. 46, p. 3077–3107, 1989.

ESTOQUE, M.A. A theoretical investigation of a sea breeze. Journal of the Atmospheric Sciences, 244-250, 1960.

ESTOQUE, M.A. A theoretical investigation of a sea breeze. Quarl. Journal . Roy. Meteor. Soc., 87,136-146, 1961.

ESTOQUE, M.A. The sea breeze as a function of the prevailing synoptic situation. Journal of the Atmospheric Science, v. 19, p. 244-250, 1962.

EVTYUGINA, M., Poluição fotoquímica na costa portuguesa. Tese de doutoramento. Departamento de Ambiente e Ordenamento, Universidade de Aveiro, 2004.

FERNANDES L.A.D., MENEGAT R., COSTA A.F.U., KOESTER E., PORCHER C.C., TOMMASI A.,KRAEMER G., RAMGRAB G.E., CAMOZZATO E. 1995. Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Rio-Grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico, Revista Brasileira de Geociências, 25(4):375-384.

FORTUNE, M. A. e KOUSKY, V. E. Two Severe Freezes in Brazil: Precursors and Synoptic Evolution. Monthly Weather Review, v. 11, p. 181-196, 1983.

FOWLER, D.; CAPE, J N. Air pollutants In agriculture and horticulture. Butterworth Scientific; London, United Kingdom, p. 3 – 26, 1982.

GILLIAM, R. C.; RAMAN, S.; NIYOGI D. S. Observational and numerical study on the influence of large-scale flow direction and coastline shape on sea-breeze evolution. Boundary-Layer Meteorol 111:275–300, 2004.

HALLEY, E., An historical account of the trade winds, and monsoons, observable in the seas between and near the tropicks, with an attempt to assign the physical cause of the said winds, Phil. Trans. p. 153-168, 1686-1692

HASTIE, D. R., NARAYAN, J., SCHILLER, C., NIKI, H., SHEPSON, P. B., SILLS, D. M. L., TAYLOR, P. A., MOROZ, WM. J., DRUMMOND, J. W., REID, N., TAYLOR, R., ROUSSEL, P. B., AND MELO, O. T., Observational evidence for the impact of the lake breeze circulation on ozone concentrations in Southern Ontario, Atmospheric. Environments., v. 33, p. 323–335, 1999.

HAURWITZ, B. Comments on the sea-breeze circulation. Journal of Meteorology., 4, 1–8,1947.

HOLTON J. R.; An Introduction to Dynamic Meteorology 3rd Edition, Academic Press. 1992.

HONG, S. Y., H.M. H. JUANG, e Q. ZHAO.; Implementation of prognostic cloud scheme for a regional spectral model, Monthly Weather Review, 126, 2621-2639. 1998.

INNOCENTINI, V. Simulação numérica da brisa marítima: testes de sensibilidade e efeito de parametrizações de transportes turbulentos. 62p. Dissertação (mestrado em meteorologia), Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo 1981.

KAIN, J. S. The Kain-Fritsch convective parameterization: An Update. Journal of Applied Meteorology and Climatology, v. 43, n. 1, p. 170-181, 2004.

KJERVE, B. Comparative oceanography of coastal lagoons. In: WOLFE, D. A Estuarine Variability. New York: Academic Press. p. 63-81. 1986.

LAPRISE, R., The Euler Equations of Motion with Hydrostatic Pressure as an Independent Variable. Monthly Weather Review, 120, 197–207. 1992.

LEÃO, M. I.; RISSO, A.; FACCIONNI, F. O Comportamento das águas subterrâneas na Bacia Hidrográfica da Lagoa Mirim. In: 4° CONGRESSO LATINOAMERICANO DE HIDROLOGIA SUBTERRÂNEA. 1998, Montevidéo. v. 2 p. 1079-1092. 1998.

LYONS, W. A., Turbulent diffusion and pollutant transport in shoreline environments. Lectures on air pollution and Environmental Impact Analysis, D. A Haugen, Ed., American Meteorological Society, p. 135-208, 1975.

MAGATA, M. A study of the sea breeze by the numerical experiment. *Papers in Meteorology* and Geophysics v. 16, p. 23–36, 1965.

MAHRER, Y., and R. A. PIELKE, 1977: The effects of topography on sea and land breezes in a two dimensional numerical model. Mon. Wea. Rev., 105, 1151-1162

MCPHERSON, R. D. A numerical study of the effect of a coastal irregularity on the sea breeze. J. Appl. Meteor, v. 9, p. 767–777, 1970.

MCKEE, D. J., Tropospheric Ozone: Human Health and Agricultural Impacts, Lewis Publishers, p. 333, 1994.

MLAWER, E. J.; TAUMBMAN, S. J.; BROWN, P. D.; IACONO, M. J. e CLOUGH, S. A. Radiative transfer for inhomogeneous atmosphere: RRTM, a validated correlated-k model for the longwave. Journal of Geophysical Research, v. 102, 1997.

MÖLLER, O.O.; LORENZZETTI, J.A.; STECH, J.L.; MATTA, M.M. The Patos Lagoon summertime circulation and dynamics. Continental Shelf Research, Amsterdam, v.16 p. 335-51. 1996.

MONTEIRO, I.O.; PEARSON, M.L.; MÖLLER, O.O.; FERNANDEZ, E.H.L., Hidrodinâmica do Saco da Mangueira: mecanismos que controlam as trocas com o estuário da Lagoa dos Patos. Atlântica, Rio Grande, v. 27 p. 87-101. 2005.

MOTTA, P.R.A.; SARAIVA, J.M.B.; MAESTRINI, A.P.,Simulação da brisa marítima na região da Lagoa Mirim utilizando o modelo RAMS. In: congresso brasileiro de meteorologia, 12 ,2002, Fox do Iguaçu. Anais... Fox do Iguaçu: SBMET p. 3875-3884. 2002.

MOURA, M.A.L.; MEIXNER, F.X.; TREBS, I.; LYRA, R.F.F.; ANDREAE, M.O.; FILHO M.F. Evidência observacional das brisas do lago de Balbina (Amazonas) e seus efeitos na concentração de ozônio. Acta Amazônica, vol. 34, n. 4, p. 605-611. 2004

NEUMANN, J., On the rotation rate of the direction of sea and land breezes, Journal of the Atmospheric Science., v. 34, p. 1913–1917, 1977.

NIINO, H.; The linear theory of land and sea breeze circulation. Journal of the Meteorological Society of Japan, 65, 901–921. 1987.

NOGUEIRA, M.; Estudo de brisas e depressões térmicas: aplicação à Península Ibérica. Dissertação de mestrado do curso de Pós-graduação em Engenharia Geográfica, Geofísica e Energia. Universidade de Lisboa, 52p. 2009.

OLIVEIRA, A. P. e SILVA DIAS, P. L. Aspectos observacionais da brisa marítima em São Paulo. In: II Congresso Brasileiro de Meteorologia, Pelotas, p. 129-145, 1982.

PEARSON, ROBERT A.; Properties of the Sea Breeze Front as Shown by a Numerical Model. Journal of the Atmospheric Sciences, 30, 1050–1060. 1973.

PEREIRA FILHO, A. J.: Chuvas de verão e as enchentes na Grande São Paulo: El Niño, Brisa Marítima e Ilha de Calor. In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro, RJ. Soc. Bras. Meteorologia, 2000.

PEREIRA FILHO, A. J.; HAAS, R. e AMBRIZZI, T. Caracterização de eventos de enchente na bacia do Alto Tietê por meio do radar meteorológico e da modelagem numérica de meso escala. 2002. In: Anais do XII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Foz do Iguaçu, Paraná, 2002.

PHYSICK, W.: A numerical model of sea-breeze phenomenon over a lake or gulf, Journal of Atmospheric Science, 33, 2107–2135, 1976.

PONCE DE LEON, S; ORFILA, A.; Numerical study of the marine breeze around Mallorca Island Applied Ocean Research, Vol. 40, Pg. 26-34. 2013.

ROTUNNO, R.; On the linear theory of the land and sea breeze. Journal of the Atmospheric Sciences., 40, 1999-2009. 1983

SAKURAGI, J.; DE SOUZA, L.H. Modelagem de brisas circulação vale-montanha para o Vale do Paraíba e Litoral utilizando o RAMS. In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE METEOROLOGIA,2000,Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: SBMET, p. 1618-1625. 2000.

SALDANHA, R.L.;Estudo das Circulações Atmosféricas Locais sobre o Estuário da Lagoa dos Patos. Dissertação de mestrado do curso de Pós-graduação em Oceanografia Física, Química e Geológica da Fundação Universidade Federal do Rio Grande, 81p. 2003.

SARAIVA, L. B.; KRUSCHE, N.; Avaliação das Brisas Marítimas na região de Rio Grande, RS, na Primavera de 2006. In: XIII Congreso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología e X Congreso Argentino de Meteorología, 2009, Buenos Aires. Anais. Buenos Aires, v. 1. p. 1-7. 2009.

SCHMIDT, F. H., An elementar theory of the land and sea breeze circulation. J. Meteor., v. 4, p. 9-15, 1947.

SEGER; LAIME, CSC, INMET; Nota Técnica No. 001/2011. Disponível em http://www.inmet.gov.br/sonabra/maps/pg_automaticas.php

SEMENOV, V.N., BERMAN, I.S.; Biogeographic aspects of the distribution and dynamics of the water masses off the South American coast. Oceanology 17(6):710-718. 1977.

SILLS, D.M.L.;Lake and land breezes in southwestern Ontario: observations, analyses and numerical modeling. PhD dissertation. York University, 338 p .1998.

SILVA, H. S. Estudo da circulação associada a uma ilha de calor urbana com um modelo de simulação da brisa marítima. Dissertação de Mestrado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo.São Paulo, 86p, 1986.

SIMPSON, J. E.; MANSFIELD, J. D. A.; MILFORD, J. R.; Inland penetration of sea breeze fronts. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society, v.103 p. 47–76. 1977.

STECH, J. L.; LORENZETTI, J. A.; The response of the south Brazil Bight to the passage of wintertime cold fronts. Journal of Geophysical Research. 97(C6):9507-9520. 1992.

STRAHLER, A. e STRAHLER, A. Introducing Physical Geography. Second Edition, New York: J. Wiley, 567 p. 1997.

STULL, R. B. An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers. p. 593-595, 1981.

TAYT'SOHN, F. C. O. ; PIMENTEL, L. C. G. ; MORAES, N. O. ; MARTON, E. . Estudo da influência dos efeitos da brisa marítima sobre a ilha de calor urbana na região metropolitana do Rio de Janeiro utilizando modelagem atmosférica. IN: XVI CBMET, Belém. 2010.

TOMMAZELLI, L. J.; Regime dos ventos e a taxa de migração das dunas eólicas costeiras do Rio Grande do Sul, Brasil. Pesquisas (Porto Alegre). 20(1):18-26. 1993.

UNITED STATES ENVIRONMENTAL PROTECTION AGENCY (EPA). Air Quality Criteria for Ozone and Related Photochemical Oxidants. v. 3, July 1996.

WALSH, J. E., Sea Breeze theory and applications. Journal Atmospheric Science., 31, 2012-2026. 1974

WANG, W., D. BARKER, C. BRUY`ERE, M. DUDA, J.DUDHIA, D. GILL, J.MICHALAKES, AND S.RIZVI. WRF version 3 Modeling system user guide 2008. Disponível em: http://www.mmm.ucar.edu/wrf/users/docs/ user guide V3

WILKS, D.S. Statistical Methods in the Atmospheric Sciences An Introduction.

Academic Press, 1995, 467 pp.

YAN, H.; ANTHES, R. A. The effect of latitude on the sea breeze. Monthly Weather Review v.115, p. 936–956, 1987.

ANEXOS

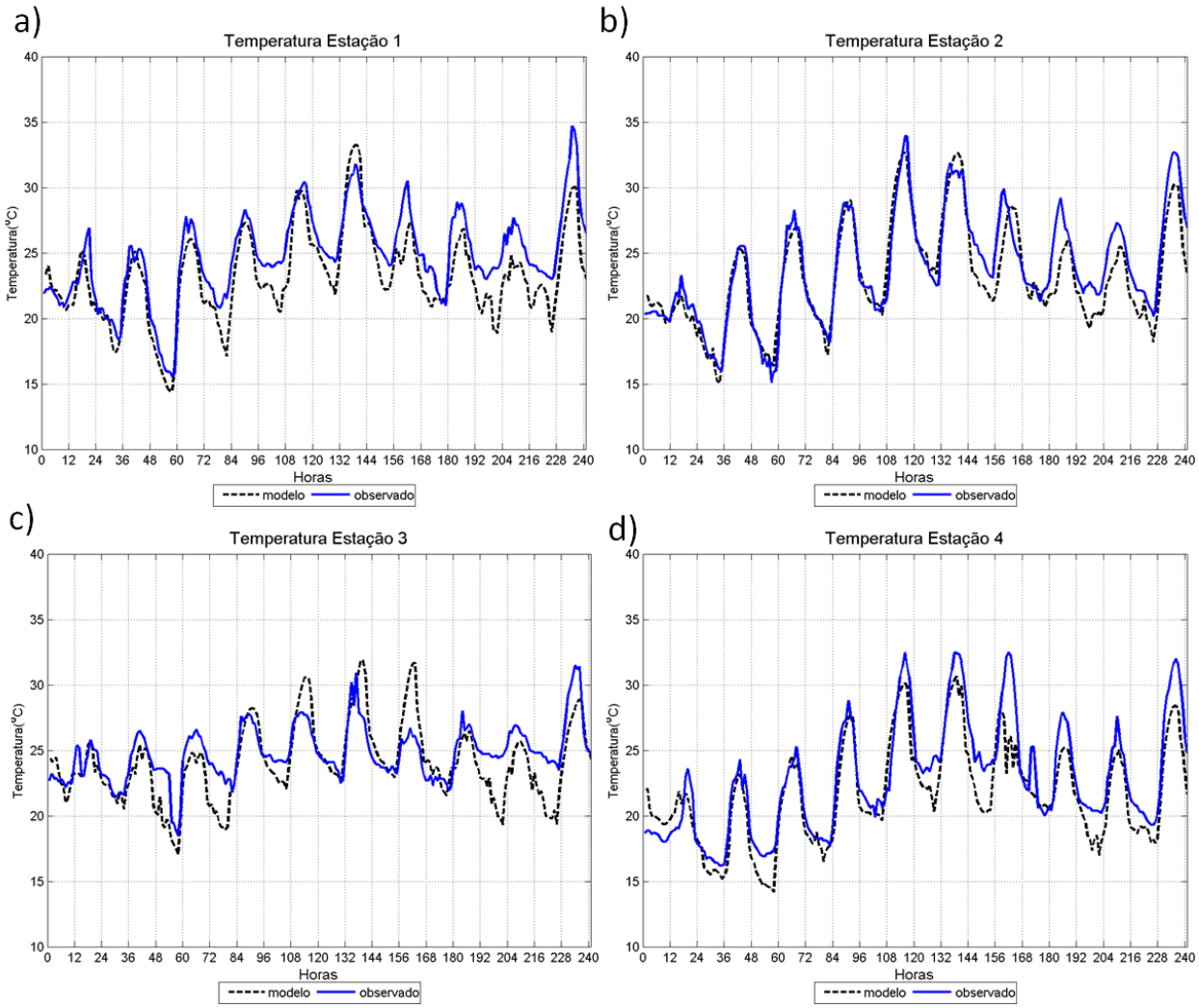

Figura I – Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E1), (E2), (E3) e (E4) para a temperatura na superfície.

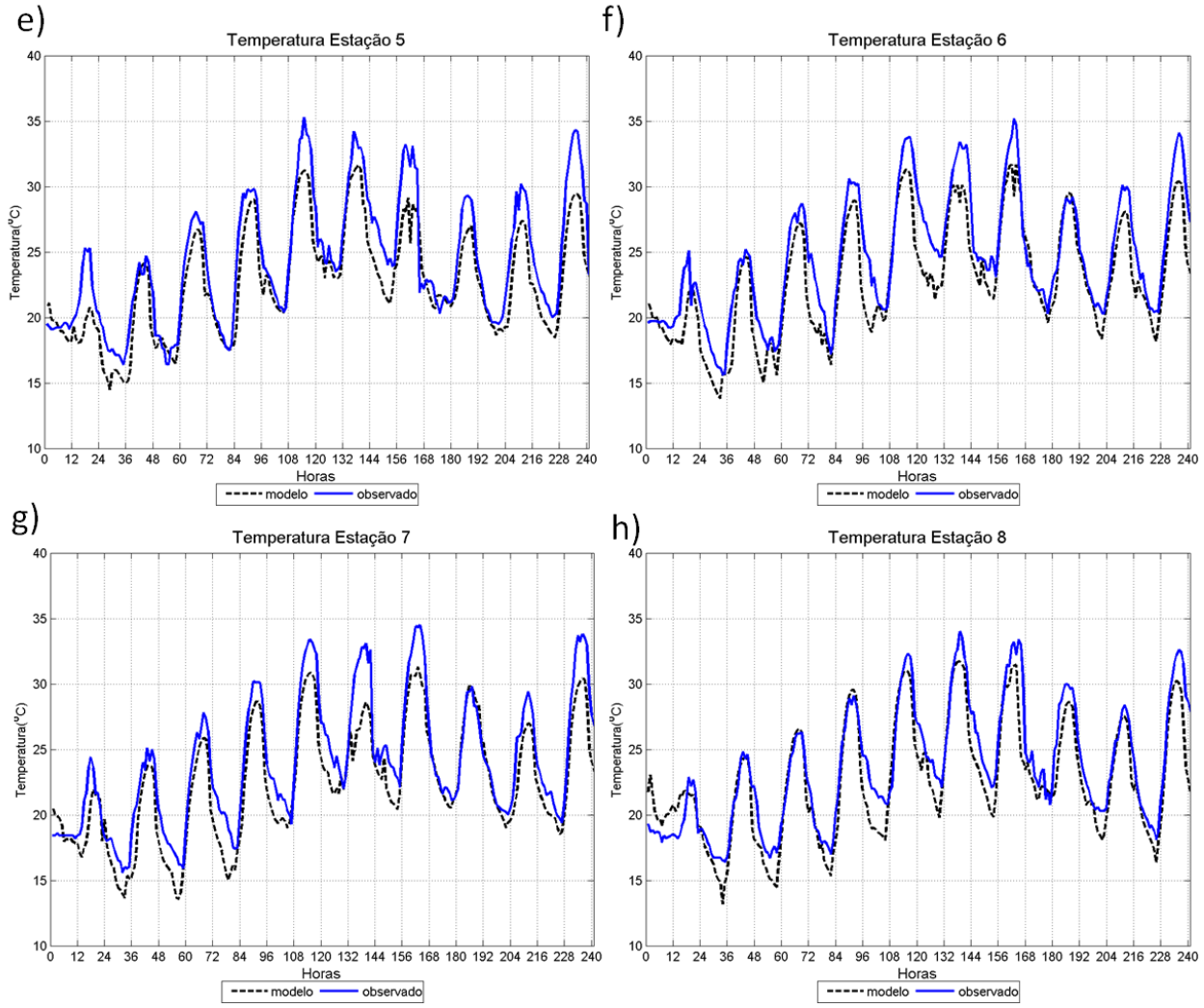

Figura II – Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E5), (E6), (E7) e (E8) para a temperatura na superfície.

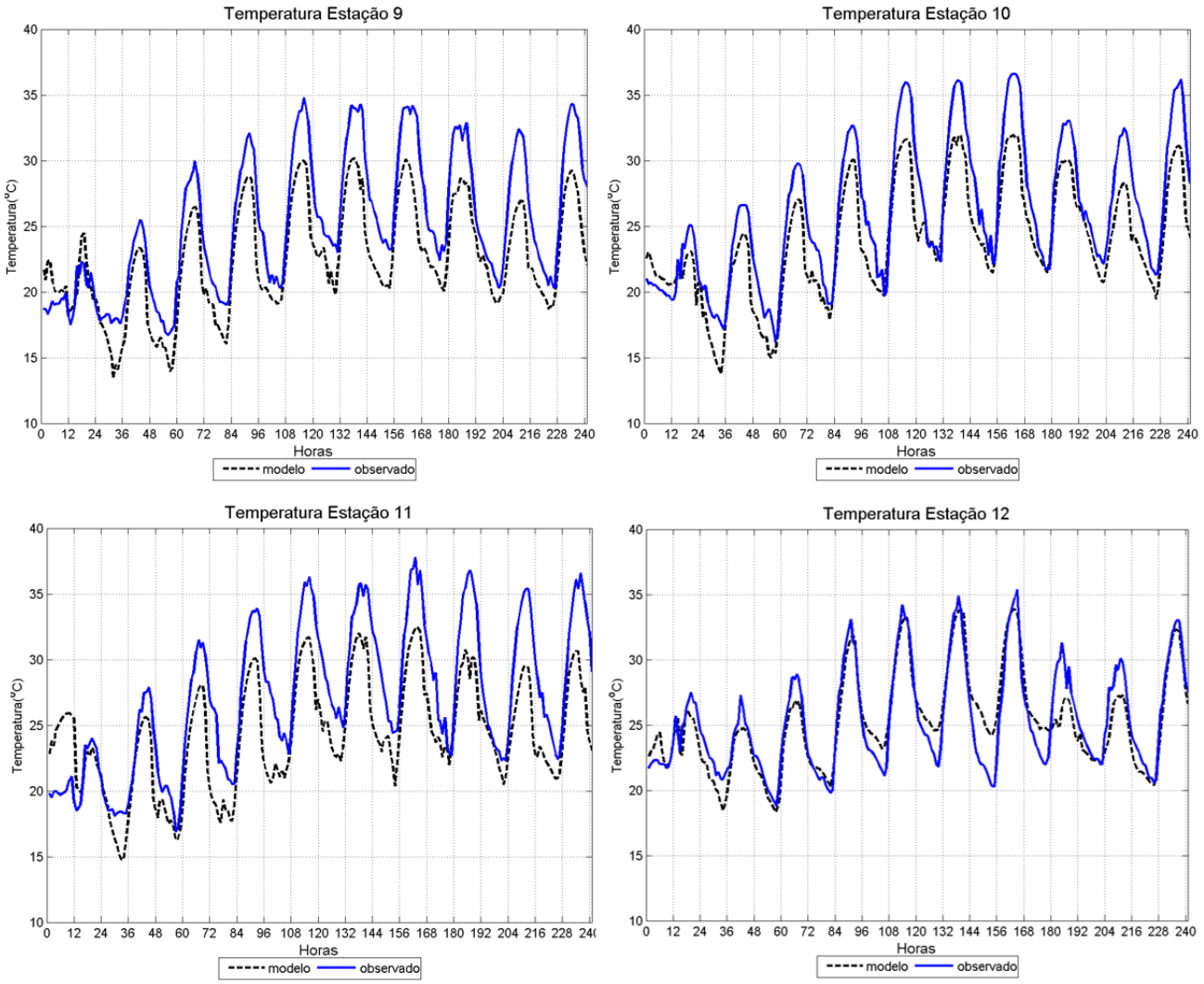

Figura III – Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E9), (E10), (E11) e (E12) para a temperatura na superfície.

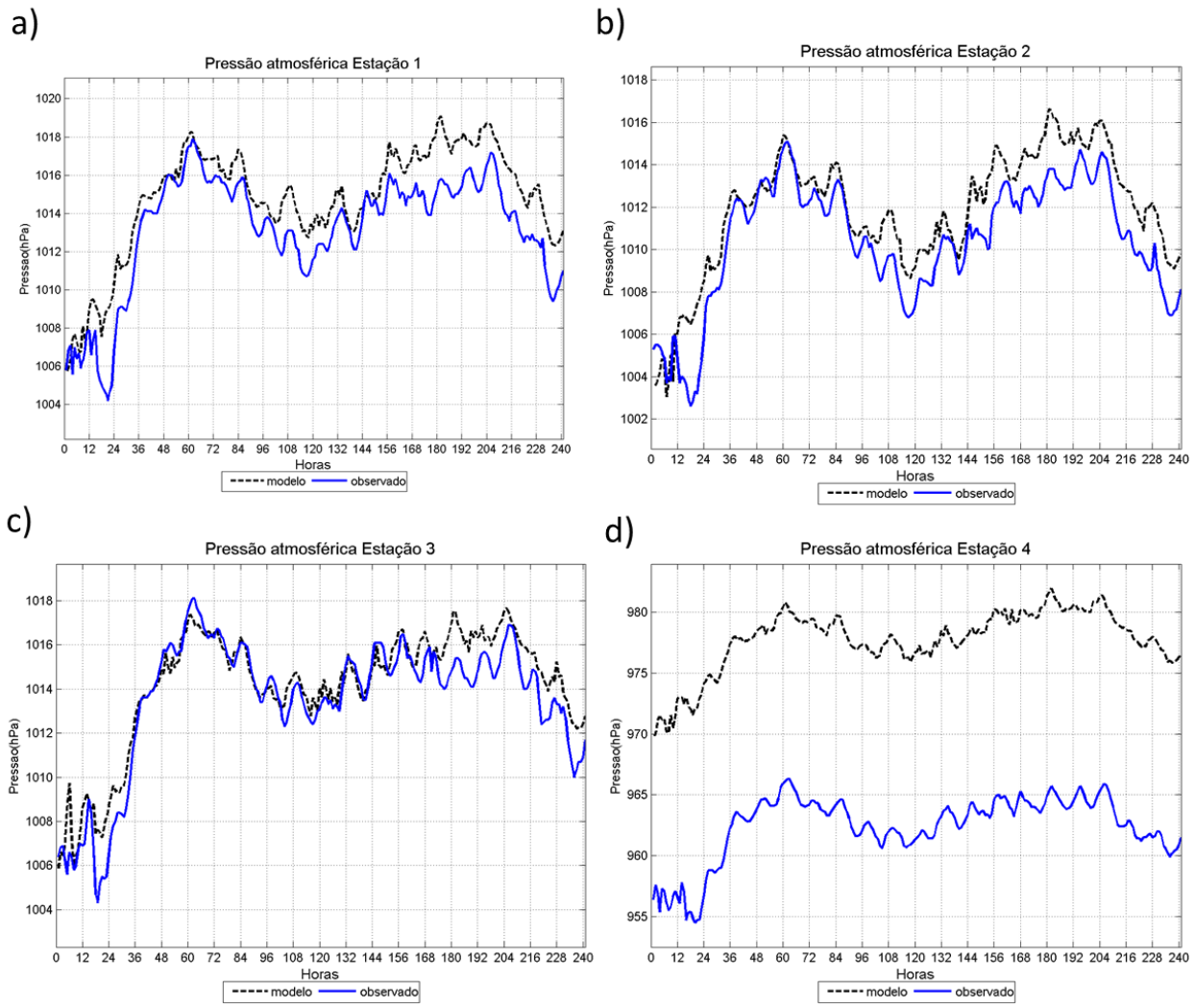

Figura IV - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E1), (E2), (E3) e (E4) para a pressão atmosférica na superfície.

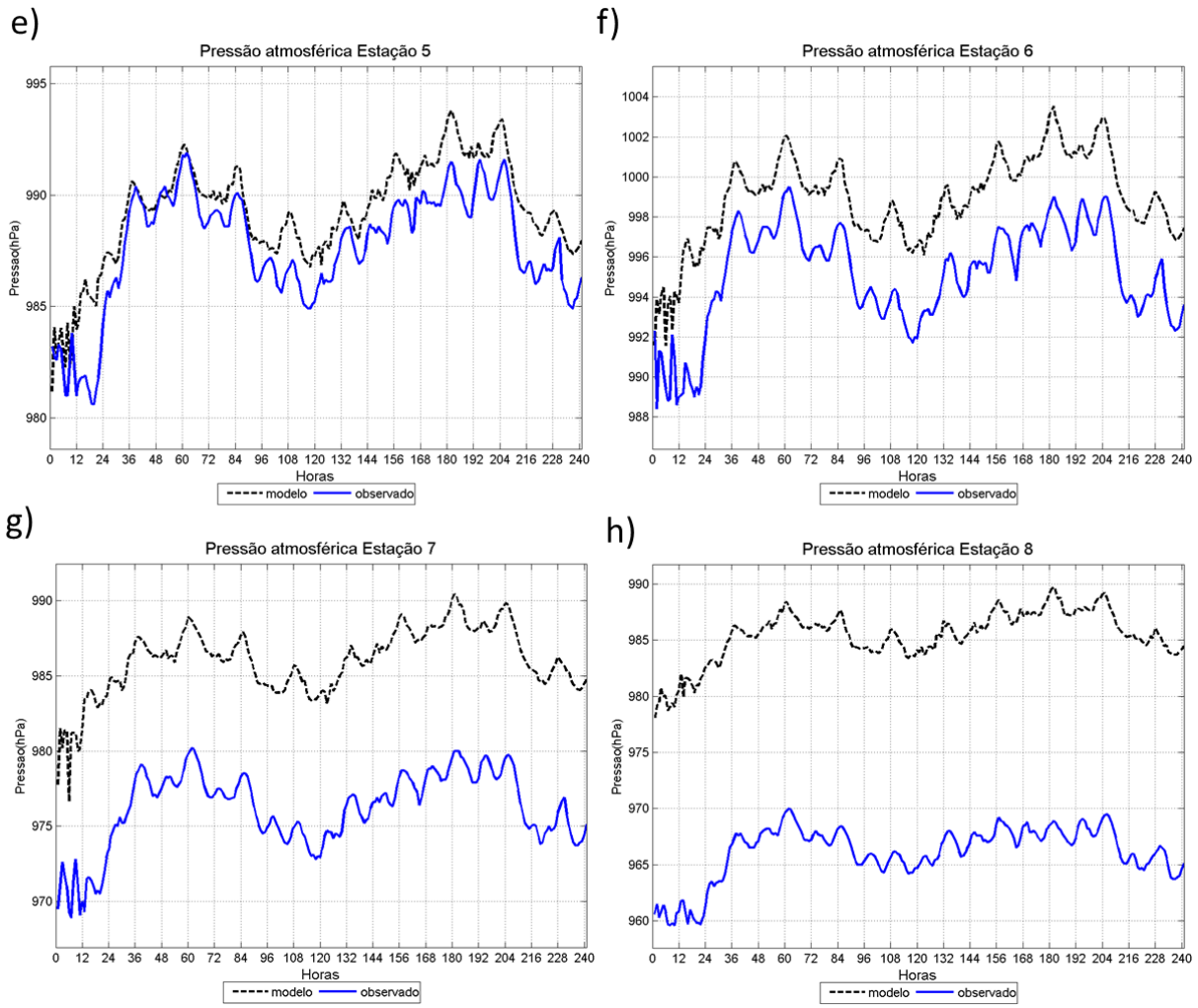

Figura V - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E5), (E6), (E7) e (E8) para a pressão atmosférica na superfície.

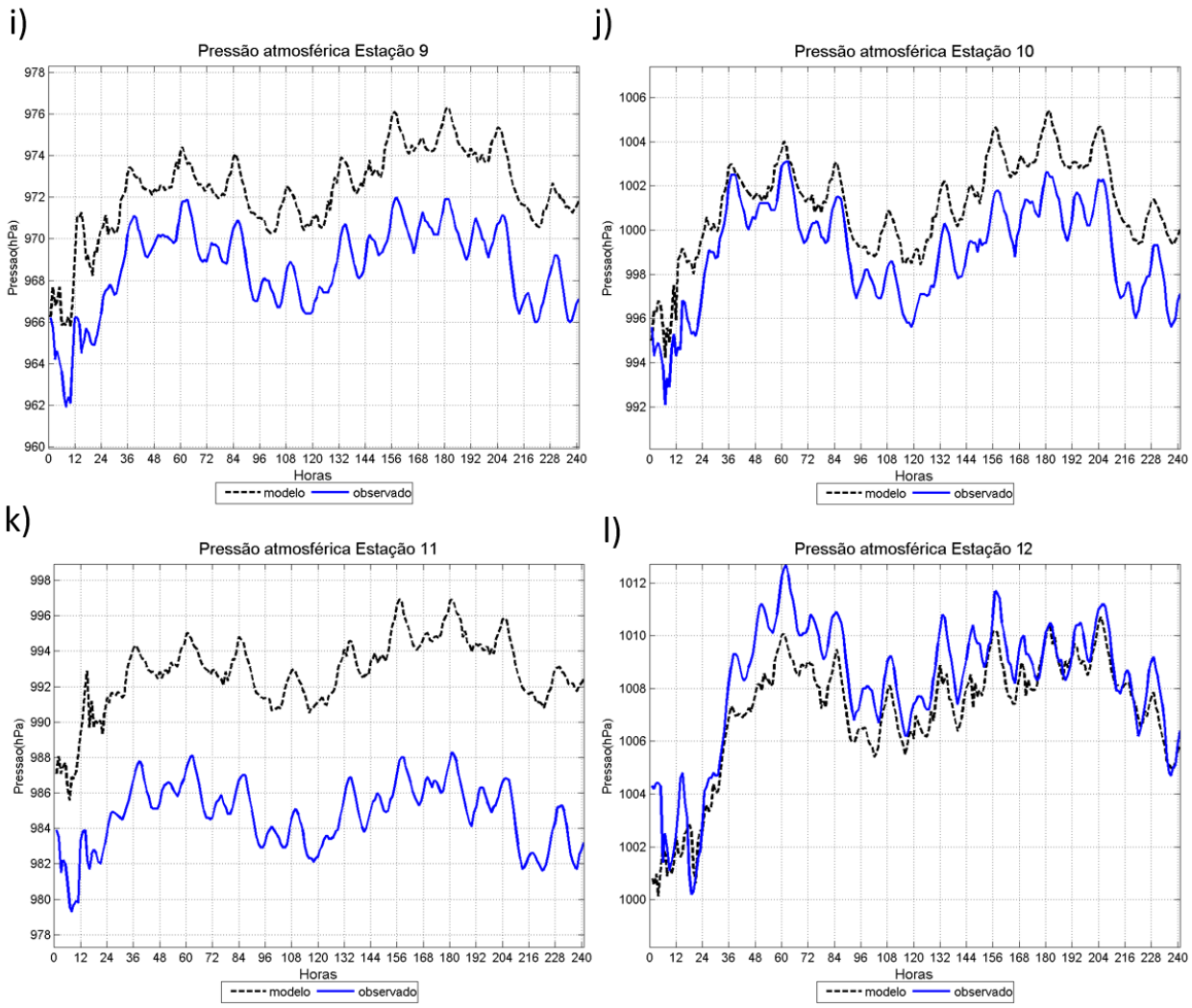

Figura VI - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E9), (E10), (E11) e (E12) para a pressão atmosférica na superfície.

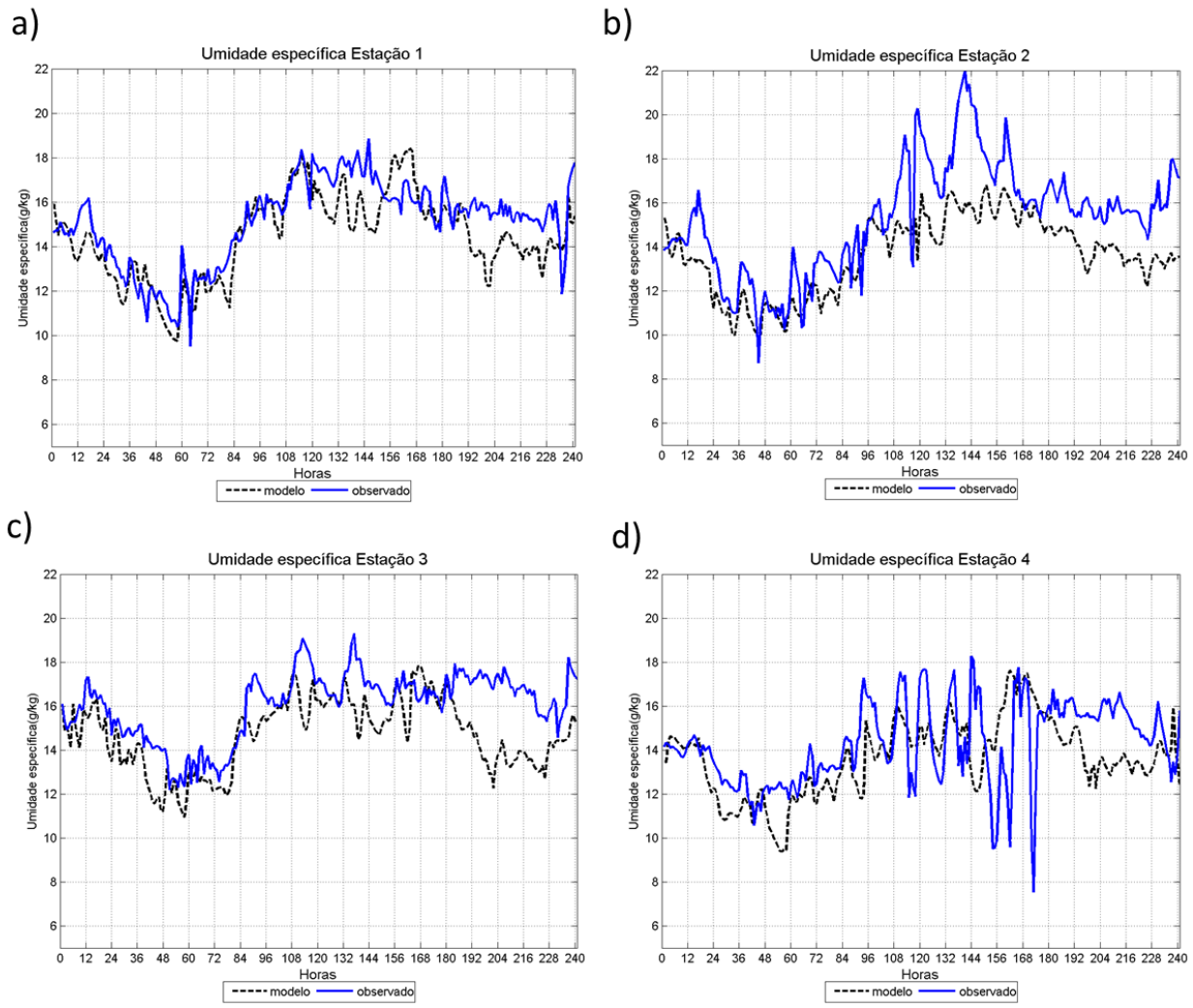

Figura VII - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E1), (E2), (E3) e (E4) para a umidade específica na superfície.

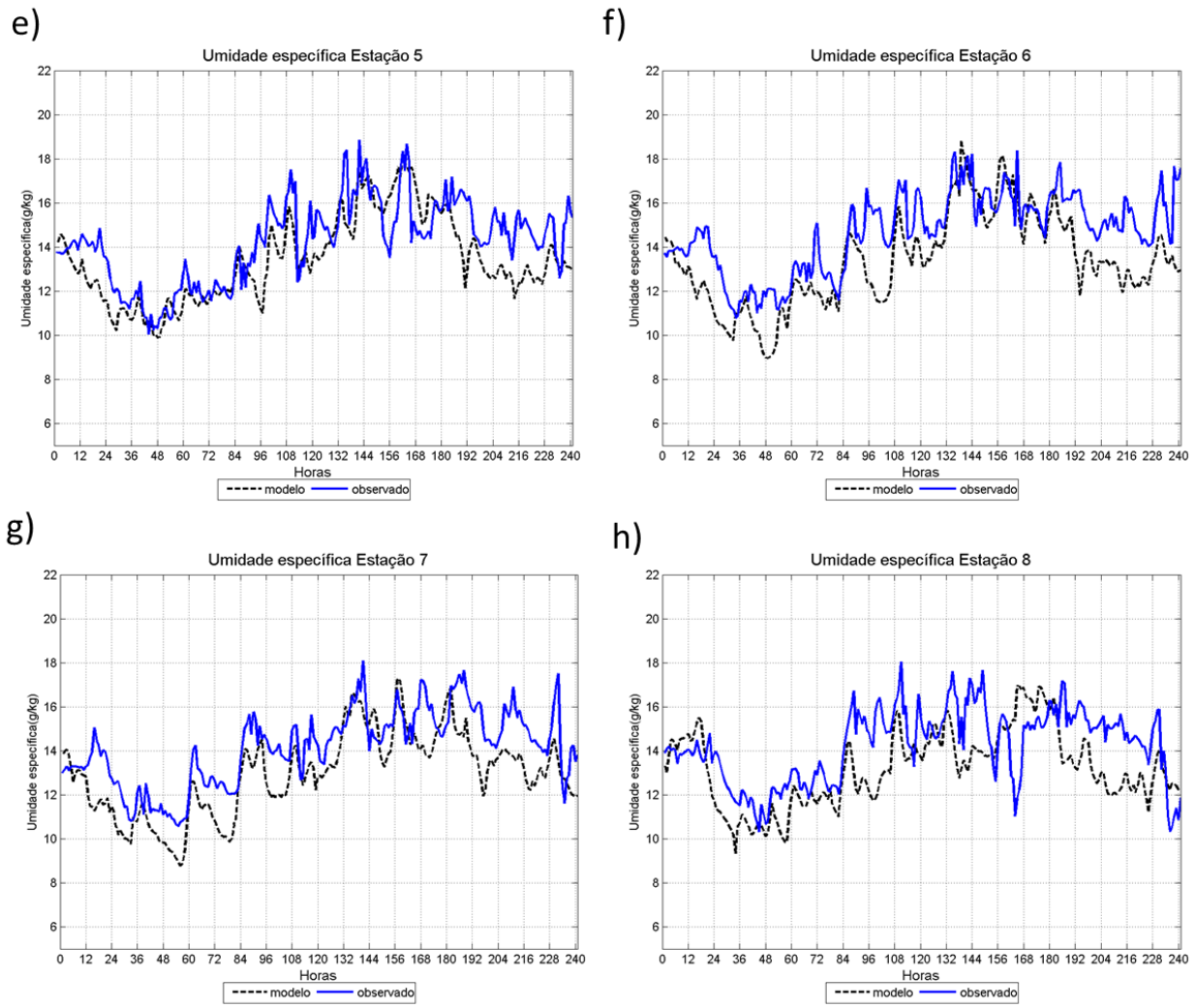

Figura VIII - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E5), (E6), (E7) e (E8) para a umidade específica na superfície.

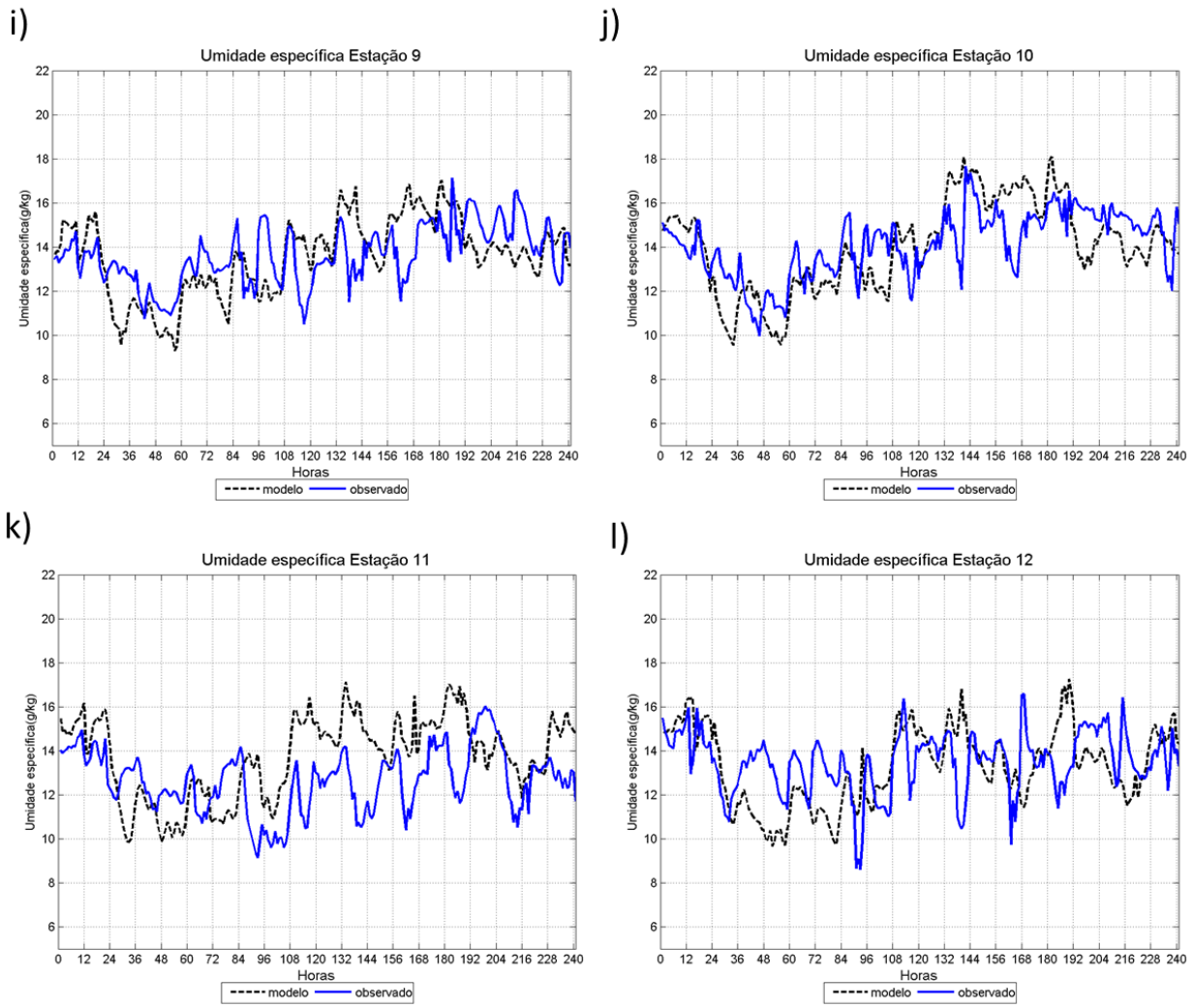

Figura IX - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E9), (E10), (E11) e (E12) para a umidade específica na superfície.

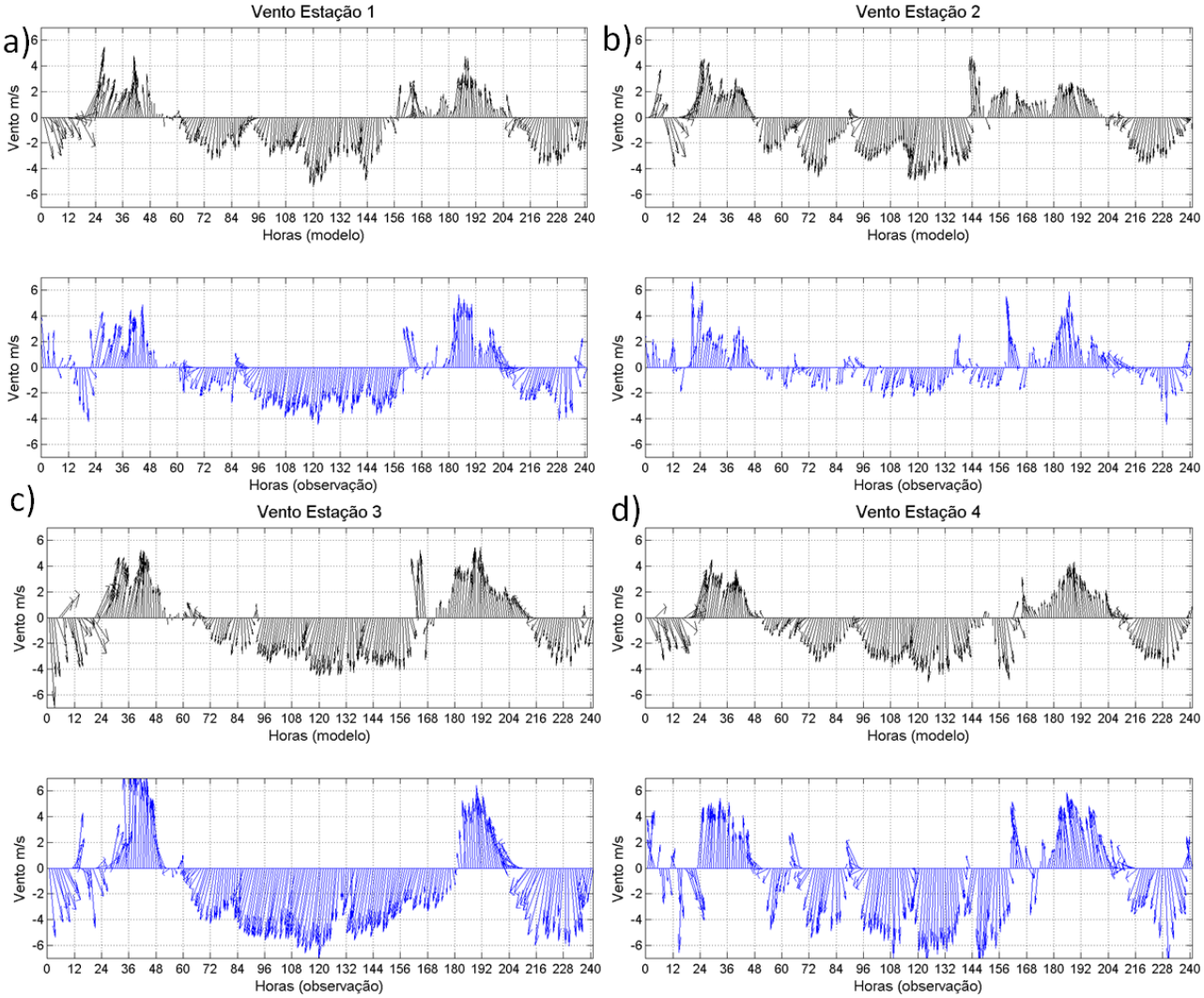

Figura X - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E1), (E2), (E3) e (E4) para a direção e intensidade do vento na superfície.

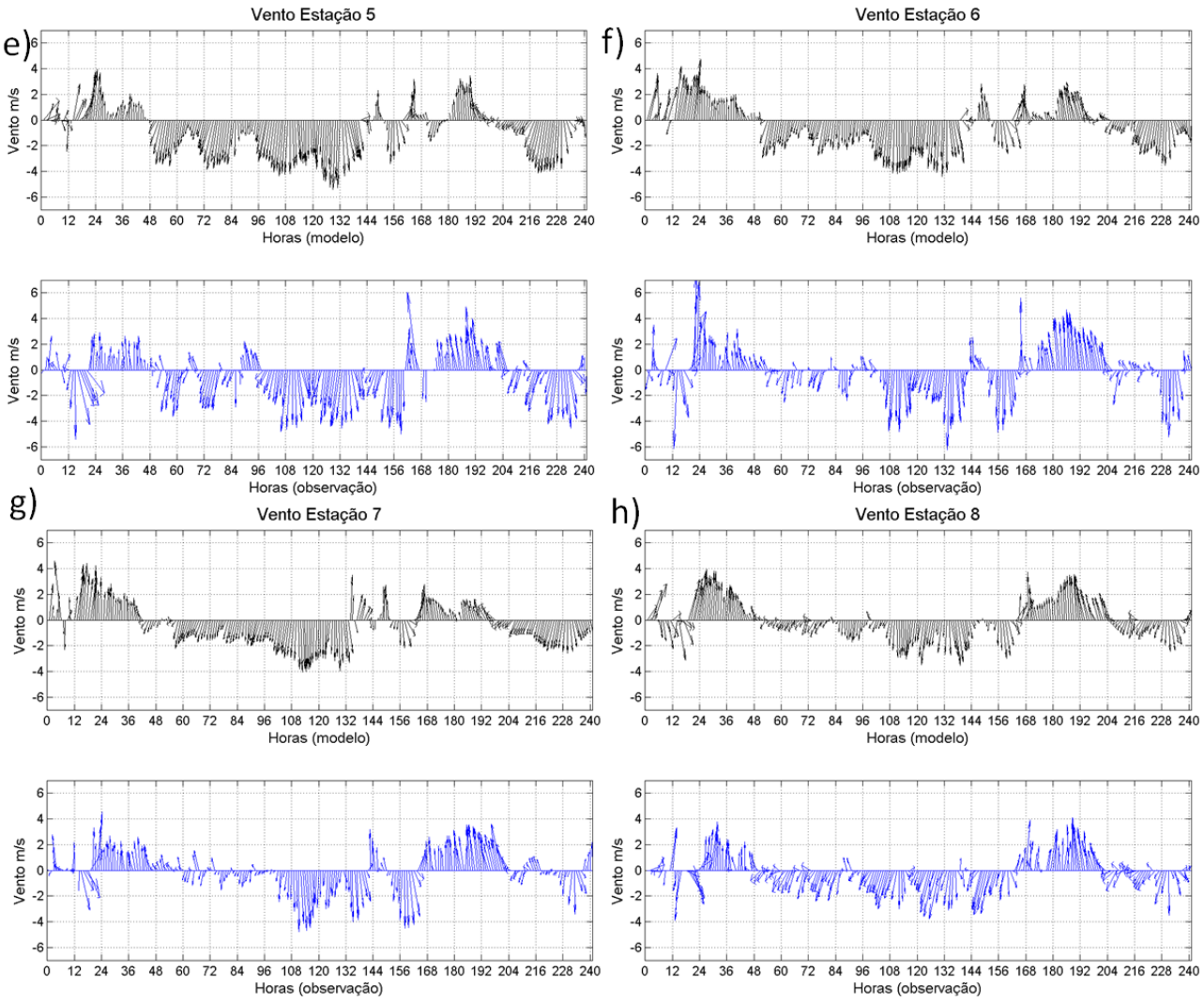

Figura XI - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E5), (E6), (E7) e (E8) para a direção e intensidade do vento na superfície.

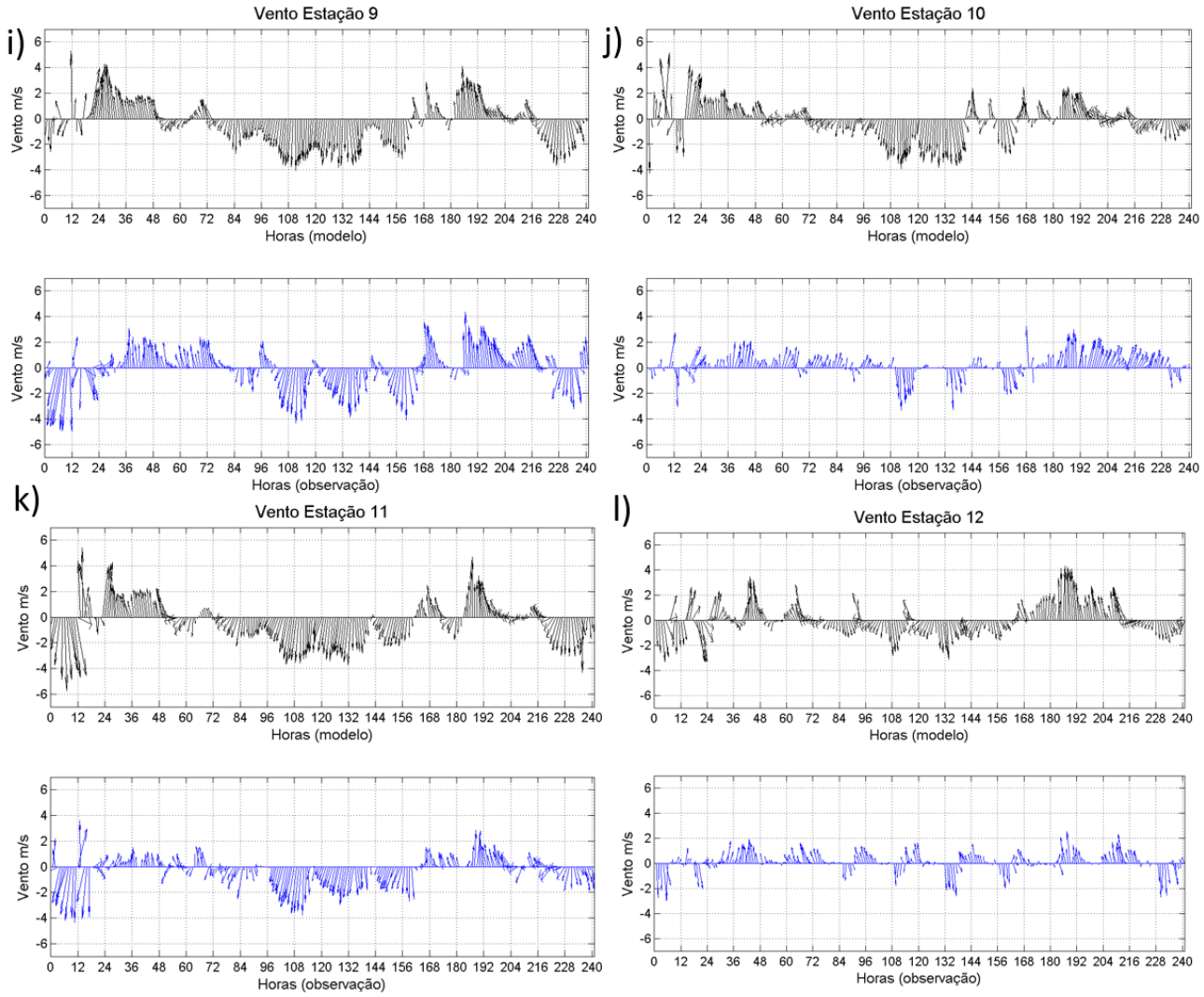

Figura XII - Comparação entre os dados obtidos através da simulação e os dados das estações automáticas (E9), (E10), (E11) e (E12) para a direção e intensidade do vento na superfície.