

CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS CLÁSSICAS E
NÃO-CLÁSSICAS NA REGIÃO METROPOLITANA
DE PORTO ALEGRE/RS

FLÁVIO WIEGAND

Porto Alegre
2000

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

CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS CLÁSSICAS E NÃO-CLÁSSICAS
NA REGIÃO METROPOLITANA DE PORTO ALEGRE/RS

FLÁVIO WIEGAND

Orientador: Dr. Osvaldo L. L. de Moraes

Dissertação apresentada como requisito parcial para a obtenção do grau de Mestre em Sensoriamento Remoto, área de concentração em Meteorologia.

Porto Alegre, RS
Junho de 2000

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, agradeço ao meu orientador e amigo Prof. Osvaldo L. L. Moraes, que, mesmo com o pouco tempo disponível, tenha conseguido me passar os conhecimentos e tranqüilidade necessários para a realização deste trabalho.

Ao Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia (CEPSRM/UFRGS), que proporcionou a realização deste antigo sonho.

Ao Centro Nacional de Computação da Região Sul do Brasil (CESUP), instalado na Universidade Federal do Rio Grande do Sul, e seus funcionários, pela autorização e apoio quanto ao uso do RAMS (Regional Atmospheric Modeling System).

Ao Ministério de Aeronáutica, através do Destacamento de Proteção ao Vôo de Porto Alegre (DPV-PA); e ao Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), pelos dados fornecidos.

À CAPES, pela bolsa de estudos concedida.

Ao meu amigo Cléber Souza Corrêa pelo incentivo, muito importante na minha decisão de encarar mais esta etapa.

À minha amiga Dra. Jaci M. B. Saraiva por todo o apoio quanto ao uso do RAMS.

Aos meus amigos Clóvis Levien Corrêa e Flávio Barbosa da Silveira, que sempre me incentivaram a estudar cada vez mais, desde os velhos tempos do Curso de Meteorologia na UFPel.

Aos amigos e funcionários do CEPSRM/UFRGS pelo apoio e amizade.

À minha esposa Rita, e meus filhos Flávio e Rodrigo, pela força e compreensão, sempre demonstradas incondicionalmente; sendo à eles que dedico este trabalho.

CIRCULAÇÕES ATMOSFÉRICAS CLÁSSICAS E NÃO-CLÁSSICAS NA REGIÃO METROPOLITANA DE PORTO ALEGRE/RS^{/1}

AUTOR: FLÁVIO WIEGAND

ORIENTADOR: DR. OSVALDO L. L. DE MORAES

SINOPSE

O Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), versão 3b, foi utilizado para simular o escoamento na Região Metropolitana de Porto Alegre (RMPA) para explicar a influência de circulações clássicas e não clássicas devido as proximidades do oceano e da Lagoa dos Patos, e da 'ilha de calor' formada pelas cidades. O RAMS foi utilizado em um domínio tridimensional com duas grades sendo utilizadas, a grade mais grossa com resolução horizontal de 8 Km, e a grade mais fina com resolução horizontal de 2 Km. A inicialização do modelo é homogênea e parte do repouso, em uma situação de verão. Foram realizados 3 experimentos; o primeiro deles com apenas a grade mais grossa e com a parametrização da vegetação sendo grama curta em todo o domínio; o segundo utilizando as duas grades, sendo que a área coberta pela grade mais fina é parametrizada como deserto, nas duas grades; o terceiro diferencia-se do segundo pela adição de uma forçante térmica no primeiro nível da área coberta pela grade mais fina durante o período da noite (após o pôr do sol). Os resultados mostram que circulação de brisa lacustre/terrestre é responsável por uma forte tendência meridional no escoamento resultante sobre a RMPA, só sendo atenuada pela componente zonal da circulação de brisa marítima à partir do final da tarde. A confluência dessas duas circulações provoca uma tendência a elevação da camada de mistura. A presença da 'ilha de calor' aumenta o movimento convectivo, com maior transporte vertical de calor sensível, e também retardou o avanço da frente de brisa marítima, embora durante a noite a sua influência não tenha sido muito significativa.

^{/1} Dissertação de Mestrado em Sensoriamento Remoto, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Curso de Pós-graduação em Sensoriamento Remoto da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS (82 p.) - Junho de 2000

**CLASSICAL AND NON-CLASSICAL ATMOSPHERIC
CIRCULATIONS IN PORTO ALEGRE/RS METROPOLITAN
REGION^{/1}**

AUTHOR: FLÁVIO WIEGAND

ADVISOR: DR. OSVALDO L. L. DE MORAES

ABSTRACT

The Regional Atmospheric Modeling System (RAMS), 3b version, was used to simulate the flow in Porto Alegre Metropolitan Region (RMPA) to depict the classical and non-classical influences due to the ocean and Lagoa dos Patos nearness, and to the 'heat island' formed by the cities. The RAMS was used in a 3-D run with two nesting grids. Horizontally, the coarser grid has 8km cells, and the fine grid has 2km cells. The model initialization is homogeneous and start of the rest, in a summer situation. Three experiments were done: The first one with a coarser grid only and vegetation parameterization setting in short grass; the second one using both grids, with the area covered by the fine grid has vegetation parameterization setting in desert, in both grids; the third one is different of the second one by the addition of a thermal forcing in the first level of the area covered by the fine grid during the night (after the sunset). The results show that lake / land breeze circulation is responsible for the strong meridional tendency of the flow in the RMPA, been attenuated only by the zonal component of the sea breeze circulation beginning at the end of the afternoon. The confluence of these circulations causes a tendency of the mix layer elevation. The 'heat island' increases the convection, with a greater vertical transport of the sensible heat, and delayed the advance of the sea breeze front, however during the night its influence wasn't very significant.

^{/1} Master Science Thesis, Centro Estadual de Pesquisas em Sensoriamento Remoto e Meteorologia, Graduate Course in Remote Sensing, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre/RS, (82 p.) - June, 2000.

SUMÁRIO

SINOPSE.....	iii
ABSTRACT.....	iv
LISTA DE TABELAS.....	vi
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE ABREVIATURAS.....	x
LISTA DE SÍMBOLOS.....	xi
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	4
3. DESCRIÇÃO DA ÁREA EM ESTUDO.....	8
4. DESCRIÇÃO DO MODELO.....	13
4.1. SISTEMA DE COORDENADAS.....	14
4.2. VARIÁVEIS TERMODINÂMICAS.....	16
4.3. OPERADOR ADVECTIVO.....	20
4.4. EQUAÇÕES PROGNÓSTICAS.....	20
4.5. PARAMETRIZAÇÕES.....	23
4.5.1. PARAMETRIZAÇÃO DA TURBULÊNCIA.....	23
4.5.2. PARAMETRIZAÇÃO DA CONVECÇÃO.....	26
4.5.3. PARAMETRIZAÇÃO DA MICROFÍSICA.....	27
4.5.4. PARAMETRIZAÇÃO DO SOLO.....	28
4.5.5. PARAMETRIZAÇÃO DA VEGETAÇÃO.....	28
4.5.6. PARAMETRIZAÇÃO DA RADIAÇÃO.....	30
4.6. CONDIÇÕES DE FRONTEIRA.....	30
4.7. DESCRIÇÃO DA FORÇANTE TÉRMICA.....	31
4.8. INICIALIZAÇÃO DO MODELO.....	32
5. DOS EXPERIMENTOS.....	34
6. RESULTADOS DOS EXPERIMENTOS.....	37
6.1. RESULTADOS DO EXPERIMENTO 1.....	37
6.2. RESULTADOS DO EXPERIMENTO 2.....	47
6.2.1. RESULTADOS DA GRADE 1.....	47
6.2.2. RESULTADOS DA GRADE 2.....	54
6.3. RESULTADOS DO EXPERIMENTO 3.....	65
6.3.1. RESULTADOS DA GRADE 1.....	66
6.3.2. RESULTADOS DA GRADE 2.....	69
7. CONCLUSÕES.....	76
8. BIBLIOGRAFIA	79

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Tipos de solos disponíveis no RAMS.....	28
Tabela 2 - Tipos de vegetação disponíveis no RAMS.....	29
Tabela 3 - Dados de entrada para a inicialização do modelo (sondagem de 16/01/99, às 12:00 UTC).....	33
Tabela 4- Descrição dos níveis criados pelo modelo.....	36

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Delimitação da área da Região Metropolitana de Porto Alegre.....	11
Figura 2 - Municípios com maior densidade demográfica do Rio Grande do Sul, segundo o censo de 1991 (IBGE)..	12
Figura 3 - Delimitação da grade 2 (mais fina), aproximadamente coincidente com a RMPA.....	35
Figura 4 - Experimento 1 : a) Topografia da grade (intervalo de 100m); b) Campo do vento horizontal na superfície às 13:00 UTC.....	38
Figura 5 - Experimento 1 às 16:00 UTC: a) Temperatura potencial em superfície; b) Campo do vento horizontal em superfície; c) Componente U do vento em superfície; d) Campo do vento horizontal em 1306m.....	40
Figura 6 - Experimento 1 às 19:00 UTC na superfície: a) Temperatura potencial; b) Campo do vento horizontal.....	41
Figura 7 - Experimento 1 às 20:00 UTC: a)Componente U do vento horizontal; b)Campo horizontal do vento em 1587m; c)Campo das nuvens em 1587m; d)Seção vertical em 30°S.....	43
Figura 8 - Experimento 1 às 00:00 UTC: a)Campo do vento horizontal em superfície; b)Componente U em superfície; c)Campo do vento horizontal em 1587m; d)Componente V em 1587m.....	44
Figura 9 - Experimento 1 às 09:00 UTC: a)Campo do vento horizontal em superfície; b)Componente U do vento em superfície; c)Seção vertical em 30°S.....	46
Figura 10 - Experimento 2 (grade 1) às 16:00 UTC: a)Temperatura potencial na superfície; b)Nuvens em 1306m.....	49

- Figura 11** - Experimento 2 (grade 1) às 20:00 UTC: a)Vento horizontal na superfície; b)Temperatura potencial na superfície; c)Componente U na superfície; d)Componente U em 1587m; e)Vento horizontal em 1587m; f)Razão de mistura de vapor em 1587m; g)Seção vertical em 30°S.....50
- Figura 12** - Experimento 2 (grade 1) às 00:00 UTC: a)Campo da temperatura potencial na superfície; b)Campo do vento horizontal na superfície; c)Campo do vento horizontal em 1587m; d)Componente V em 1587m.....53
- Figura 13** - Experimento 2 (grade 2) às 09:00 UTC: a)Temperatura potencial na superfície; b)Campo do vento horizontal na superfície.....54
- Figura 14** - Experimento 2 (grade 2) às 16:00 UTC: a)Temperatura potencial na superfície; b)Componente U na superfície; c)Componente V na superfície; d)Componente W na superfície; e)Componente U em 1306m; f)Componente V em 1306m.....56
- Figura 15** - Experimento 2 (grade 2) às 19:00 UTC: a)Temperatura potencial na superfície; b)Vento em superfície.....57
- Figura 16** - Experimento 2 (grade 2) às 20:00 UTC: a)Vento horizontal em superfície; b)Componente W em superfície; c)Vento horizontal em 1587m; d)Componente U em 1587m.....59
- Figura 17** - Experimento 2 (grade 2) às 00:00 UTC: a)Temperatura potencial na superfície; b)Componente U na superfície; c)Componente V na superfície; d)Componente W na superfície; e)Componente V em 1587m; f)Temperatura potencial em 1587m; g)Componente W em 1587m.....61
- Figura 18** - Experimento 2 (grade 2) às 09:00 UTC: a)Componente U na superfície; b)Componente V na superfície; c)Componente W na superfície;

d)Temperatura potencial na superfície; e)Vento horizontal em 172m; f)Temperatura potencial em 172m; g)Componente W em 172m.....64

Figura 19 - Experimento 3 (Grade 1) às 00:00 UTC:
a)Componente U na superfície; b)Componente V na superfície.....66

Figura 20 - Experimento 3 (grade 1) às 00:00 UTC:
a)Temperatura potencial na superfície; b)Componente U na superfície; c)Componente V em 172m; d)Seção vertical em 30°S.....68

Figura 21 - Experimento 3 (grade 2) às 00:00 UTC: a)Vento horizontal em superfície; b)Componente U em superfície; c)Componente V na superfície; d)Componente W na superfície; e)Temperatura potencial em 172m; f)Vento horizontal em 172m; g)Componente U em 172m; h)Componente V em 172m.....70

Figura 22 - Experimento 3 (grade 2) às 06:00 UTC:
a)Temperatura potencial na superfície; b)Componente U na superfície; c)Componente W na superfície.....72

Figura 23 - Experimento 3 (grade 2) às 09:00 UTC:
a)temperatura potencial na superfície; b)vento horizontal na superfície; c)Componente U na superfície; d)Componente V na superfície; e)Vento horizontal em 172m; f)Temperatura potencial em 172m; g)Componente U em 172m; h)Componente W em 172m; i)Seção vertical em 30°S.....74

LISTA DE ABREVIATURAS

IAF	→ Índice de área foliar
IBGE	→ Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ISAN	→ Análise Isentrópica
RAMS	→ Regional Atmospheric Modeling System
RMPA	→ Região Metropolitana de Porto Alegre
RS	→ Estado do Rio Grande do Sul
SC	→ Estado de Santa Catarina
SP	→ Estado de São Paulo
TKE	→ Energia Cinética Turbulenta
UTC	→ Universal Time Coordinate

LISTA DE SÍMBOLOS

A_0	→ Estado de referência arbitrário horizontalmente homogêneo
\overline{A}	→ Variação turbulenta em torno de A_0
A''	→ Variação turbulenta em torno em torno de A_0
Δ	→ Comprimento de mistura
σ	→ Constante de Stefan-Boltzmann
γ	→ c_p/c_v
ρ	→ Densidade da água líquida
π	→ Função de Exner
ϕ	→ Variável escalar arbitrária dependente do tempo
Σ	→ Somatório
θ	→ Temperatura potencial
ρ_0	→ Densidade do ar no estado básico
ρ_a	→ Densidade do ar seco
δ_{ij}	→ Delta de Kronecker
ϵ_{ijk}	→ Tensor de Levi-Cevita
θ_{il}	→ Temperatura potencial da água líquida e do gelo
ΔX	→ Tamanho de célula de grade ao longo do eixo X
ΔY	→ Tamanho de célula de grade ao longo do eixo Y
σ_z	→ Coordenada vertical que segue a topografia do modelo
ΔZ	→ Tamanho de célula de grade ao longo do eixo Z
a	→ Fator de transformação da coordenada σ_z
A	→ Variável escalar arbitrária
AC	→ Acréscimo
ADV	→ Operador advectivo
b^{ij}	→ Tensor deformação da coordenada σ_z
c	→ Velocidade de fase de onda
Cl_{ab}	→ Coleta da categoria a pela b
CN	→ Auto-conversão
c_p	→ Capacidade calorífica do ar seco à pressão constante
c_v	→ Capacidade calorífica do ar seco à volume constante
D	→ Tensor deformação
DKR	→ Coeficiente de ajuste associado às ondas de pequeno comprimento comparadas à resolução da grade do modelo
e_s	→ Pressão de saturação do vapor
e_v	→ Pressão de vapor
f	→ Parâmetro de coriolis

FR	→ Congelamento
g	→ Aceleração da gravidade
H	→ Altura do topo do modelo
k_0	→ Constante de Von Karman
K_H	→ Coeficiente de troca turbulenta para calor
K_{hh}	→ Coeficiente de troca turbulenta para calor na horizontal
K_{hz}	→ Coeficiente de troca turbulenta para calor na vertical
K_m	→ Coeficiente de troca turbulenta para momentum
K_{mh}	→ Coeficiente de troca turbulenta na horizontal
K_{mz}	→ Coeficiente de troca turbulenta na vertical
L_{iv}	→ Calor latente de sublimação
L_{lv}	→ Calor latente de condensação
m_d	→ Peso molecular do ar seco
ML	→ Liquefação
ML_{iv}	→ Liquefação
m_w	→ Peso molecular do ar úmido
NU	→ Nucleação
P	→ Pressão total do ar
P_0	→ Pressão no estado básico
P_{00}	→ Pressão de referência em 100 kPa
P_a	→ Pressão do ar seco
PR	→ Precipitação
R	→ Constante dos gases para o ar seco
r_c	→ Razão de mistura da água de nuvem
r_g	→ Razão de mistura da água dos agregados
R_i	→ Número de Richardson
r_i	→ Razão de mistura da água do cristal de gelo
r_i^*	→ Valor previsto para a razão de mistura do gelo
r_{ice}	→ Razão de mistura da água congelada
r_l	→ Razão de mistura da água líquida
RM	→ Escarcha
r_r	→ Razão de mistura da água de chuva
r_T	→ Razão de mistura total da água
R_v	→ Constante dos gases para o ar úmido
r_v	→ Razão de mistura do vapor d'água
r_{vs}	→ Razão de mistura do vapor saturado
T	→ Temperatura do ar
t	→ Variável temporal
T_0	→ Temperatura no estado básico
T_H	→ Temperatura de nucleação homogênea (233,16 K)
TURB	→ Operador turbulência
U	→ Componente zonal do vento horizontal

V	→	Componente meridional do vento horizontal
VD	→	Deposição ou evaporação
VD _{ab}	→	Deposição/evaporação da categoria a para b
V _r	→	Velocidade terminal para as gotas de chuva
W	→	Componente vertical do vento
X	→	Coordenada horizontal zonal cartesiana
X*	→	Coordenada horizontal zonal transformada
Y	→	Coordenada horizontal meridional cartesiana
Y*	→	Coordenada horizontal meridional transformada
Z	→	Coordenada vertical cartesiana
Z*	→	Coordenada vertical transformada
Zs	→	Altura da superfície do modelo em relação ao nível do mar

1.Introdução

Em regiões litorâneas, lagos, sistemas de ilhas, ou próximas a grandes corpos d'água, são observados ventos que, no decorrer do dia sofrem algumas variações de intensidade e direção. À estas circulações damos o nome de brisa marítima ou lacustre, e terrestre, conforme for a direção do vento; se da água para a terra ou da terra para a água, respectivamente.

Devido à radiação solar durante o dia, a superfície da terra se aquece muito mais rapidamente que a água, e este calor é transportado verticalmente para cima na atmosfera, camada por camada. Isto se deve ao fato de que todo o aquecimento radiativo, na terra, se concentra nos primeiros 30 cm, enquanto que na água isto ocorre em profundidades de até 100m; e também porque o calor específico da terra é menor que o da água, o que significa que a terra necessita de menos energia térmica para que ocorra um aumento de sua temperatura. Com isso, as camadas de ar junto a superfície terrestre se aquecem mais rapidamente que as que estão sobre a água, ficando menos densas que estas, gerando uma circulação no sentido ar mais denso em direção ao ar menos denso (conforme o Teorema da Circulação de Bjerknes).

Os sistemas de circulação costeiras podem diferir consideravelmente de uma região para outra, variando em direção, velocidade e fase de acordo com o local, condições atmosféricas, estação do ano, formato da costa, topografia

costeira e características do continente (textura do solo, umidade, tipo de vegetação, etc.).

O contraste horizontal do fluxo de calor sensível da superfície entre o solo e a água fornece a energia necessária para dirigir estes sistemas de mesoescala. O padrão de pressão atmosférica sinótica também tem um efeito direto sobre a intensidade, a persistência e a penetração das brisas.

Na ausência de escoamento significativo de larga escala, a circulação de brisa marítima tipicamente consiste de um escoamento de ar de 1000m de profundidade acima da superfície, e um fraco, mas profundo escoamento de retorno acima deste nível.

A brisa terrestre é mais rasa que a brisa marítima e consiste de um fluxo do continente para a costa próximo da superfície e seu retorno em direção oposta acima deste nível. É mais rasa devido ao aumento da estratificação da atmosfera e da reduzida mistura turbulenta à noite.

Estes sistemas têm sido tratados como importantes perturbações de mesoescala no fluxo regional.

Além destes sistemas, ou circulações, o estado físico da atmosfera sofre consideráveis modificações quando existe diferença no tipo de cobertura do solo, como vegetação, tipo de solo e pequenos corpos d'água. A estas circulações chamamos de não-clássicas.

Um exemplo de circulação não-clássica, que será também estudado neste trabalho, é aquela devido a inclusão de uma área urbana em uma dada região. O centro das cidades é normalmente mais quente que seus arredores, formando assim uma 'ilha de calor urbana'.

O objetivo deste trabalho é descrever a circulação atmosférica na Região Metropolitana da Porto Alegre (RMPA) resultante de circulações clássicas e não-clássicas, tais como as brisas marítima e lacustre, brisa terrestre e brisa

urbana/rural. Para tanto são feitas simulações numéricas de mesoescala em uma região em torno da RMPA, utilizando-se o RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), na sua versão 3b.

O presente trabalho consiste de um estudo de caso, em que se escolheu uma data mais propícia para estudo de circulações locais, tais como brisa marítima e lacustre (Laguna dos Patos), brisa terrestre e circulações secundárias devido a 'ilha de calor' formada pelo ambiente urbano da Região Metropolitana de Porto Alegre (RMPA). Utiliza-se, então, a técnica da simulação numérica para estudar o comportamento da atmosfera na região em questão; para isso o modelo utilizado é o RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), desenvolvido por cientistas da "Colorado State University" e da "ASTER division of Mission Research Corporation", em sua versão 3b.

2. Revisão Bibliográfica

Haurwitz (1947) mostrou que a circulação de brisa é influenciada pela diferença de temperatura do ar sobre a terra e o mar.

Pielke (1974a-b) modelou a brisa marítima no sul da Flórida com um modelo tridimensional, e notou que o aquecimento diferencial entre a terra e o mar sobre o sul da Flórida é o principal fator determinante na convergência de massa.

Physick (1976) simulou uma brisa lacustre com um modelo bidimensional, variando o tamanho do lago e a intensidade do vento devido à 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.

Innocentini (1981) usou um modelo bidimensional para simular a circulação terra/mar, 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; que a omissão de transporte vertical de momentum tende a concentrar as velocidades horizontais intensas próximas à superfície e que a advecção horizontal de temperatura é muito importante na penetração da frente de brisa marítima sobre o continente.

Cavalcante e Kousky (1982) estudaram a precipitação no litoral do Nordeste associada a brisa marítima e notaram

que as frentes de brisa, em penínsulas, tendem a colidir, gerando forte movimento ascendente. A situação inverte-se sobre as massas de água.

No estudo observacional feito por Oliveira e Silva Dias (1982) na cidade de São Paulo/SP, concluiu-se que o escoamento de ar proveniente do continente (brisa terrestre) é bem menos intenso que o de brisa marítima, pois a atmosfera é mais estável, inibindo assim a transferência de calor na vertical para uma camada mais profunda.

Silva (1986) realizou uma simulação numérica bidimensional para a região de São Paulo/SP. Neste trabalho foi estudada a interação da brisa marítima/terrestre, da brisa de vale/montanha e a circulação devido a ilha de calor da região metropolitana de São Paulo/SP. Os resultados atingidos conseguiram definir certas características da circulação resultante, como por exemplo o fato que a presença de uma região urbana no continente age retardando a penetração da brisa marítima; a camada de mistura que se desenvolve durante o dia é mais profunda sobre a cidade do que sobre a região rural e que na região urbana ocorre uma diminuição na camada da inversão térmica noturna em comparação com a região rural.

Stull (1988) definiu 'frente de brisa marítima' como o limite de progressão do ar frio que corresponde a uma região com convergência de massa, em baixos níveis, numa banda de 1 a 2 quilômetros de largura, com acentuada queda de temperatura, aumento de umidade e movimento ascendente de $0,5$ a $2,5 \text{ m s}^{-1}$.

Silva Dias, Vidale e Blanco (1995) fizeram um estudo de caso e simulação numérica da circulação no estado de São Paulo/BR em que a influência da brisa marítima / terrestre é estudada durante o verão (no qual as circulações locais têm maior influência), e concluíram que

o terreno complexo em torno do platô onde a cidade está localizada, em adição à proximidade do mar, representam o controle local sobre o campo do vento com implicações no transporte de constituintes atmosféricos na camada limite.

Os poucos trabalhos realizados próximos à Região Sul do Brasil incluem o trabalho de Berri (1987) que usou um modelo hidrostático de camada limite para simular a brisa marítima sobre a região que compreende a foz do Rio da Prata, enquanto Saraiva e Gandu (1996) deram continuidade a este trabalho usando um modelo tridimensional não-hidrostático com microfísica de nuvens quentes, e concluíram que o escoamento gerado pelas circulações termicamente induzidas, provocam escoamentos diferenciados na costa uruguaia a argentina: no litoral da Argentina a precipitação acompanha a frente de brisa enquanto que no litoral do Uruguai a precipitação fica localizada nos pontos de topografia mais acentuada.

Saraiva e Silva Dias (1994) usaram modelagem numérica para estudar as circulações locais no Estado do Rio Grande do Sul e entre suas conclusões está a importância da Lagoa dos Patos no escoamento de brisa.

Saraiva (1996) desenvolveu um estudo de condições de ciclogênese para a região sul para verão, inverno e primavera, considerando a variação da temperatura da superfície do mar devido às correntes marítimas, no que implicou também em um estudo de brisa marítima/terrestre (sobretudo no período do verão), no qual detectou que circulações locais na Depressão Central do Rio Grande do Sul levam a um importante controle sobre a formação de chuvas locais e na dispersão de poluentes da região industrial de Porto Alegre e sugere algum trabalho que estude com mais detalhes a interação das brisas marítima e lacustre (Lagoa dos Patos) / terrestre.

De acordo com Peterson (1970), quatro fatores contribuem para o excessivo calor nas cidades: as mudanças que os edifícios e as vias causam nas características térmicas da superfície; as mudanças do escoamento padrão devido a difusão de calor; as menores taxas de evaporação e perda de calor; e a quantidade adicional de calor devido as atividades humanas, ou seja, as chamadas fontes antropogênicas de calor.

3. Descrição da área em estudo

O Rio Grande do Sul é o estado mais meridional do Brasil, entre as latitudes 27°03'42"S e 33°45'09"S, e as longitudes de 57°40'57"W e 49°42'41"W. Sua área total é de 282 184 Km², sendo que 14 656 Km² são cobertos por água interna, principalmente por lagoas. Sua posição faz com que seu clima seja muito influenciado pela dinâmica das massas de ar provenientes das regiões polares. Pode-se considerar como clima dominante o subtropical, embora as altitudes elevadas do planalto e serra estejam sob clima temperado, típico de latitudes médias. Na sua configuração física duas áreas se individualizam: Planalto Basáltico, ao norte, com altitudes de mais de 800m; e as serras de terrenos cristalinos ao sul (Serra do Sudeste), de relevo suave, resultado de um processo de erosão de longa data. Entre estas duas formações localiza-se a Depressão Central, uma área de extensas várzeas e terrenos por vezes alagadiços com altitudes inferiores a 100m . No extremo oeste, o relevo de *cuestas* é sucedido pela planície; e à leste, encontra-se a região mais baixa do estado, configurada pela planície costeira, onde está a maior restinga do País, que é responsável pelas maiores lagoas do Brasil. A cobertura vegetal reflete a posição meridional do estado, de transição entre a região tropical, com predomínio de matas, e a zona temperada, onde são características as campinas e florestas mais abertas. Assim, tem-se no estado a predominância dos campos que recobrem a metade sul de seu território e ocorrem ainda, em superfícies elevadas, os

chamados campos de altitude. Seguem-se, em importância, as matas, típicas das áreas de planalto e serras, que se encontram atualmente muito devastadas, em função da expansão das atividades econômicas.

A Região Metropolitana de Porto Alegre (RMPA) encontra-se na região centro-leste do estado. Sua localização é muito distinta, pois imediatamente a sul é banhada pela Lagoa dos Patos; a leste, há a planície costeira e o Oceano Atlântico (a uma distância que varia de 80 a 100 km); a norte a Serra Geral e uma região de planalto, que declina moderadamente em direção ao sul e abruptamente em direção a leste; e a oeste há a Depressão Central. Isto faz com que ao sul da RMPA tenhamos altitudes mais baixas que 20m ao sul e mais ao norte chegue a mais de 300m. É formada pelas cidades de Porto Alegre, Alvorada, Cachoeirinha, Campo Bom, Canoas, Eldorado do Sul, Estância Velha, Esteio, Glorinha, Gravataí, Guaíba, Nova Hartz, Novo Hamburgo, Parobé, São Leopoldo, Sapiranga, Sapucaia do Sul e Viamão (figura 1).

Segundo o último censo demográfico realizado pelo IBGE, em 1991, a distribuição da população do Rio Grande do Sul (9 135 479 hab.) dá-se de forma irregular, encontrando-se mais concentrada na Mesoregião Metropolitana de Porto Alegre (figura 2); que é formada pelas microregiões de Montenegro, de Gramado-Canela, de São Jerônimo, Metropolitana de Porto Alegre, de Osório e de Camaquã; que detém 41.11% da população total do estado.

O desenvolvimento urbano-industrial das duas últimas décadas alterou a organização espacial do Rio Grande do Sul, que teve o seu contingente populacional e suas atividades econômicas concentradas em Porto Alegre, abrigando duas importantes funções, como metrópole regional e capital do estado. O dinamismo da Região Metropolitana advém, especialmente da industrialização aí concentrada,

representada principalmente pelos ramos químico, metalúrgico, mecânico, material de transporte e material elétrico. Especialmente a região industrial já se configura como uma 'mancha' que de Guaíba, a sudeste de Porto Alegre, estende-se em direção norte, passando pela capital, atingindo Canoas, Esteio, Sapucaia do Sul, alcançando o vale coureiro calçadista do Rio dos Sinos. É nesta direção norte, seguindo pelo importante eixo rodoviário representado pela BR-116, que se intensifica a periferia mais dinâmica da Região Metropolitana.

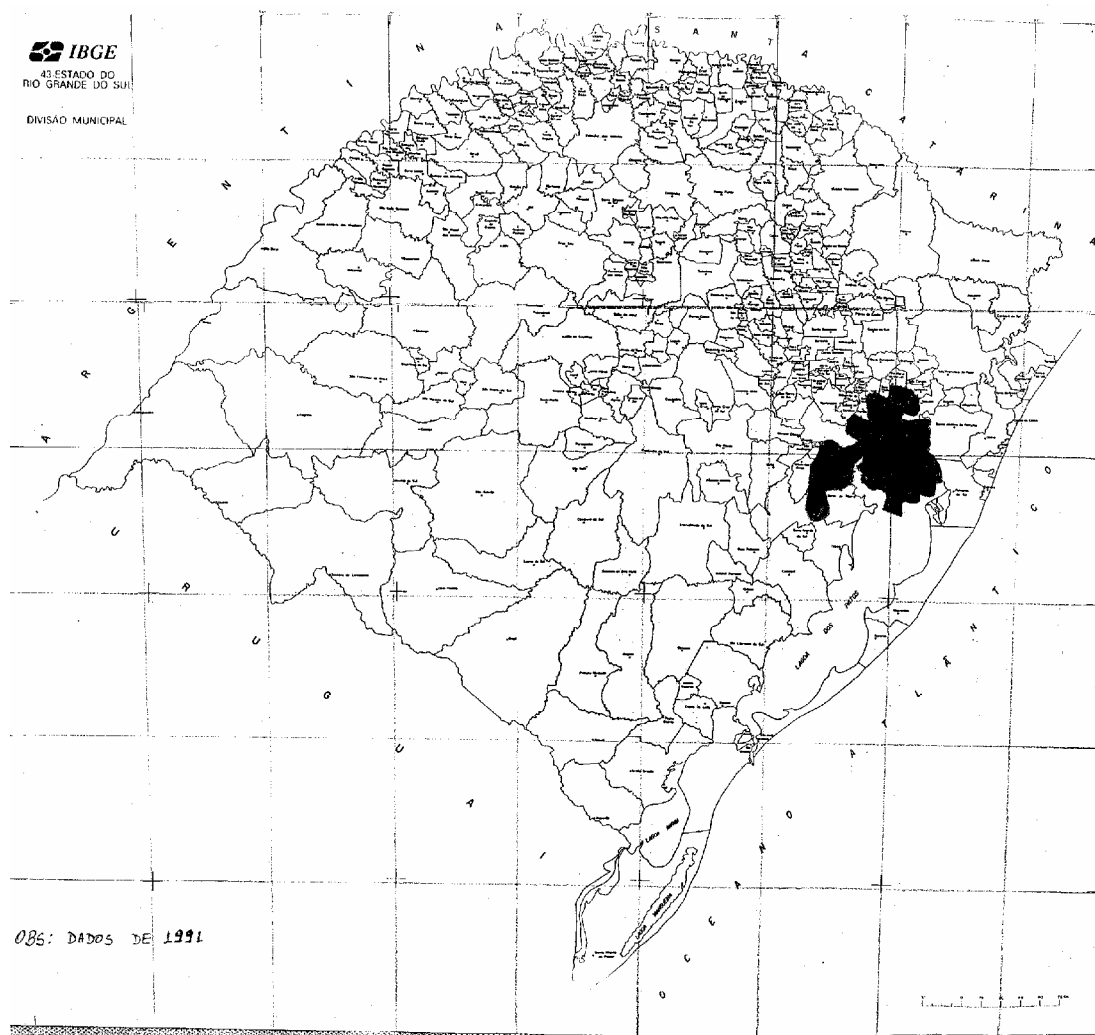


Figura 1: Delimitação da área da Região Metropolitana de Porto Alegre.

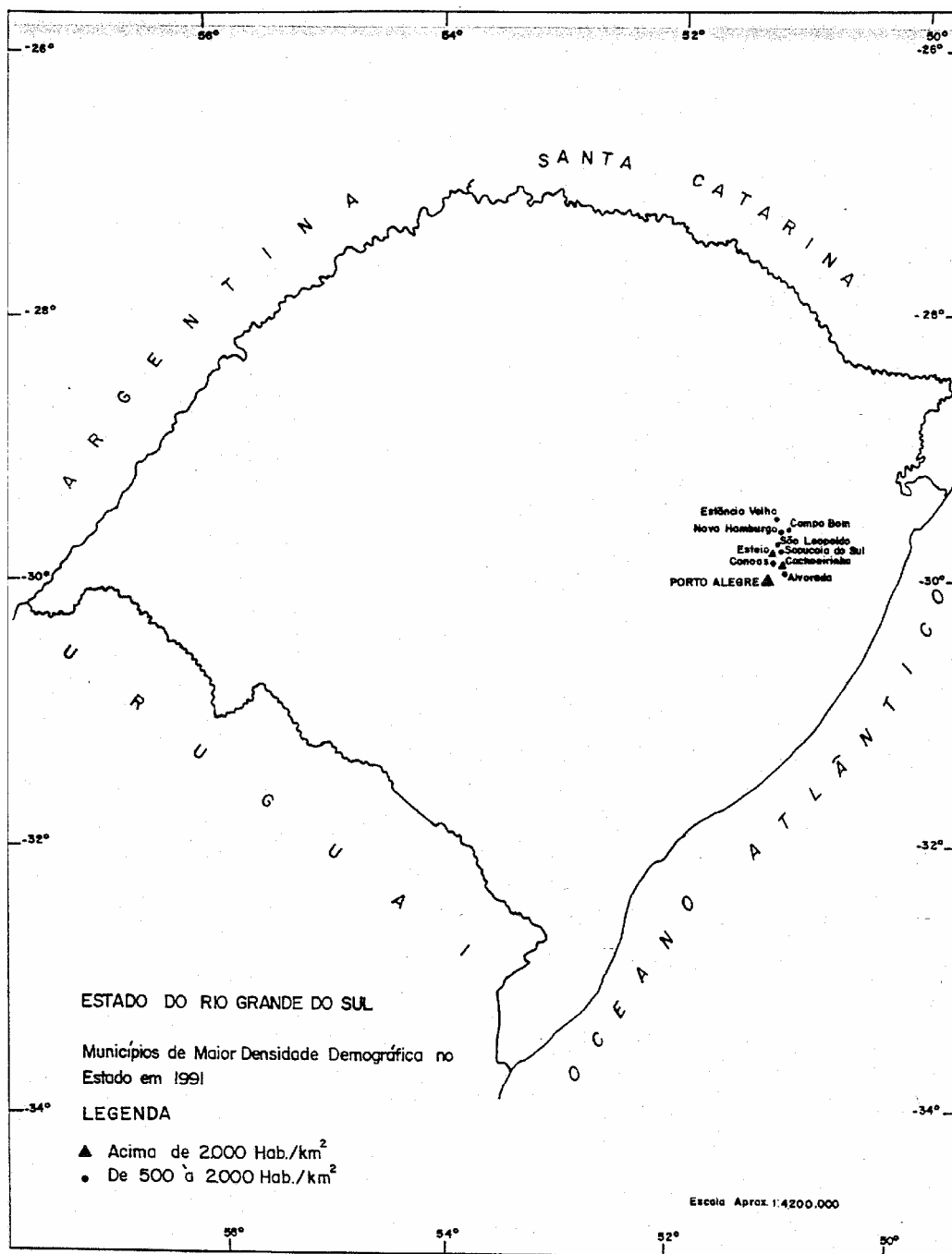


Figura 2: Municípios com maior densidade demográfica do Rio Grande do Sul, segundo o censo de 1991 (IBGE).

4. Descrição do modelo

O RAMS foi construído em torno de todo um conjunto de equações dinâmicas as quais governam os movimentos atmosféricos, e suplementos a essas equações opcionais parametrizações para difusão turbulenta, radiação solar e terrestre, processos úmidos incluindo a formação e interação de nuvens e água líquida e gelo precipitando, transporte de calor sensível e latente na atmosfera, múltiplas camadas de solo, cobertura por vegetação, e superfície líquida, os efeitos cinemáticos do terreno e convecção de cúmulus. O RAMS é fundamentalmente um modelo de área limitada, mas pode ser configurado para cobrir uma área tão grande quanto um hemisfério planetário para simulações de sistemas atmosféricos de meso e de grande escala. Grades aninhadas interativas em duplo sentido no RAMS permitem aninhar uma grade fina local para resolver sistemas numéricos compactos assim como tempestades, enquanto simultaneamente modela os sistemas ambientes de maior escala na grade mais grossa.

As características principais deste modelo são descritas em detalhes em Tripoli e Cotton (1982), Pielke et al. (1992) e Walko et al. (1995).

4.1. Sistema de Coordenadas

A grade utilizada é do tipo C (Mesinger e Arakawa, 1976). Nesta grade as variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas nos mesmos pontos de grade, e as de velocidade u , v e w intercaladas em $\frac{1}{2} \Delta X$, $\frac{1}{2} \Delta Y$ e $\frac{1}{2} \Delta Z$, respectivamente.

A grade possui um sistema de coordenadas cartesianas na horizontal e do tipo σ_z (sigma-z) na vertical. O sistema de coordenadas vertical é uma transformação descrita em Gal-Chen e Somerville (1975) e Clark (1977), o qual segue a topografia do terreno. O sistema de coordenadas é definido como:

$$\begin{aligned} X^* &= X \\ Y^* &= Y \\ Z^* &= \left[\frac{(Z - Z_s)}{(H - Z_s)} \right] \cdot H \end{aligned} \quad (4.1)$$

onde:

- (X^*, Y^*, Z^*) representam as coordenadas transformadas.
- (X, Y, Z) representam as coordenadas cartesianas .
- Z_s é a altura da superfície do modelo em relação ao nível do mar.
- H é a altura do topo do modelo, onde Z e Z^* são paralelos.

Segundo Clark (1977), o sistema de coordenadas descrito acima leva as seguintes transformações de derivadas espaciais para uma determinada variável escalar A :

$$\frac{\partial A}{\partial x_i} = (1/a) \left[\partial a b^{ij} A / \partial x_j^* \right] \quad (4.2)$$

onde a é dado por:

$$a(x^*, y^*) = 1 - z_s(x^*, y) / H = \partial z / \partial z^* \quad (4.3)$$

e o tensor b^{ij} é definido:

$$b^{ij} = \begin{pmatrix} 1 & 0 & (1/a)(\partial z_s / \partial x)(z^* / H - 1) \\ 0 & 1 & (1/a)(\partial z_s / \partial y)(z^* / H - 1) \\ 0 & 0 & 1/a \end{pmatrix} \quad (4.4)$$

As componentes da velocidade transformadas a partir das componentes cartesianas (u, v, w) são expressas como:

$$u^* = u \quad (4.5)$$

$$v^* = v \quad (4.6)$$

$$w^* = (uab^{13} + vab^{23} + w)(1/a) \quad (4.7)$$

na coordenada transformada.

Seguindo os trabalhos de Dutton e Fichtl(1969), Cotton e Tripoli (1978) e Tripoli e Cotton(1980), qualquer variável pode ser decomposta da seguinte forma:

$$A(x, y, z, t) = \bar{A}(x, y, z, t) + A''(x, y, z, t) = A_0(z) + \bar{A}'(x, y, z, t) + A''(x, y, z, t) \quad (4.8)$$

onde:

A_0 = estado de referência arbitrário horizontalmente homogêneo.

\bar{A}' = é uma variação não turbulenta em torno de A_0 (ou seja, o desvio da média sobre um volume do estado de referência).

A'' = é uma variação turbulenta em torno de A_0 (ou seja, o desvio da média).

A soma de A_0 e \bar{A}' pode ser representada por \bar{A} que representa o campo médio numa escala que o modelo numérico pode resolver.

4.2. Variáveis termodinâmicas

Como demonstrado por Tripoli e Cotton (1981), θ_{il} (a temperatura potencial da água líquida e do gelo) é conservada na presença de uma mudança de fase da água. A relação semi-empírica entre θ , θ_{il} , T , r_l e r_{ice} é dada por:

$$\theta = \theta_{il} \left[1 + (L_w r_l + L_w r_{ice}) / c_p \text{MAX}(T, 253) \right] \quad (4.9)$$

sendo:

θ = Temperatura potencial

θ_{il} = Temperatura potencial da água líquida e do gelo

T = Temperatura do ar

r_l = Razão de mistura da água líquida

L_w = Calor latente de condensação

L_w = Calor latente de sublimação

com θ definida pela equação de Poisson:

$$T = \theta \left(P / P_{00} \right)^{\frac{R}{c_p}} \quad (4.10)$$

sendo:

P = Pressão total

P_{00} = Pressão de referência em 100 kPa

R = Constante dos gases para o ar seco

c_p = Capacidade térmica para o ar seco à pressão constante.

As quantidades θ_{il} , r_T (razão de mistura total da água) e r_v (razão de mistura do vapor d'água) não são rotineiramente separadas em estado básico e desvio da média devido ao uso de um estado básico seco, onde $\overline{r_T} = \overline{r_T}$, $\overline{r_v} = \overline{r_v}$, assim como para todas as quantidades da substância água em suas devidas formas.

O estado de referência é suposto seco obedecendo a lei dos gases ideais, dada por

$$P_0 = \rho_0 R T_0 \quad (4.11)$$

onde P_0 , ρ_0 e T_0 são pressão, densidade e temperatura no estado básico.

O estado de referência é hidrostático, obedecendo a relação:

$$\frac{\partial P_0}{\partial z} = -\rho_0 g \quad (4.12)$$

onde g e z são a aceleração da gravidade e coordenada vertical, respectivamente.

A lei dos gases para o ar seco e vapor deve ser escrita na forma

$$\overline{P_a} = \overline{\rho_a} R \overline{T} \quad (4.13)$$

e

$$\overline{e_v} = \overline{\rho_a} r_v R \overline{T} \quad (4.14)$$

onde

$\overline{e_v}$ é a pressão de vapor,

R_v é a constante dos gases para o ar úmido,

ρ_a é a densidade do ar seco.

O subscrito "a" é usado para representar quantidades que representam o ar seco. A Lei de Dalton, da pressão parcial, pode ser escrita como

$$\bar{P} = \bar{\rho}_a (R + \bar{r}_v R_v) \bar{T} \quad (4.15)$$

onde P é a pressão total. A constante dos gases para o vapor deve ser definida como

$$R_v = \left(\frac{m_d}{m_w} \right) R \quad (4.16)$$

onde m_d e m_w são os pesos moleculares do ar seco e do ar úmido, e $\frac{m_d}{m_w} = 1.61$. A lei dos gases torna-se, então:

$$\bar{P} = \bar{\rho}_a (1 + 1.61 \bar{r}_v) R \bar{T} \quad (4.17)$$

Assumindo a equação de Poisson, (2.17) pode ser reescrita como

$$\bar{P}^{1/\gamma} = \bar{\rho}_a (1 + 1.61 \bar{r}_v) \bar{\theta} (R/P_{00}^*) \quad (4.18)$$

onde $\gamma = c_p/c_v$ e $e^* = R/P_{00}^*$. Expandindo (3.18) em torno do estado de referência seco, tomando-se o logaritmo e supondo que as perturbações do estado seco são pequenas, chega-se a uma relação:

$$\left(\frac{1}{\gamma} \right) \left(\frac{\bar{P}}{P_0} \right) = \left(\frac{\bar{\rho}_a}{\rho_0} \right) + \left(\frac{\bar{\theta}}{\theta_0} \right) + 1.61 \bar{r}_v \quad (4.19)$$

A equação acima é a versão linearizada da equação do estado, que é usada para relacionar variações de pressão, densidade, temperatura e umidade do modelo.

A densidade total é dada por:

$$\rho = \rho_a + r_T \rho_a \quad (4.20)$$

onde r_T é a razão de mistura da água, dada por:

$$\overline{r_T} = \overline{r_v} + \overline{r_c} + \overline{r_r} + \overline{r_i} + \overline{r_g} \quad (4.21)$$

ou

$$\overline{r_T} = \overline{r_v} + \overline{r_l} + \overline{r_{ice}} \quad (4.22)$$

onde

$$\overline{r_l} = \overline{r_c} + \overline{r_r} \quad (4.23)$$

e

$$\overline{r_{ice}} = \overline{r_i} + \overline{r_g} \quad (4.24)$$

sendo:

r_c = razão de mistura da água da nuvem,

r_r = razão de mistura da água da chuva,

r_i = razão de mistura da água do cristal do gelo,

r_g = razão de mistura da água dos agregados.

A razão de mistura de água de nuvem e de cristal de gelo são diagnosticadas das seguintes relações:

$$\overline{r_c} = \begin{cases} \text{MAX}(\overline{r_T} - \overline{r_r} - \overline{r_i^*} - \overline{r_g} - \overline{r_{vs}}, 0) & T > T_h \\ 0 & T \leq T_H \end{cases} \quad (4.25)$$

$$\overline{r_i} = \begin{cases} \overline{r_i^*} + \text{MAX}(\overline{r_T} - \overline{r_r} - \overline{r_i^*} - \overline{r_g} - \overline{r_{vs}}, 0) & T > T_h \\ \overline{r_i^*} & T \leq T_H \end{cases} \quad (4.26)$$

onde

T_H é a temperatura de nucleação homogênea do gelo ($T_H = 233.16$ K)

$\overline{r_i^*}$ é o valor previsto de razão de mistura do gelo,

$\overline{r_{vs}}$ é a razão de mistura do vapor saturado com relação a água líquida.

4.3. Operador Advectivo

Para qualquer variável dependente A , o operador advectivo é dado por:

$$ADV(\overline{A}) = -\left(\frac{1}{\rho_0 a}\right) \left(\frac{\partial}{\partial x_k^*} (ab^{jk} \rho_0 \overline{u_j} A) - \frac{A \partial}{\partial x_k^*} (ab^{jk} \rho_0 \overline{u_j}) \right) \quad (4.27)$$

onde j e k são índices que variam de 1 a 3. O operador advectivo é composto pela diferença entre o termo do fluxo divergente e o termo de divergência de momentum, de forma a incrementar a conservação numérica. O termo de divergência do fluxo deve ser diferenciado numericamente para conservar A , de forma que a divergência de momentum atue como fonte-sumidouro do termo A . Este termo representa o ganho e/ou a perda de massa no volume da grade e está intimamente relacionado com a tendência local de $\overline{\rho_a}$. Logo, regiões de divergência de momentum tendem a ser rapidamente destruídas pela rápida propagação das ondas acústicas, fazendo com que, em média, o sistema tenda ao balanço anelástico.

4.4. Equações prognósticas

A equação de estado linearizada (3.19) é usada para diagnosticar \overline{P} . A transformação de coordenadas também é feita com a especificação do estado básico seco. As equações do movimento são dadas por:

$$\frac{\partial}{\partial t} (\rho_0 \overline{u_i}) + \left(\frac{1}{a}\right) \left(\frac{\partial ab^{ij} \overline{P}}{\partial x_j^*} \right) + \rho_a g \delta_{i3} = \rho_0 ADV(\overline{u_i}) + \rho_0 TURB(\overline{u_i}) - \overline{r_i} g \delta_{i3} + \varepsilon_{ijk} f_j \overline{u_k} \quad (4.28)$$

onde ADV é um operador advectivo e $TURB$ é o operador turbulência (que é definido no item 3.2.1), e δ_{i3} é a função delta de Kronecker. É assumido que o campo inicial

de p_0 está em balanço geostrófico com o campo de u_{i0} . Variações horizontais em p_0 , devido ao efeito de Coriolis, são negligenciáveis nos primeiros cálculos.

A equação da continuidade completamente elástica que descreve a tendência temporal de $\overline{\rho_a}$ é dada por:

$$\left(\frac{\partial \overline{\rho_a}}{\partial t}\right) + \left(\frac{1}{a}\right) \frac{\partial}{\partial x_j^*} (ab^{ij} \rho_0 u_j) = 0 \quad (4.29)$$

onde a divergência de momentum está linearizada.

Esta forma é considerada uma boa aproximação da forma não-linear e pode também ser justificada com argumentos de análise de escala apresentados por Dutton e Fitchtl (1969).

As equações de continuidade de massa para os diversos estados físicos da água são:

$$\frac{\partial \overline{r_T}}{\partial t} = ADV(\overline{r_T}) + TURB(\overline{r_T}) - PR_r - PR_g - PR_i \quad (4.30)$$

$$\frac{\partial \overline{r_T}}{\partial t} = ADV(\overline{r_T}) + TURB(\overline{r_T}) + AC_{cr} + CN_{cr} + VD_{rv} + ML_{gr} - FR_{rg} - CL_{rg} - PR_r \quad (4.31)$$

$$\frac{\partial \overline{r_i}}{\partial t} = ADV(\overline{r_i}) + TURB(\overline{r_i}) - ML_{ic} + VD_{vi} - CN_{ig} + RM_{ci} + NU_{vi} - PR_i \quad (4.32)$$

$$\frac{\partial \overline{r_g}}{\partial t} = ADV(\overline{r_g}) + TURB(\overline{r_g}) - ML_{gr} + VD_{gv} + CN_{ig} + RM_{cg} + CL_{rg} + FR_{rg} - PR_g \quad (4.33)$$

Os termos fonte e sumidouros são definidos como:

- CL para coleta
- AC para acréscimo
- CN para auto-conversão
- NU para nucleação
- ML para liquefação
- FR para congelamento
- VD para deposição de vapor ou evaporação
- RM para escarcha
- PR para precipitação

Cada termo possui um subscrito duplo onde, o primeiro significa a fase da água sendo diminuída, e o segundo subscrito refere-se à fase da água que está aumentando. Os subscritos v , c , r , i e g referem-se ao vapor, água condensada, chuva, cristal de gelo e granizo, respectivamente. Como exemplo, AC_{cr} é o acréscimo de água de nuvem pela água de chuva. O subscrito simples associado com a precipitação refere-se à fase da água que está sendo precipitada.

A tendência da razão de mistura da água líquida, pela remoção pela precipitação, é dada por:

$$PR_r = - \left(\frac{1}{a\rho} \right) \frac{\partial}{\partial x_j^*} (\rho_0 \overline{V_r r_r}) \quad (4.34)$$

onde V_r é a velocidade terminal das gotas de chuva.

A última equação prognóstica é a equação da Energia Termodinâmica. Considerando θ_{ii} como uma grandeza conservativa para todas as mudanças de fase da água, θ_{ii} varia em função da remoção de hidrometeoros, que pode atuar como fonte ou sumidouro de θ_{ii} . Negligenciando armazenamento de calor por precipitação, pode-se escrever:

$$\frac{\partial \overline{\theta_{il}}}{\partial t} = ADV(\overline{\theta_{il}}) + TURB(\overline{\theta_{il}}) - \left(\frac{\overline{\theta_{il}^2}}{\overline{\theta}} \right) \left\{ [L_{lv} PR_r + L_{iv} (PR_i + PR_g)] / c_p MAX(T, 253) \right\} \quad (4.35)$$

As equações (3.28) a (3.33) e a (3.35) formam um sistema de nove equações prognósticas que, junto com o conjunto de equações diagnósticas, compõem um sistema de equações que pode ser resolvido numericamente, fornecidas as condições iniciais e de fronteira.

4.5. Parametrizações

O modelo numérico disponibiliza as parametrizações de turbulência, convecção, microfísica, solo, vegetação e radiação.

4.5.1. Parametrização de Turbulência

$$TURB(\overline{A}) = - \left(\frac{1}{a} \right) \frac{\partial}{\partial X_k^*} \left[ab^{jk} (\overline{A'' u_j''}) \right] \quad (4.36)$$

onde $\overline{A'' u_j''}$ é fluxo turbulento da variável A que é parametrizado usando fechamento de viscosidade turbulenta.

Para momentum, o fluxo turbulento é parametrizado por:

$$-\overline{u_i'' u_j''} = \left(K_M / a \right) \left[\frac{\partial}{\partial X_i^*} (ab^{il} \overline{u_i}) + \frac{\partial}{\partial X_l^*} (ab^{il} \overline{u_j}) \right] \quad (4.37)$$

Para variáveis escalares o fluxo turbulento é dado por:

$$-\overline{\phi'' u_j''} = \left(K_H / a \right) \frac{\partial}{\partial X_i^*} (ab^{ii} \overline{\phi}) \quad (4.38)$$

onde K_M e K_H são coeficientes de troca turbulenta para momentum e calor, relacionados por:

$$K_H = 3 K_M \quad (4.39)$$

A forma básica do coeficiente de troca turbulenta é a usada por Cotton e Tripoli (1978), sendo expressa por:

$$K_M = \left[\frac{(DKR)^2}{\sqrt{2}} \right] \Delta^2 |D|^2 \left[1 - \left(\frac{K_H}{K_M} \right) R_i \right] \quad (4.40)$$

onde:

Δ = comprimento de mistura, que é dependente do espaçamento da grade.

R_i = é o número de Richardson.

DKR = é um coeficiente ajustado para que ondas de comprimento pequeno sejam removidas sem que a simulação fique excessivamente suavizada (Pielke, 1974b).

A magnitude do tensor de deformação $|D|$ é calculada por:

$$D = \left[\sum_j \sum_k \left(\frac{\partial \overline{u_j}}{\partial X_k} + \frac{\partial \overline{u_k}}{\partial X_j} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} \quad (4.41)$$

O termo envolvendo o número de Richardson na equação (4.40) é um termo de flutuação, descrito por Cotton (1975), que suprime turbulência em regiões estáveis e a intensifica quando a atmosfera é instável. Na aplicação da

equação (4.40), o comprimento de mistura é escolhido com base no volume de grade para que o ruído numérico possa ser controlado. Entretanto se o espaçamento da grade é menor na vertical do que na horizontal, um coeficiente turbulento suficientemente grande para suprimir o ruído na horizontal também pode destruir características resolvíveis na vertical. Para evitar este problema no RAMS, o comprimento de mistura é dado pelo espaçamento de grade na vertical K_{mz} e horizontal K_{mh} . Logo, os coeficientes de troca turbulenta para a vertical e horizontal são dados por:

$$K_{mz} = \Delta Z^2 \left(\frac{K_m}{\Delta_z} \right) \quad (4.42)$$

$$K_{mh} = \left(\frac{\Delta X \Delta Y}{\Delta_h^2} \right) K_m \quad (4.43)$$

onde K_m é dado pela equação (4.40). Relações similares são usadas para obter K_{hz} e K_{hh} .

A parametrização vertical utilizada pelo modelo é ordem e meia (Stull, 1988). Os campos médios, as variâncias de temperatura e umidade e a energia cinética turbulenta (TKE) são prognosticados. A equação prognóstica para TKE é usada no lugar das equações prognósticas para as variâncias de velocidade. Os fluxos turbulentos, que são representados pelas covariâncias dessas grandezas são parametrizados em função das variâncias e da energia cinética turbulenta. Nas equações prognósticas para variâncias e para TKE surgem termos de correlação tripla (ou de terceira ordem) que também são parametrizados em função dos gradientes verticais das variâncias de umidade, temperatura e da TKE.

4.5.2. Parametrização da Convecção

A parametrização convectiva é utilizada para redistribuir calor e umidade (como em uma convecção) em uma coluna da grade quando o modelo gera uma região superadiabática ou convectivamente instável e quando a resolução horizontal da grade é muito grande para o modelo desenvolver a circulação por si mesmo. A condição ideal para o modelo resolver uma circulação convectiva é de que as células da grade sejam pequenas horizontal e verticalmente; para convecção profunda as células devem ser menores que 1 ou 2 km de resolução horizontal. Resoluções maiores que esta precisam realizar movimentos verticais suficientemente difíceis ou impossíveis para transportar adequadamente o fluxo de calor excedente e umidade tanto quanto converter a energia potencial convectiva disponível em outras formas. Assim, é em grades resolução muito grande que uma parametrização convectiva se torna necessária.

O RAMS disponibiliza uma versão modificada da parametrização tipo Kuo (Kuo,1974) e Molinari (1985) desenvolvida por Tremback (1990). Essa parametrização é bastante simplificada, válida somente para convecção profunda, na qual o entranhamento de massa ambiente pela nuvem é desprezível. A frequência com que são realizados os cálculos da parametrização é de uma a cada 1200 segundos. As modificações incluem um cálculo da influência da corrente descendente (downdraft) e a determinação do parâmetro b , baseado na fórmula da eficiência de precipitação em Fritstch e Chappel (1980). A parametrização é ativada quando a coluna da grade está convectivamente instável e há um movimento vertical ascendente mínimo no nível de condensação por levantamento de 0,1 cm/s.

Como opção, no RAMS, pode-se ligar ou desligar a parametrização de cúmulus. Neste trabalho ela foi ligada.

4.5.3. Parametrização da Microfísica

A parametrização da microfísica de nuvens é essencialmente aplicada a qualquer forma em que a água possa estar presente, isto é, forma líquida, vapor ou gelo. Esta parametrização inclui também os processos de precipitação.

A divisão da substância água total para o vapor d'água e água de nuvem é sempre diagnosticada. O efeito da flutuação positiva do vapor d'água e de água líquida na nuvem são incluídas na equação do movimento vertical. Efeitos radiativos de vapor d'água e água de nuvem são ativados, se a parametrização da radiação for ativada, como neste caso. Foram consideradas espécies de hidrometeoros tais como, água de chuva, cristais de pristina e granizo. O diâmetro médio dessas espécies são especificados à partir de valores definidos no código de entrada do modelo. Em seguida são diagnosticadas as concentrações do número de elementos de cada espécie à partir dos diâmetros médios, e as razões de mistura são prognosticadas. Uma descrição dos processos microfísicos levados em conta no RAMS encontra-se em Meyers e Cotton (1992).

Os termos que explicitam os processos microfísicos presentes na atmosfera encontra-se na equação da termodinâmica (3.35), e a equação da conservação da substância água, em relação aos termos fontes e sumidouros e aos termos de conversão, conforme descrito por Cotton et al. (1982). Estes termos explicam as modificações de energia procedente das mudanças de fase e, portanto, as modificações de massa para conteúdos de vapor, água líquida e gelo; assim como as modificações de massa entre hidrometeoros temporariamente num mesmo estado físico.

4.5.4. Parametrização do Solo

O RAMS possui um esquema que disponibiliza 12 tipos de solos, desenvolvido por McCumber e Pielke (1981). A tabela 1 demonstra esta classificação.

Nos experimentos deste trabalho o tipo de solo escolhido foi o Franco Argiloso Arenoso, apesar de possuir uma faixa litorânea (em que o solo predominante é o Arenoso). Esta escolha foi feita baseado no fato de a região de maior interesse ser a RMPA, onde já é presente a argila na composição do solo.

Tabela 1 - Tipos de solos disponíveis no RAMS.

01	Areia
02	Franco Arenoso
03	Areia Franca
04	Franco Siltoso
05	Franco
06	Franco Argiloso Arenoso
07	Franco Argiloso Siltoso
08	Franco Siltoso
09	Argila Arenosa
10	Argila Siltosa
11	Argila
12	Turfa

4.5.5. Parametrização da Vegetação

O modelo de vegetação utilizado no RAMS, versão 3b, é a parametrização de camada volumétrica (Bulk), descrito por Avissar e Pielke (1989). Nele a superfície é composta de duas camadas, uma de solo e outra de vegetação; ou alternativamente a superfície líquida. Quando o solo é nu, a superfície consiste de uma única camada, que é a superfície do solo. Se a vegetação está presente, a superfície consiste da superfície do solo e do número de camadas de vegetação equivalente ao índice foliar da

vegetação. Se, por exemplo, o índice de área foliar (IAF) for 2, a superfície terá 3 camadas: duas da vegetação e a superfície do solo.

O RAMS possui 18 opções para parametrização da vegetação (tabela 2). Neste trabalho foram utilizadas diferentes parametrizações. No experimento 1 todo o domínio foi parametrizado com grama curta. Nos experimentos 2 e 3 a RMPA foi parametrizada com deserto, sendo que o restante do domínio permaneceu com grama curta. Esta modificação pode ser feita na subrotina SRFINT (que define as matrizes de textura do solo, umidade do solo, temperatura do solo, tipo de vegetação, rugosidade e temperatura da água do mar, localizada no módulo "ruser.f" do modelo).

Tabela 2 - Tipos de vegetação disponíveis no RAMS

01	Plantações
02	Grama curta
03	Árvore com folha estreita e persistente
04	Árvore com folha estreita e temporário
05	Árvore com folha larga e temporária
06	Árvore com folha larga e persistente
07	Grama alta
08	Deserto
09	Tundra
10	Plantações irrigadas
11	Semi-deserto
12	Superfície de gelo
13	Pântano, brejo
14	Água no interior do continente
15	Oceano
16	Arbusto persistente
17	Arbusto temporário
18	Bosque

4.5.6. Parametrização da Radiação

A parametrização da radiação deve ser feita tanto para radiação de onda longa quanto de onda curta. Para ambos os comprimentos de onda existem três opções: parametrização desligada; pelo esquema de Mahrer e Pielke (1977); e pelo esquema de Chen e Cotton (1983, 1987). Pelo esquema de Mahrer e Pielke, mais simplificado, não considera os efeitos radiativos da água líquida e do gelo. O esquema de Chen e Cotton, mais complexo, leva em consideração estes efeitos, a ponto dos efeitos de sombra de nuvem serem considerados.

Neste trabalho foi utilizado o esquema de Mahrer e Pielke (1977), por se tratar de um estudo de circulação e em um domínio com dimensões não muito grandes.

4.6. Condições de Fronteira

O RAMS disponibiliza três opções de fronteira lateral: a condição de Klemp e Wilhelmson (1978a,b), a condição de Klemp e Lilly (1978) e a condição de Orlanski (1976).

Na primeira é arbitrado um valor para a componente normal à fronteira da velocidade c de fase de ondas de gravidade dominantes.

A segunda é uma variante da condição de Orlanski, nela são calculadas as velocidades de propagação de gravidade para cada célula da grade é calculada uma média verticalmente, com um único valor médio sendo aplicado em toda uma coluna vertical.

Na terceira a velocidade de propagação das ondas de gravidade é computado para cada célula de grade dos limites laterais baseado em uma velocidade de propagação aparente dos distúrbios que se aproximam da fronteira vindos do interior do domínio, propagando-os livremente através das fronteiras laterais.

A condição de fronteira no topo é rígida, com os últimos níveis realizando um papel de absorção dos distúrbios (camada de absorção de fricção de Rayleigh) com a finalidade de impedir a reflexão no topo de ondas de gravidade propagando-se na vertical.

Neste trabalho, para as fronteira laterais foi adotada a condição de Orlanski, e para a fronteira superior foram tomados os últimos 5 níveis como camada de absorção das ondas de gravidade.

4.7. Descrição da forçante térmica

Nos trabalhos já realizados que incluem "ilha de calor" uma das maiores, senão a maior, dificuldade é dimensionar a energia que deve ser inserida no sistema para que ele possa representar condições reais. Esta dificuldade resulta de vários fatores, por exemplo: a distribuição irregular do ambiente urbano faz com que o balanço de energia fique muito complexo; e os fatores antropogênicos de geração de calor e de modificação da constituição da atmosfera local são ainda mais complexos; indústrias, veículos, etc.

Como uma solução simples para esta questão foi optado por "criar" um ambiente que imitasse, ou próximo disso, condições de balanço de energia de um ambiente urbano. Com isso foi modificada a superfície de uma área aproximadamente coincidente com a RMPA (grade 2), estabelecendo-se que nela não haveria nenhuma vegetação (classificação 'deserto' da parametrização de vegetação do RAMS); procurou-se com isso simular as superfícies pavimentadas das regiões urbanas (Experimentos 2 e 3). Com esta opção foi mudado o balanço de energia de tal forma que o fluxo de calor sensível aumenta junto a superfície, aumentando a sua temperatura durante o dia. Este aumento de

temperatura seria quantitativamente similar a 'ilha de calor urbana' propriamente dita. Esta opção é bastante aceitável para períodos diurnos, aos quais a radiação solar é incidente, mas durante a noite o maior fluxo de calor sensível resfria a superfície mais rapidamente também, e a 'ilha de calor' estaria desfeita. Para corrigir isto, no Experimento 3, à partir do pôr-do-sol, foi inserida na subrotina FORCE, do RAMS, uma expressão que atenua esta perda de energia, fazendo com que metade do calor perdido no primeiro nível (junto a superfície), a cada TIMESTEP, seja reinserido no sistema. Esta opção faz com que uma pequena 'ilha de calor' seja mantida também durante a noite.

Embora esta não seja a opção mais precisa, por ser uma fórmula virtualmente linear, estando somente em função da perda de calor da superfície, ela foi escolhida pela simplicidade de aplicação e por seus resultados serem bastante satisfatórios.

4.8. Inicialização do modelo

O RAMS, versão 3b, tem duas opções de inicialização: horizontalmente homogêneo e horizontalmente variado. Na primeira os dados iniciais são oriundos de uma sondagem, que é extrapolada, no instante inicial, para todos os pontos de grade, nível a nível. Para adaptar os níveis de observação desta sondagem aos níveis do domínio em questão o modelo faz uma interpolação dos dados. Na segunda opção o modelo se utiliza do pacote de Análise Insentrópica (ISAN).

Neste trabalho o modelo é inicializado com uma estrutura horizontalmente homogênea, sem o campo básico do vento, de forma que seja possível identificar os controles exercidos pelas circulações locais e secundárias.

Foi utilizada a sondagem de Porto Alegre, das 12:00 UTC do dia 16 de janeiro de 1999, como fonte inicial de dados (tabela 3), fornecida pelo Ministério da Aeronáutica. Nesse dia o horário do nascente as 08:39 UTC e do poente as 22:26 UTC (fonte: Ministério da Aeronáutica). Então o modelo foi inicializado para começar a rodar à partir das 09:00 UTC, horário próximo ao nascer do sol, e roda por 24 horas.

Tabela 3- Dados de entrada para a inicialização do modelo (sondagem de 16/01/99, às 12:00 UTC).

Altitude (m)	Pressão (hPa)	Temperatura(°C)	Depressão psicrométrica(°C)	U (m/s)	V (m/s)
4 (Sup.)	1013.2	22.0	8.5	0.0	0.0
529	953.2	16.2	3.1	0.0	0.0
1430	856.8	12.0	9.1	0.0	0.0
3114	700.1	9.2	27.9	0.0	0.0
3951	632.2	4.3	28.5	0.0	0.0
5376	529.0	-5.0	23.1	0.0	0.0
7483	401.1	-21.6	22.8	0.0	0.0
10752	252.1	-41.0	20.2	0.0	0.0
16596	100.1	-73.5	19.4	0.0	0.0
20718	49.9	-63.6	23.6	0.0	0.0
25573	23.3	-49.7	26.3	0.0	0.0

5. Dos Experimentos

São apresentados 3 experimentos, denominados Experimento 1 (E1), Experimento 2 (E2) e Experimento 3 (E3).

O primeiro (E1) é o caso mais simples, com apenas uma grade de resolução horizontal de 8km x 8km, com a superfície coberta tão somente por grama curta em todo o domínio, sem a forçante térmica.

O segundo (E2) já utiliza duas grades, a mais grossa igual a de E1, e a mais fina com resolução horizontal de com 2km x 2km coincidindo aproximadamente sobre a RMPA (figura 3), também sem a forçante térmica.

O terceiro (E3) é o mais complexo, que aplica duas grades, conforme o experimento 2, e faz uso da forçante térmica à partir do pôr-do-sol, conforme descrita no item 4.7.

Nos 3 experimentos, o domínio foi centrado em um ponto da RMPA, de latitude 29.95°S e longitude 51.06°W , com a grade maior de dimensões horizontais de 400km x 400km, em uma altura de 22 099.7m com 35 níveis de distintos (Tabela 4).

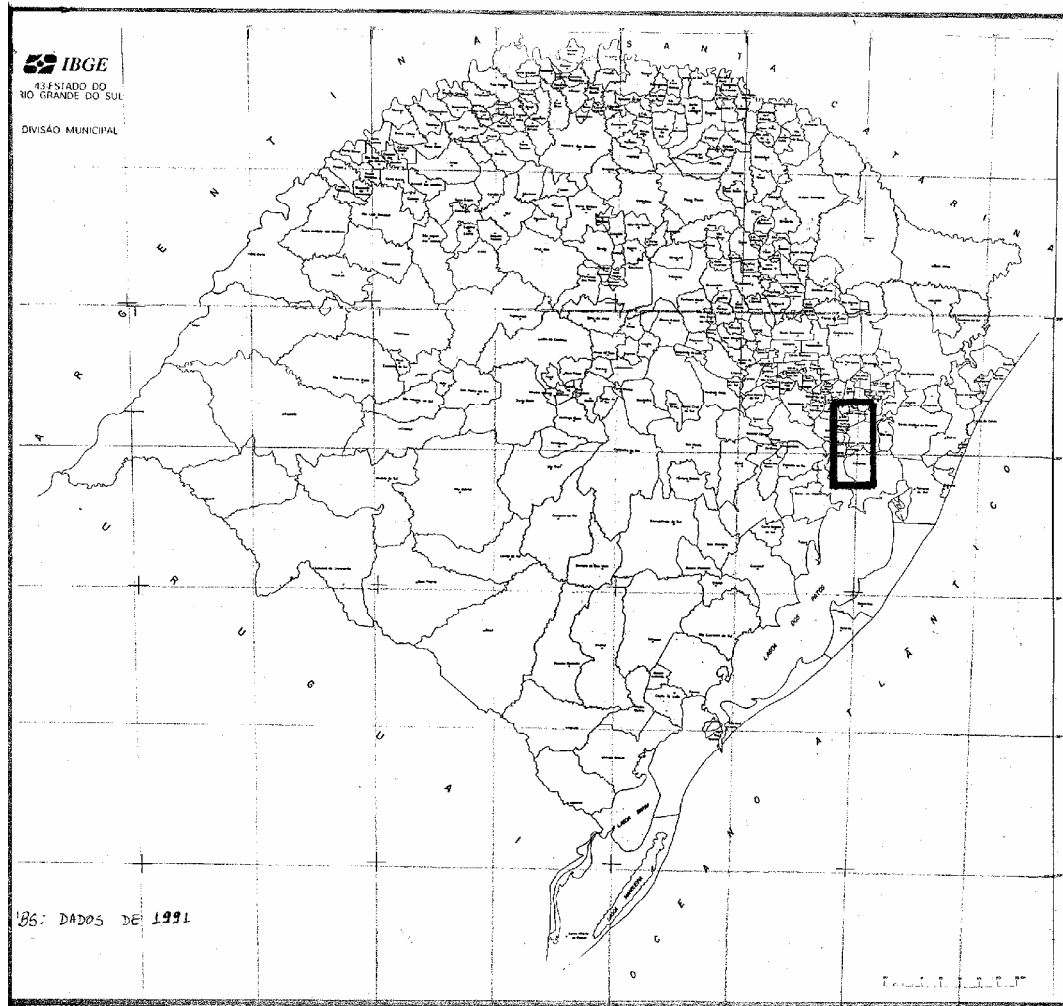


Figura 3: Delimitação da grade 2 (mais fina), aproximadamente coincidente com a RMPA.

Tabela 4- Descrição dos níveis criados pelo modelo.

Nível	Z (m)	Pressão (Pa)	Nível	Z (m)	Pressão (Pa)
1	-8.7	101468.2	19	2330.4	76937.1
2	9.5	101255.4	20	2816.4	72567.2
3	31.5	101000.4	21	3399.7	67621.2
4	57.7	100695.0	22	4099.7	62066.9
5	89.3	100329.4	23	4939.6	55898.7
6	127.2	99891.8	24	5947.5	49151.9
7	172.6	99368.5	25	7161.9	41882.3
8	227.1	98742.9	26	8588.1	34463.7
9	292.5	97995.8	27	10099.7	27814.6
10	371.0	97104.4	28	11599.7	22307.6
11	465.2	96042.0	29	13099.7	17748.4
12	578.3	94778.1	30	14599.7	13999.3
13	713.9	93279.0	31	16099.7	10933.9
14	876.7	91506.3	32	17599.7	8497.7
15	1072.1	89416.5	33	19099.7	6622.2
16	1306.5	86961.7	34	20599.7	5181.0
17	1587.8	84093.2	35	22099.7	4073.1
18	1925.3	80766.1			

6. Resultado dos experimentos

À seguir são comentados os resultados obtidos nos três experimentos. As figuras apresentadas correspondem a visualização de grandezas que foram analisadas pelo modelo, tais como vento, temperatura, umidade, etc. As linhas cheias correspondem a valores positivos, e as linhas tracejadas a valores negativos de cada grandeza, respectivamente. Nas seções verticais a coordenada vertical é em metros, e a componente vertical do escoamento (W) foi multiplicada por 30 (trinta) para melhor visualização gráfica. As unidades de medidas são:

- Vento Horizontal (inclusive as componentes).....m/s
- Temperatura Potencial.....K
- Razão de Mistura.....g/kg
- Razão de mistura de água de nuvem.....g/kg

6.1. Resultados do Experimento 1

O experimento 1 é o mais simples dos três, e serve para estudar os escoamentos básicos que são resultantes do balanço de energia dentro do domínio. Como mencionado anteriormente, o modelo é inicializado com o campo do vento zerado em todo o domínio, às 09:00 UTC (06:00 horas local).

Às 13:00 UTC já existe um começo de escoamento junto a superfície, e nota-se claramente que é o resultado da brisa de vale, pois estende-se ao longo da encosta da Serra Geral com intensidade de até 5 m/s. Isto pode ser visto comparando as figuras 4a e 4b.

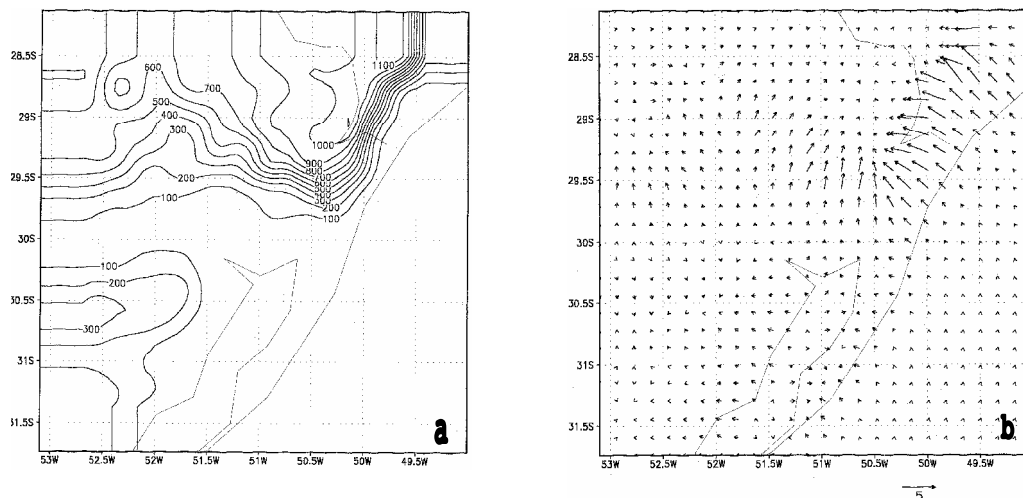


Figura 4 - Experimento 1 : a) Topografia da grade (intervalo de 100m); b) Campo do vento horizontal na superfície às 13:00 UTC.

Às 16:00 UTC o continente já tem temperaturas mais altas que o oceano e a laguna (figura 5a), e já está bem definido todo o complexo de circulações esperadas (figura 5b): a brisa de vale (que foi a primeira a se formar), a brisa marítima e a brisa lacustre. Na encosta da Serra Geral a circulação já desenvolve velocidades de até 8 m/s junto a superfície, enquanto que a componente do vento é normal à linha da costa ao longo de todo o litoral caracterizando a brisa marítima. Além disso sobre a Lagoa dos Patos desenvolve-se outra circulação completamente independente das duas primeiras, a circulação de brisa lacustre, que na sua parte leste gera uma região de convergência de massa sobre o estreito que se forma entre a laguna e o mar, e na sua parte oeste associa-se com a brisa de vale (Serra do Sudeste) e na parte norte gera circulação de sul sobre a RMPA. Na RMPA gera-se uma área de convergência de vento resultante da circulação de sul da brisa lacustre a de leste da brisa marítima,

aproximadamente ao longo de 51°W . A figura 5c ilustra a distribuição da componente U do vento na superfície onde se define claramente a brisa marítima (valores negativos ao longo da costa), a região de confluência entre as brisas marítima e lacustre (forte gradiente no campo do vento sobre o estreito entre a laguna e o mar) e a brisa lacustre avançando mais a oeste sobre o interior do continente. Um fato importante é o valor zero para esta componente sobre a RMPA, que demonstra que esta área está sob a circulação de sul que vem da laguna. Já o escoamento de retorno fica bem definido em 1306m, e demonstra coerência com o que seria esperado (figura 5d).

Às 19:00 UTC o campo da temperatura na superfície encontra-se bem mais definido, com o continente bem mais quente que a laguna e o mar (figura 6a), e a frente de brisa marítima já vence o bloqueio da circulação de brisa lacustre a leste da Lagoa dos Patos e começa a invadir a RMPA (Figura 6b). A circulação de brisa lacustre, em superfície, avança sobre a RMPA e a Depressão Central ainda mantendo uma área de convergência de vento resultante da circulação de sul da brisa lacustre e de leste da brisa marítima, aproximadamente ao longo de 51°W .

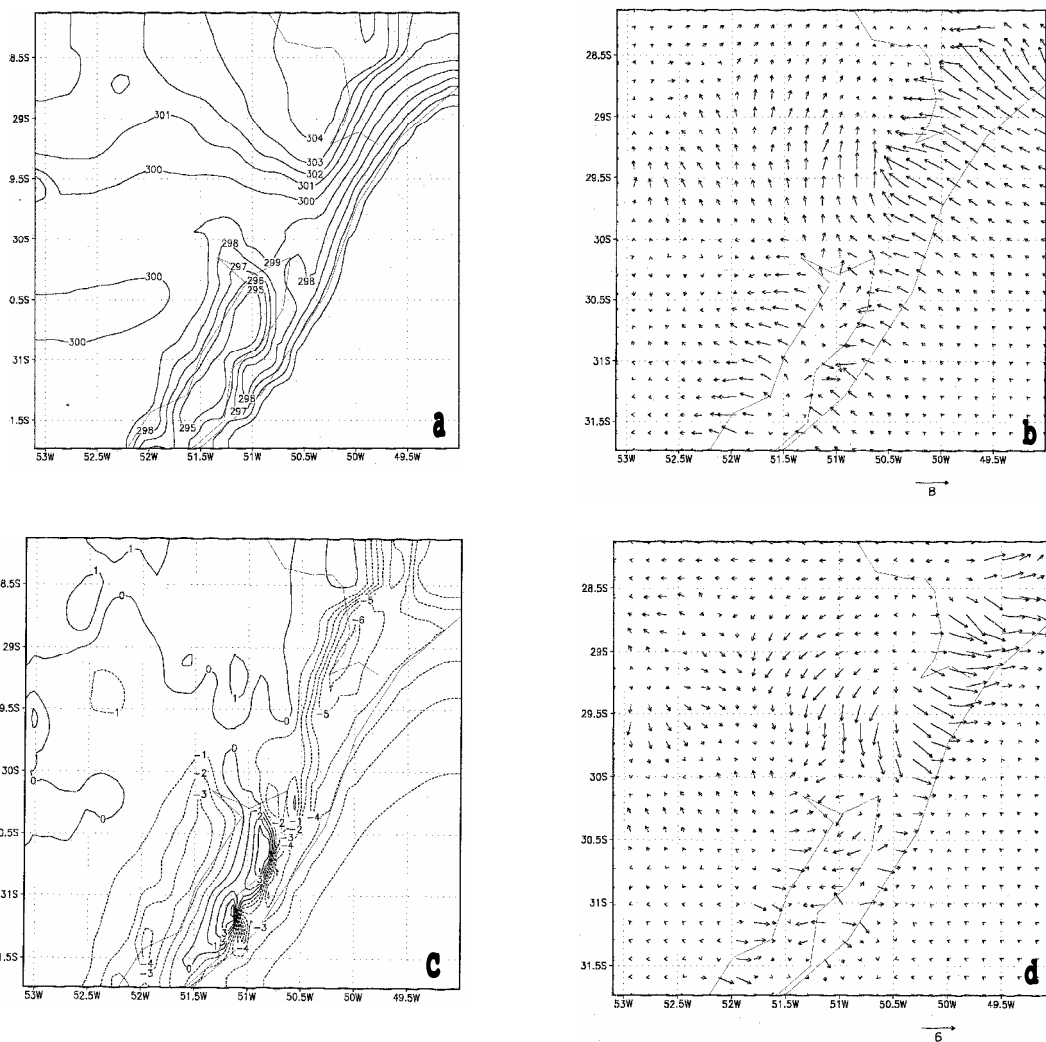


Figura 5 - Experimento 1 às 16:00 UTC: a) Temperatura potencial em superfície; b) Campo do vento horizontal em superfície; c) Componente U do vento em superfície; d) Campo do vento horizontal em 1306m.

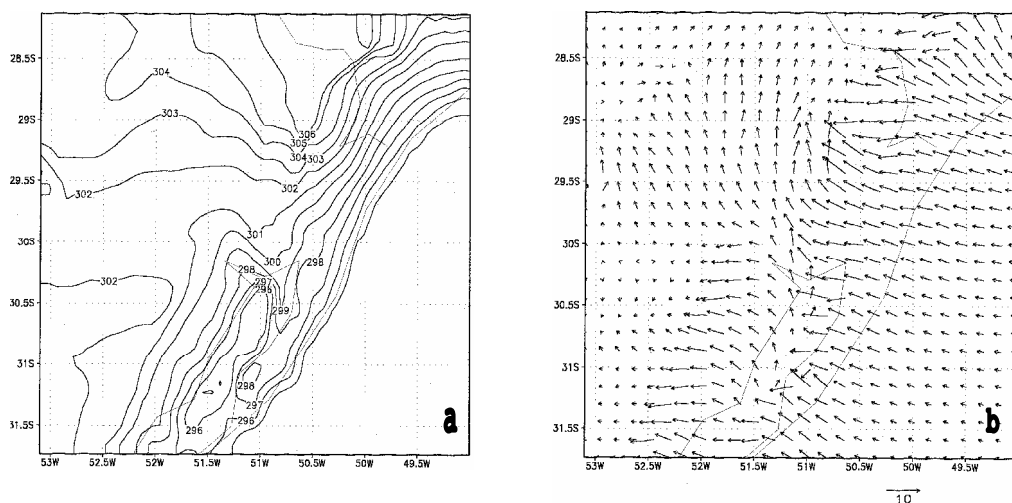


Figura 6 - Experimento 1 às 19:00 UTC na superfície: a) Temperatura potencial; b) Campo do vento horizontal.

Às 20:00 UTC, na superfície, uma análise na componente zonal do vento (U) confirma que a frente de brisa marítima já ultrapassou a RMPA (figura 7a). Sendo que a frente de brisa marítima já é bem definida ao longo de toda a costa do Rio Grande do Sul (RS) e do sul de Santa Catarina (SC), tendo avançado em torno de 100 km sobre o continente, apresentando a componente zonal módulos chegando a 7 m/s, de leste. Na parte leste da RMPA o módulo de U é de 6 m/s, e na oeste 2 m/s, confirmando ainda a existência de acúmulo de massa (convergência). O nível da circulação de retorno, que se encontra em 1587m, confirma isto (figuras 7b e 7c), onde manifesta-se uma divergência sobre a RMPA e o aumento da razão de mistura do vapor d'água. A formação de nuvens cumuliformes (figura 7d) se faz em pontos isolados e está associada ao levantamento forçado devido à orografia.

A análise da seção vertical sobre a latitude de 30°S (figura 7e), mostra duas células de 299K em torno de 51°W , uma ligada à circulação de brisa marítima, e outra

com a circulação de brisa lacustre. Entre estas duas células está a região de convergência entre as duas circulações provocando uma componente vertical do vento. Está bem claro nesta figura também o gradiente de temperatura entre a região do oceano e do continente; além disso a circulação muda de sentido, à leste de 51°W , entre 1200 e 1400m de altitude, caracterizando o fluxo de retorno, e à oeste desta longitude, o fluxo é de leste, o que caracteriza que a circulação de brisa lacustre invade a Depressão Central antes da brisa marítima.

Às 00:00 UTC o escoamento na superfície é predominantemente de leste com a brisa marítima tendo avançado quase 200km pelo continente ao longo de todo o litoral. Já começa a circulação de montanha, descendo a encosta da Serra Geral na região entre o RS e SC (figura 8a e 8b). O escoamento de retorno, em 1587m, mostra dois escoamentos distintos (figura 8c) que chegam até a RMPA: o primeiro de noroeste, representa o retorno da brisa marítima sobreposto ao retorno da brisa de vale (ainda persistindo); e o segundo, de sudoeste, é tipicamente o retorno da brisa marítima. Eles confluem a oeste e ao sul da RMPA. A linha de confluência fica bem definida na figura 8d, que apresenta a componente (V) do vento.

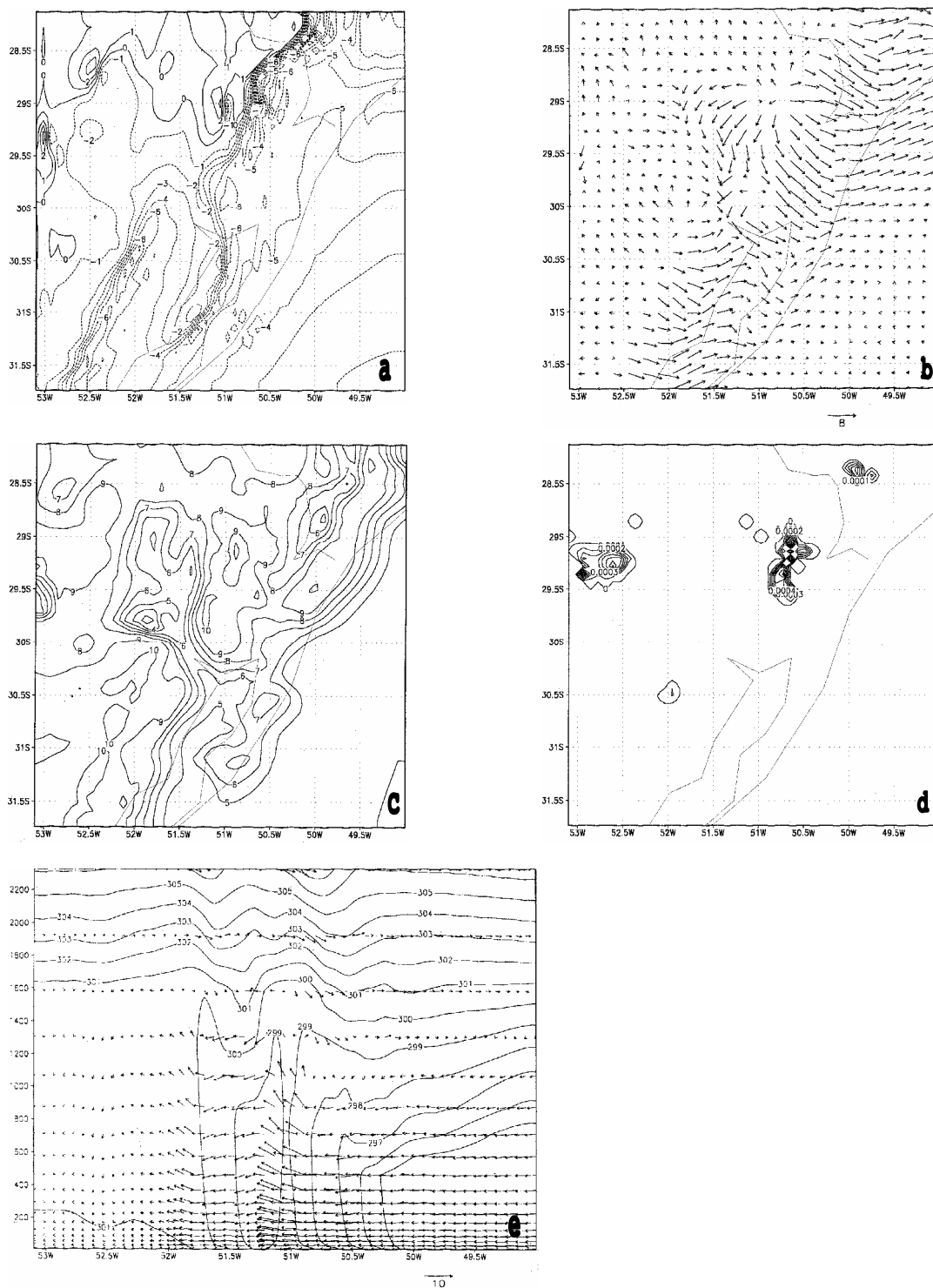


Figura 7 - Experimento 1 às 20:00 UTC: a)Componente U do vento horizontal na superfície; b)Campo horizontal do vento em 1587m; c)Razão de mistura em 1587m; d)Campo das nuvens em 1587m; e)Seção vertical em 30°S.

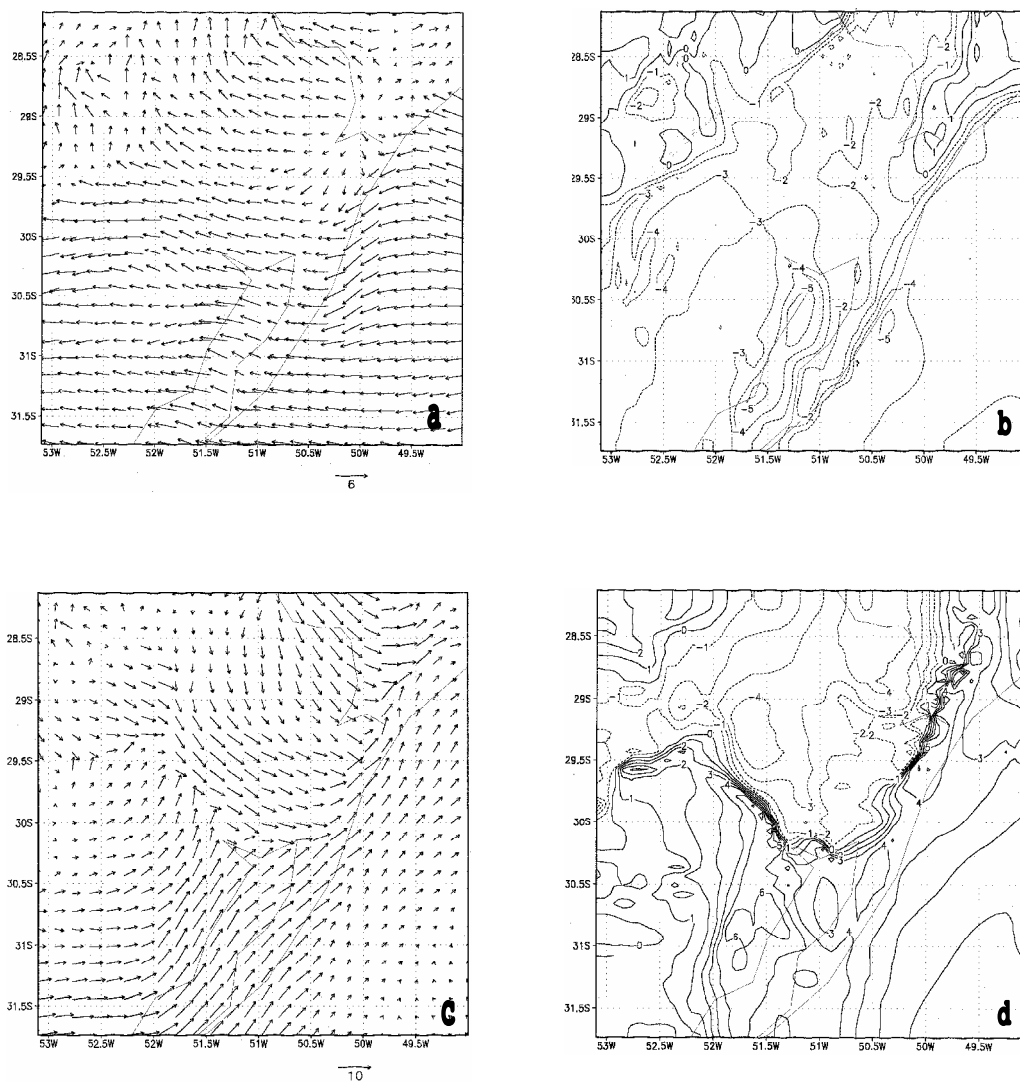


Figura 8 - Experimento 1 às 00:00 UTC: a) Campo do vento horizontal em superfície; b) Componente U em superfície; c) Campo do vento horizontal em 1587m; d) Componente V em 1587m.

Às 09:00 UTC, conforme a figura 9a, há circulação de brisa terrestre na superfície em torno da Lagoa dos Patos, havendo convergência de massa sobre a mesma; já a brisa terrestre sobre o mar fica mascarada pela circulação de brisa de montanha (na Serra Geral), que parece ser mais intensa do que ela. Sobre a RMPA o escoamento é de norte, uma clara sobreposição das brisas terrestre sobre o norte da laguna e da brisa de montanha, ambas com componente de norte. Uma análise da componente zonal em superfície revela valores positivos em uma região que se estende desde o interior, numa clara condição de brisa de montanha que escoam pelos vales e encostas atingindo Depressão Central e a RMPA (figura 9b). Um corte vertical no domínio sobre a latitude 30°S revela que este escoamento está confinado abaixo dos primeiros 200m, o que demonstra que a estratificação noturna da atmosfera faz com que a camada limite fique muito rasa (figura 9c) e um maior resfriamento sobre a RMPA (286K), provavelmente devido ao ar frio que desce pela encosta da Serra Geral.

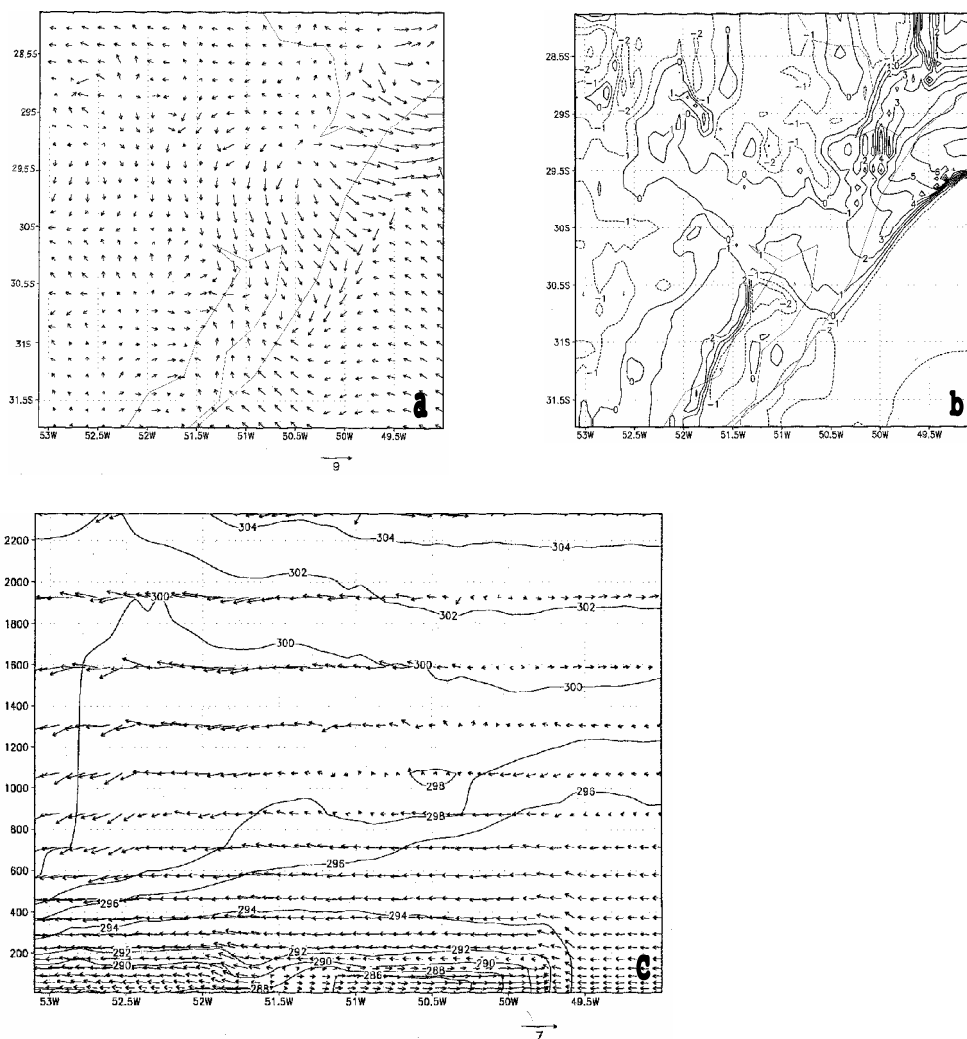


Figura 9 - Experimento 1 às 09:00 UTC: a) Campo do vento horizontal em superfície; b) Componente U do vento em superfície; c) Seção vertical em 30°S.

6.2. Resultados do Experimento 2

Neste experimento são utilizadas duas grades, a mais grossa idêntica ao E1, e a fina com resolução horizontal de 2km x 2km, com dimensões de 26km x 58km, aproximadamente as dimensões da RMPA. A cobertura da superfície sobre a RMPA foi modificada em ambas as grades, sendo parametrizada como deserto; um esforço realizado para simular o aquecimento diferencial em relação as vizinhanças durante o dia.

6.2.1. Resultados da Grade 1 (grossa)

O começo do escoamento se comporta como o E1, com a primeira circulação a se manifestar sendo a circulação de vale sobre a Serra Geral, e somente após as circulações de brisa marítima e lacustre aparecem.

As diferenças em relação ao E1 já são evidentes à partir de 16:00 UTC, em que a superfície na RMPA já apresenta um acréscimo de temperatura (figura 10a), devido ao maior fluxo de calor sensível entre o terreno e os primeiros níveis da atmosfera. Também se manifesta a formação de nuvens cumuliformes sobre a RMPA (figura 10b), devido a térmicas originadas pelo aumento da temperatura na superfície, fato que não ocorreu em E1.

Às 20:00 UTC, em superfície, a frente de brisa marítima ainda encontra bloqueio sobre a RMPA (figura 11a), devido ao aquecimento diferencial da superfície em relação as vizinhanças (figura 11b), que gera uma componente de oeste na circulação secundária devido a 'ilha de calor urbana'. Na figura 11c, que ilustra a componente zonal do vento horizontal em superfície, aparece o valor 0 (zero) m/s chegando até 29.7°S/51.3°W. A análise em altitude, 1587m, define a célula de circulação secundária acima descrita (figura 11d), e a área de divergência sobre a RMPA aumentou em relação ao E1, embora os módulos não tenham

tido acréscimo considerável (figura 11e), isso se deve a convergência de massa resultado do maior aquecimento da superfície somando-se a convergência de massa devido a confluência das brisas lacustre e terrestre (já descrita no E1). O mesmo acontece quando é analisado o campo da razão de vapor (figura 11f), a área com maiores valores aumentou sobre a RMPA, e os módulos das curvas continuaram aproximadamente iguais, com o centro de máxima umidade sobre a RMPA apresentando valores de 10 g/kg.

A seção transversal das 20:00 UTC, ao longo da latitude 30°S, revela que existe um aquecimento maior junto a superfície na RMPA do que em E1, aparecendo a curva de 300K. Devido a este distúrbio, o escoamento da brisa sobre a RMPA apresenta comportamento turbulento, com ventos ascendentes e descendentes, observáveis na camada da superfície até 1000m (figura 11g); isso deve ser causado por movimentos ascendentes, ou térmicas, à partir da superfície originados pelo aquecimento diferencial.

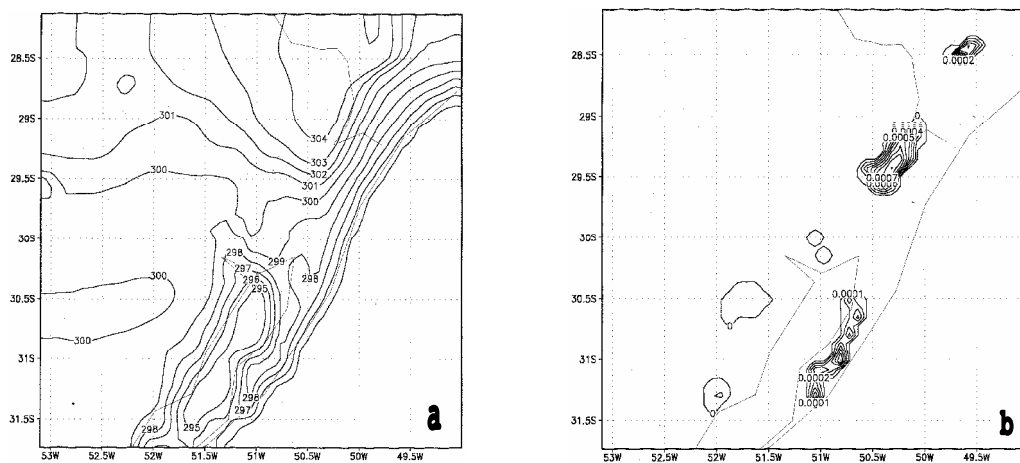


Figura 10 - Experimento 2 (grade 1) às 16:00 UTC:
a) Temperatura potencial na superfície; b) Nuvens em 1306m.

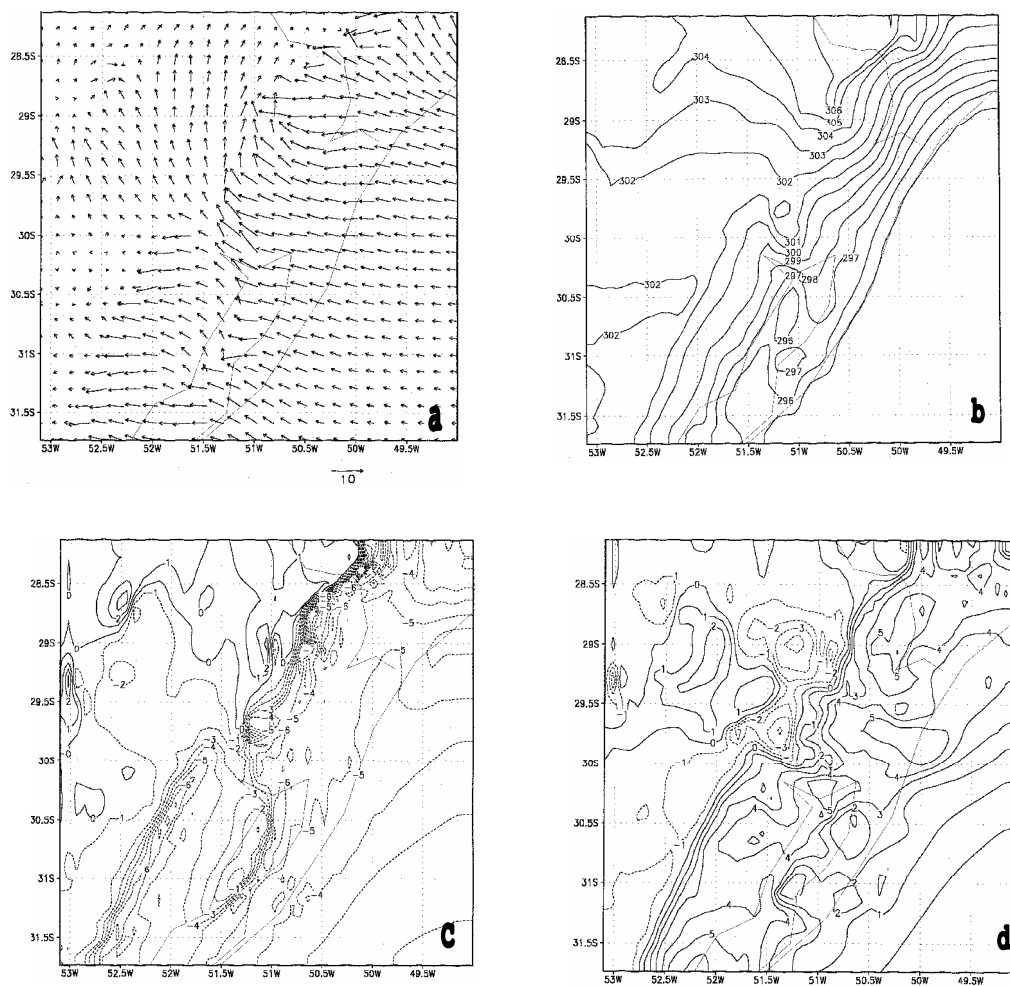


Figura 11 - Experimento 2 (grade 1) às 20:00 UTC: a)Vento horizontal na superfície; b)Temperatura potencial na superfície; c)Componente U na superfície; d)Componente U em 1587m. Continua...

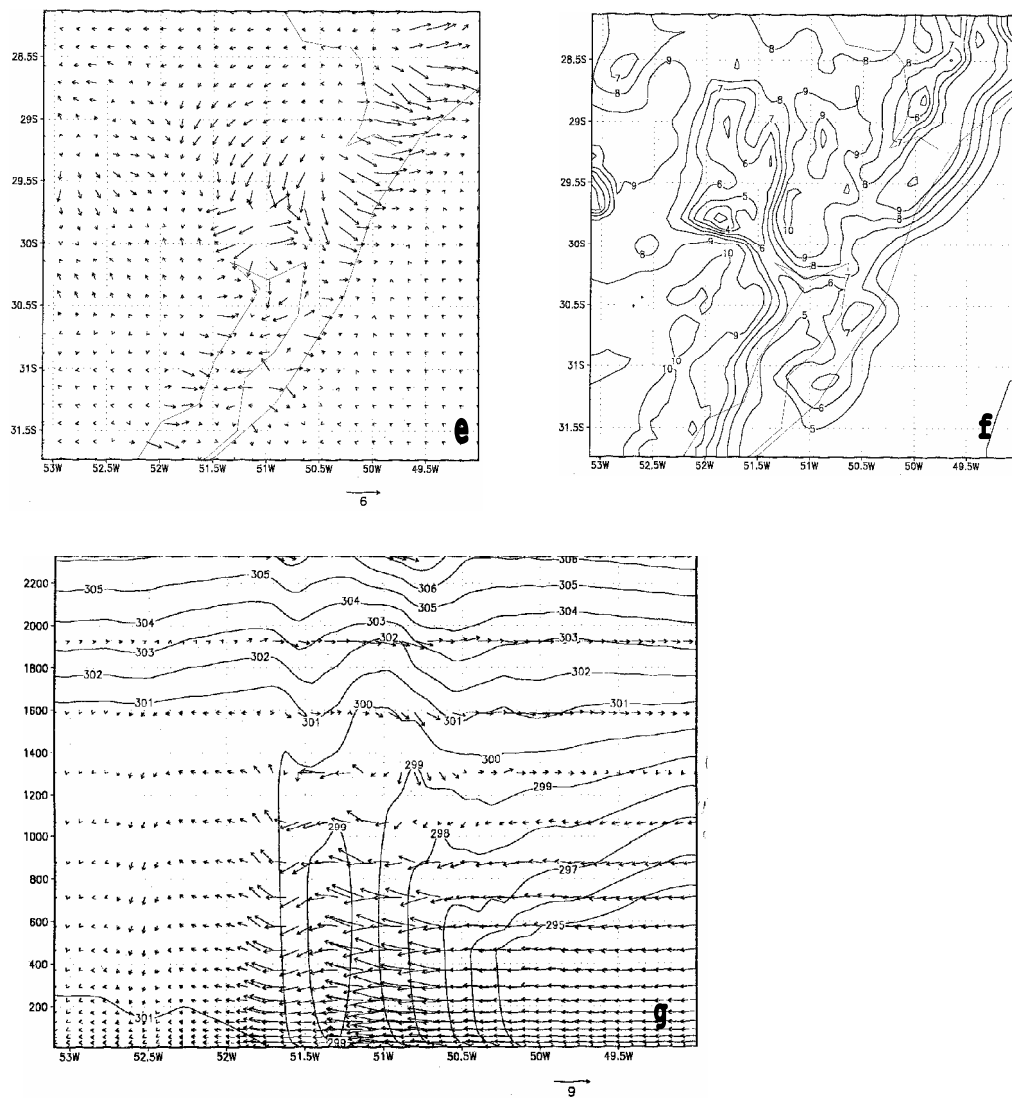


Figura 11 (continuação) - Experimento 2 (grade 1) às 20:00 UTC: e) Vento horizontal em 1587m; f) Razão de mistura de vapor em 1587m; g) Seção vertical em 30°S.

À noite o fluxo de calor sensível maior do solo descoberto na RMPA faz com que a temperatura da superfície diminua mais rapidamente que o solo com vegetação (no caso grama curta) das vizinhanças. Então a RMPA resfria-se mais rapidamente que as vizinhanças, e às 00:00 UTC, a temperatura em superfície (figura 12a) se aproxima daquela do E1, o resultado disso é que as circulações resultantes (figuras 12b e 12c) são muito parecidas com aquele experimento. A frente de brisa marítima, em superfície, atinge a mesma distância que o primeiro experimento e o escoamento de retorno, em 1587m, também é bastante similar, apenas a anomalia à relatar é que o escoamento de sudoeste invade uma área maior ao sul da RMPA (figura 12d).

Às 09:00 UTC, o campo da temperatura potencial, tanto na superfície (figuras 13a) quanto em altitude, são muito parecidos aos do E1; a razão para isso pode ser o fluxo de ar frio que desce a encosta da Serra Geral, resfriando também as regiões das vizinhanças da RMPA, onde existe cobertura do solo.

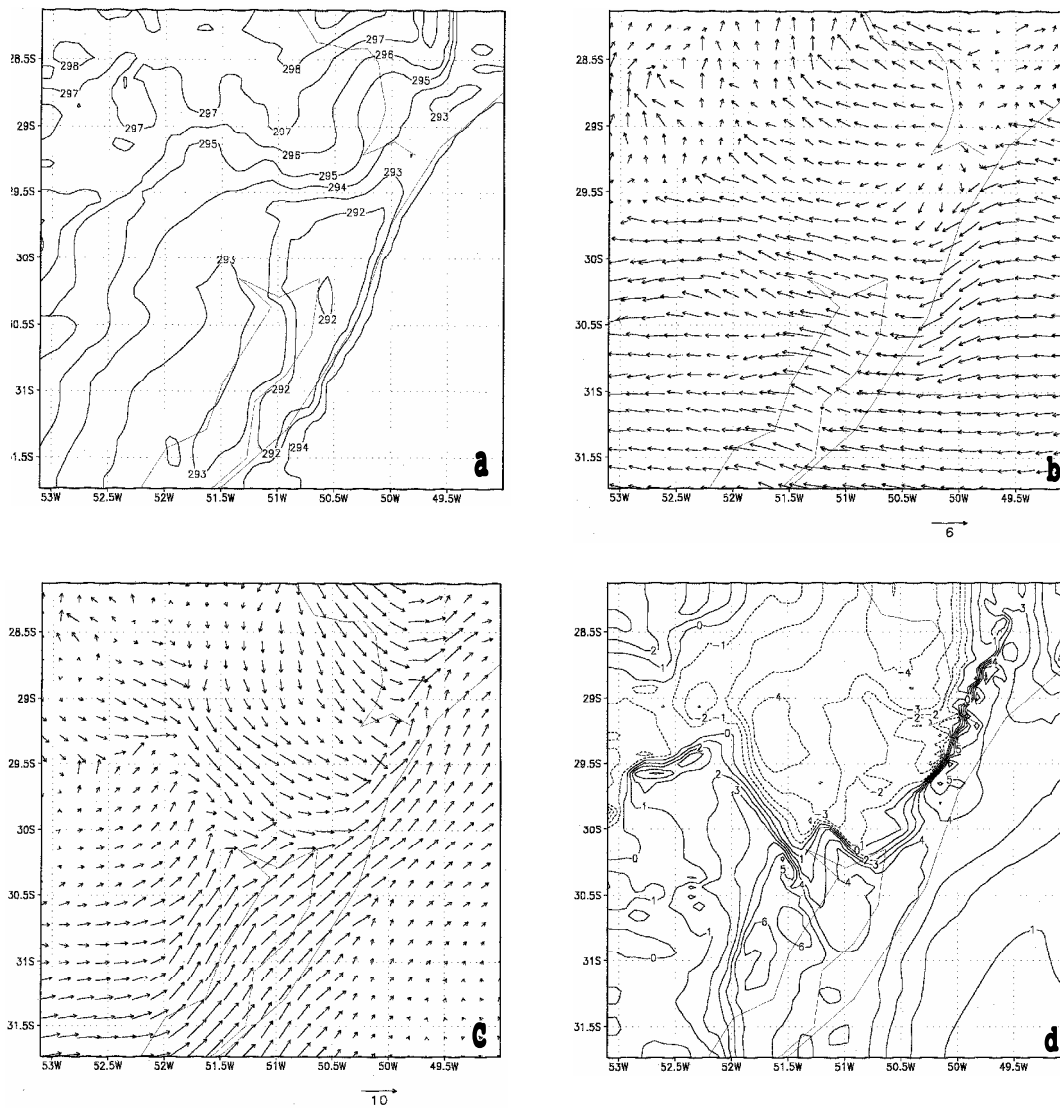


Figura 12 - Experimento 2 (grade 1) às 00:00 UTC: a) Campo da temperatura potencial na superfície; b) Campo do vento horizontal na superfície; c) Campo do vento horizontal em 1587m; d) Componente V em 1587m.

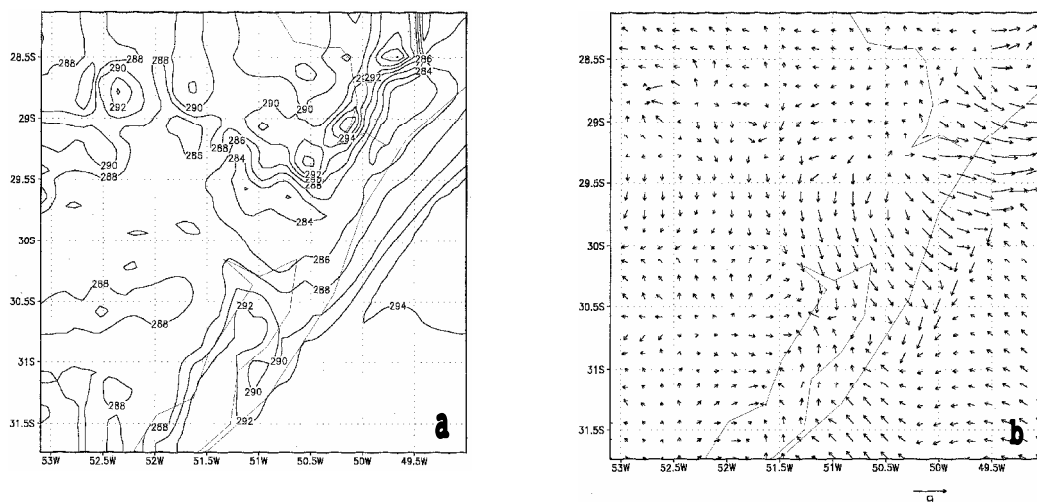


Figura 13 - Experimento 2 às (grade 1) 09:00 UTC:
 a) Temperatura potencial na superfície; b) Campo do vento horizontal na superfície.

6.2.2. Resultados da Grade 2 (fina)

Esta grade corresponde a uma área da RMPA que estima-se ser aquela em que as características da superfície foram modificadas pela mão do homem, quer seja em desmatamento, como em construções, pavimentos, terraplanagens, aterros, etc. Por praticidade ela assumiu um formato retangular, de 26km x 58 Km.

Às 16:00 UTC a superfície apresenta vários núcleos fechados de máximas temperaturas (figura 14a), isso faz com que as componentes horizontais do vento em superfície (figuras 14b e 14c), tanto a zonal (U) quanto a meridional (V), apresentam várias células decorrentes das térmicas originadas pelo aquecimento da superfície. A componente U apresenta valores positivos, ou seja, de oeste, ao longo de todo a lateral oeste da grade, que é responsável pelo bloqueio do avanço da frente de brisa marítima na RMPA até as 20:00 UTC. E a componente V apresenta valores

predominantemente positivos, ou seja, de sul, o que comprova que a circulação de vale na encosta da Serra Geral atua em conjunto com a brisa lacustre, somando-se os seus efeitos. A componente vertical do vento (W), na superfície, confirma as inúmeras térmicas criadas pelo aquecimento nos níveis mais baixos (figura 13d). Em altitude, o nível de escoamento de retorno é observado em 1306m (figura 14e e 14f) confirmam a inversão da circulação.

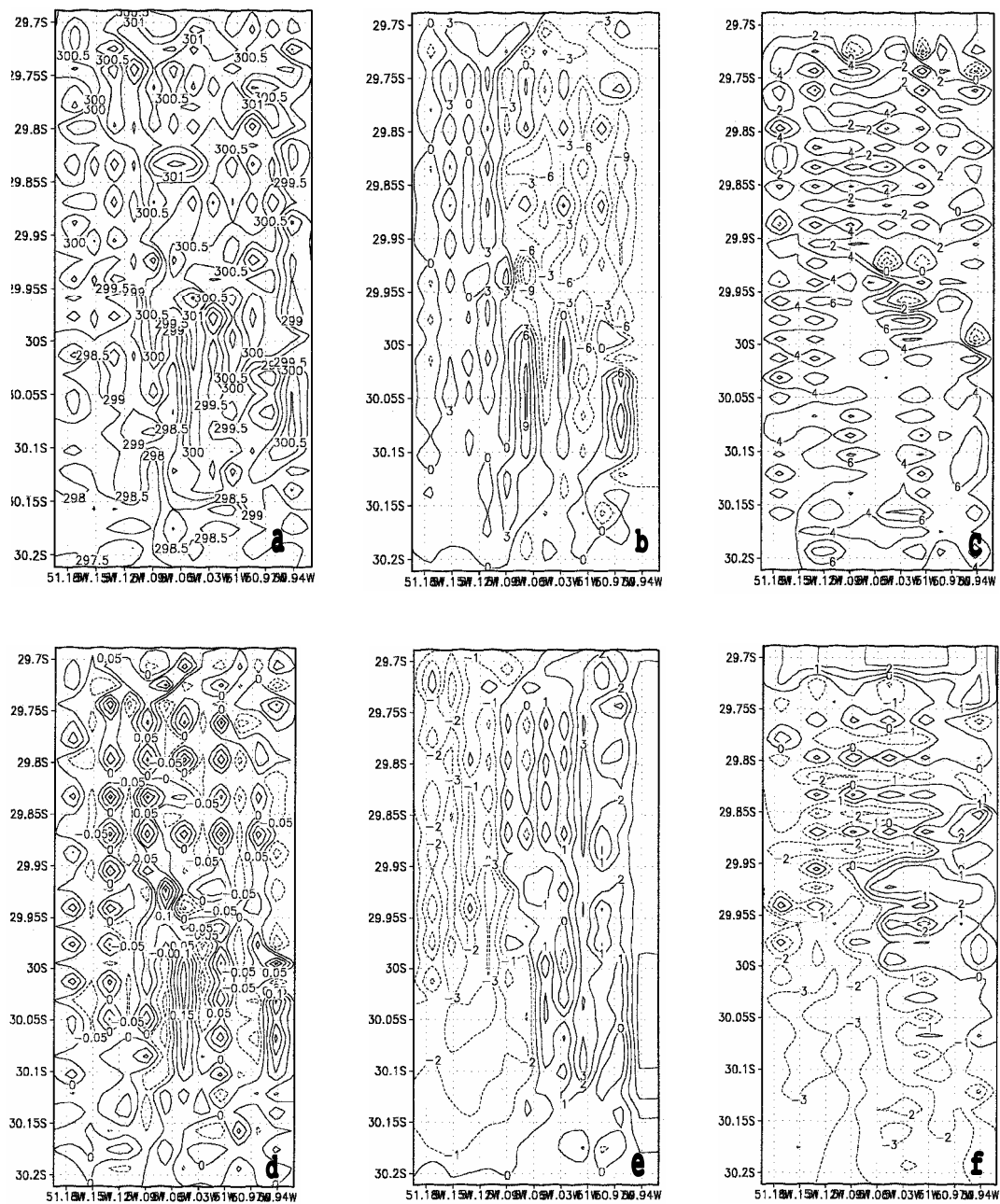


Figura 14 - Experimento 2 (grade 2) às 16:00 UTC:
 a) Temperatura potencial na superfície; b) Componente U na superfície; c) Componente V na superfície; d) Componente W na superfície; e) Componente U em 1306m; f) Componente V em 1306m.

Às 19:00 UTC, o campo da temperatura já apresenta-se bem mais uniforme, com poucos núcleos fechados (figura 15a), isso pode ser devido ao fluxo de calor sensível junto a superfície pela ação das brisas marítima e lacustre, que carregam esta energia para outras regiões ou mesmo para os níveis mais altos por processos turbulentos. O escoamento horizontal em superfície já está bem mais desenvolvido, com predominância de sudeste com módulo de até 9 m/s (figura 15b), uma clara composição entre as brisas marítima e lacustre.

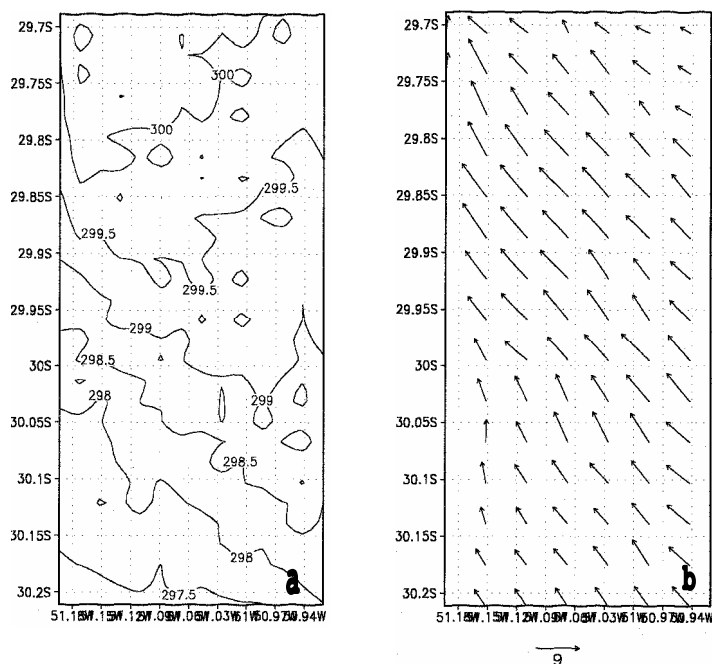


Figura 15 - Experimento 2 (grade 2) às 19:00 UTC: a) Temperatura potencial na superfície; b) Vento em superfície.

Às 20:00 UTC o escoamento já encontra-se mais sob a influência da brisa marítima (figura 16a), com componentes mais de leste, embora ainda de sudeste, com módulo de até 10 m/s. No extremo oeste, entre as latitudes 28.5 e 30.5°S e também em 29.7°S, ainda apresenta-se uma deflexão do escoamento para norte, que evidencia que o bloqueio da brisa marítima causado pela circulação secundária da brisa da ilha de calor urbana ainda persiste. No campo do vento vertical percebe-se que em superfície existe turbulência, já que encontram-se vários núcleos ascendentes e descendentes (figura 16b), apresentando dois padrões distintos: o primeiro na metade sul do domínio, com núcleos dispostos alinhados horizontalmente; e o segundo com os núcleos dispostos alinhados verticalmente. Estes dois padrões podem ser interpretados como sendo o resultado de dois escoamentos diferentes, de brisa lacustre e marítima, respectivamente, já que na metade sul o escoamento é mais de sul e na metade norte ele é mais de leste. Em altitude, o escoamento de retorno encontra-se em 1587m com módulos de até 6 m/s (figura 16c), apresentando, ao centro componentes mais fortes de norte, embora aí os módulos sejam os menores. A componente horizontal U neste nível (figura 16d) apresenta o escoamento predominantemente de oeste com valores zero na fronteira oeste nas latitudes 30°S e 29.7°S, o que comprova que a frente de brisa marítima encontra-se ainda bloqueada neste setor.

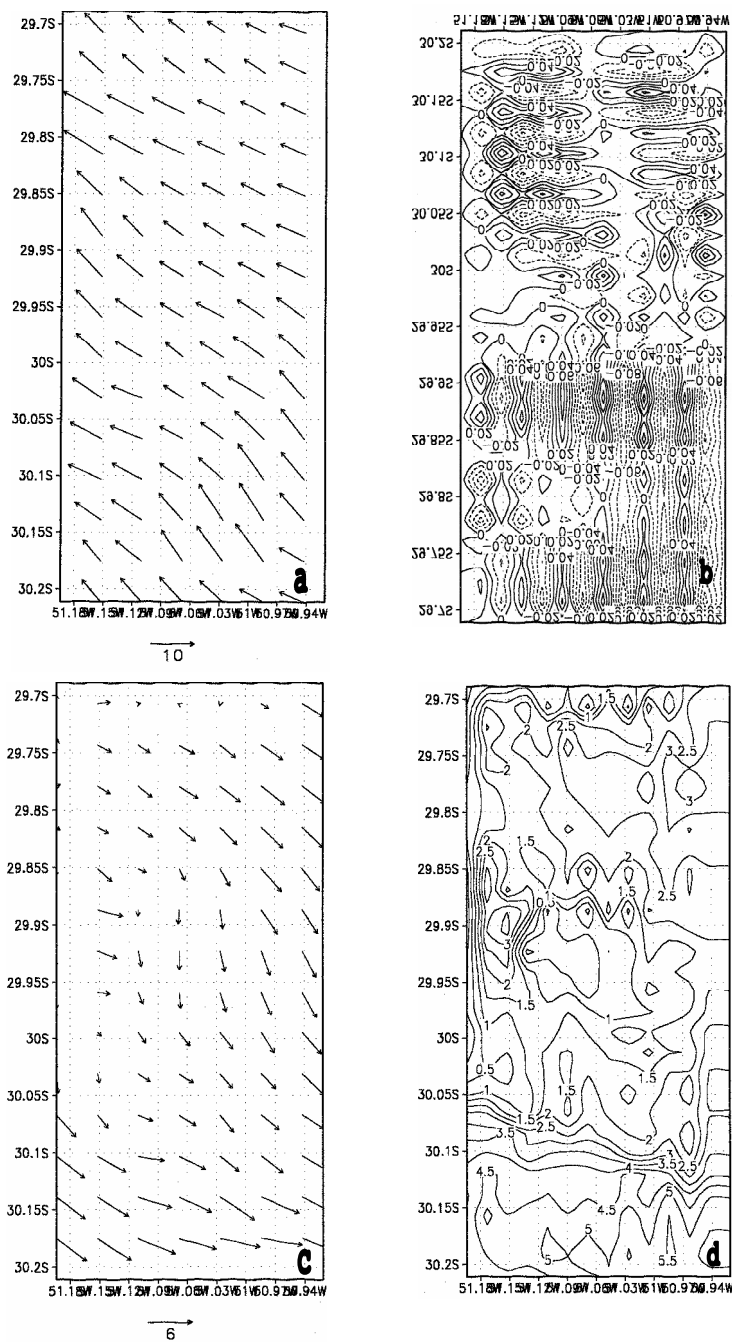


Figura 16 - Experimento 2 (grade 2) às 20:00 UTC: a)Vento horizontal em superfície; b)Componente W em superfície; c)Vento horizontal em 1587m; d)Componente U em 1587m.

A figura 17a, do campo da temperatura potencial em superfície às 00:00 UTC, revela que neste horário a temperatura em direção ao interior do continente ainda é mais alta que em direção ao oceano, por isso o escoamento de brisa ainda persiste. O escoamento horizontal em superfície apresenta comportamento muito semelhante ao E1, em que a brisa marítima finalmente já conseguiu romper o bloqueio existente sobre a RMPA e já avançou cerca de 200 km sobre o continente. O escoamento zonal na RMPA (figura 17b) é predominantemente de leste com módulo de até 5 m/s; e o escoamento meridional é de sul (figura 17c), com módulos de até 1.8 m/s. O escoamento vertical (W) apresenta valores predominantemente negativos (figura 17d), o que implica que apesar do continente ainda estar mais aquecido que o oceano, já começou a ocorrer a estratificação da atmosfera devido ao resfriamento das camadas inferiores, pode-se concluir então que a espessura da camada limite deixou de aumentar e que tende a diminuir com o passar do tempo. A componente V em altitude (figura 17e), em 1587m, revela a existência dois comportamentos distintos, formando uma linha de confluência: um na metade sul/sudoeste com predominância de vento de sul e o outro de norte no restante do domínio. Este fenômeno foi mencionado nos estudos do E1 e da grade 1 deste experimento, e pode ser devido a duas origens diferentes de escoamento; isto fica comprovado pela análise da componente V, onde é nítida a linha de confluência que separa os valores positivos e negativos, e no comportamento da temperatura (figura 17f). Uma estrutura interessante é verificada no escoamento W neste nível (figura 17g), ao longo da linha de confluência os valores são negativos, ou seja, escoamento descendente, provavelmente devido ao fato que a temperatura na região de escoamento de sudoeste é menor que a do de noroeste, isto

faz com que o ar mais frio forme uma espécie de rampa ou cunha, sendo forçado a descer e o ar mais quente a subir.

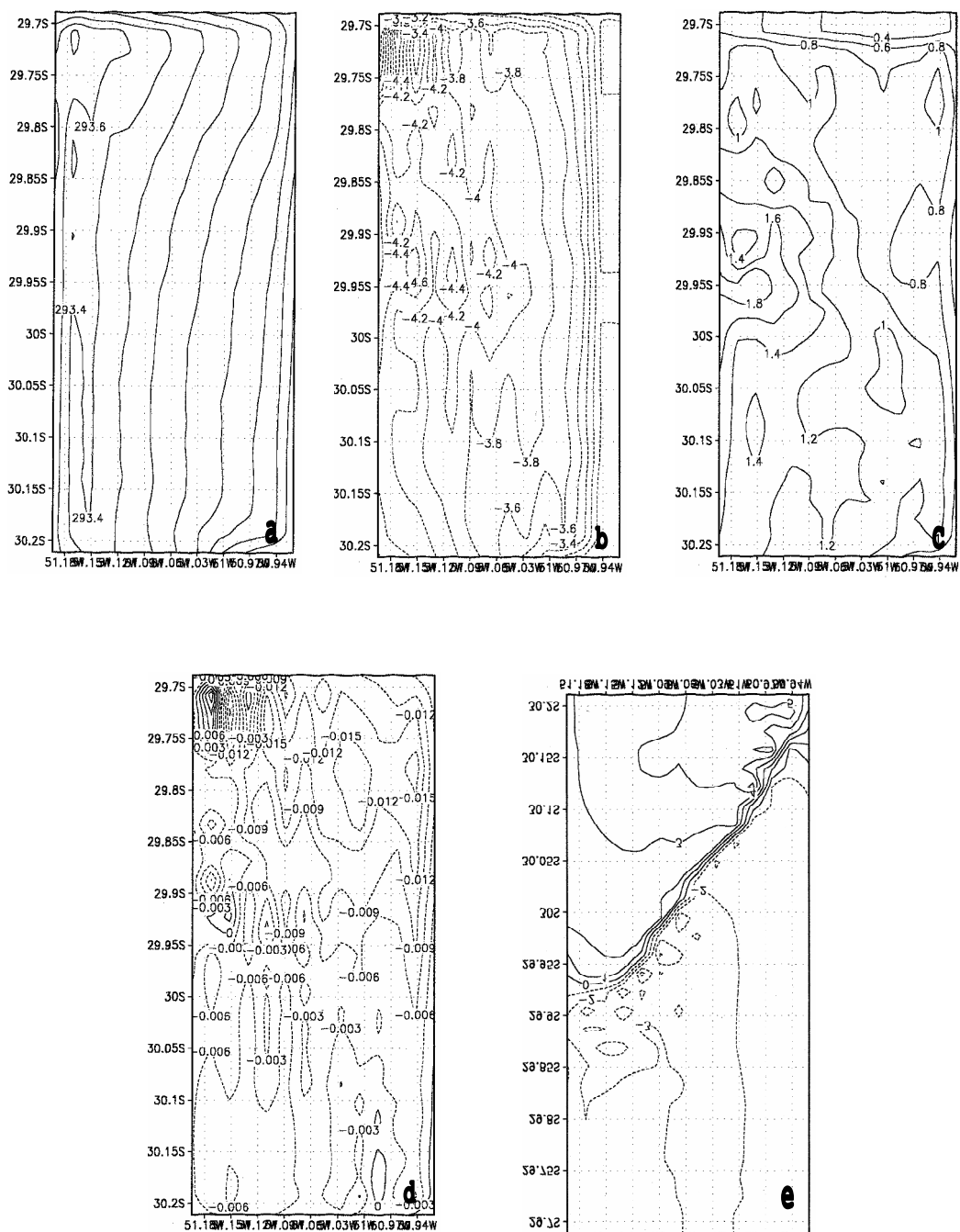


Figura 17 - Experimento 2 (grade 2) às 00:00 UTC:
a) Temperatura potencial na superfície; b) Componente U na superfície; c) Componente V na superfície; d) Componente W na superfície; e) Componente V em 1587m. Continua...

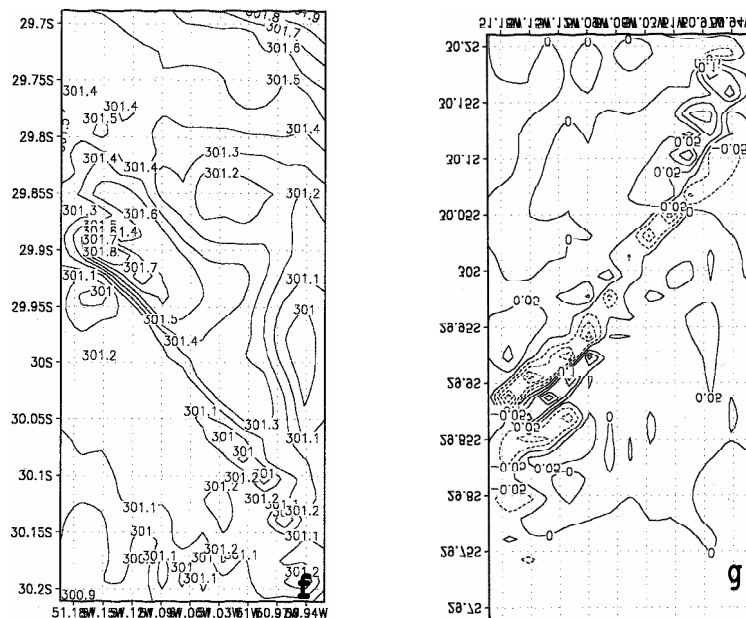


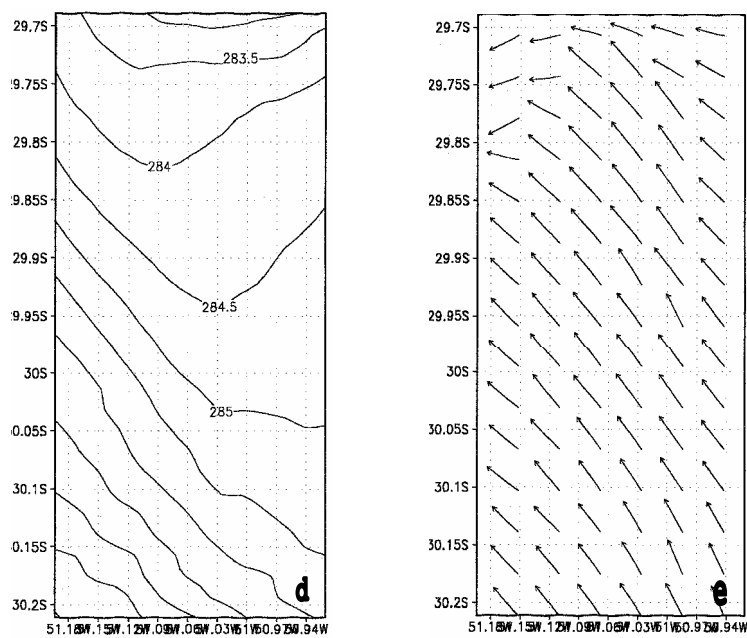
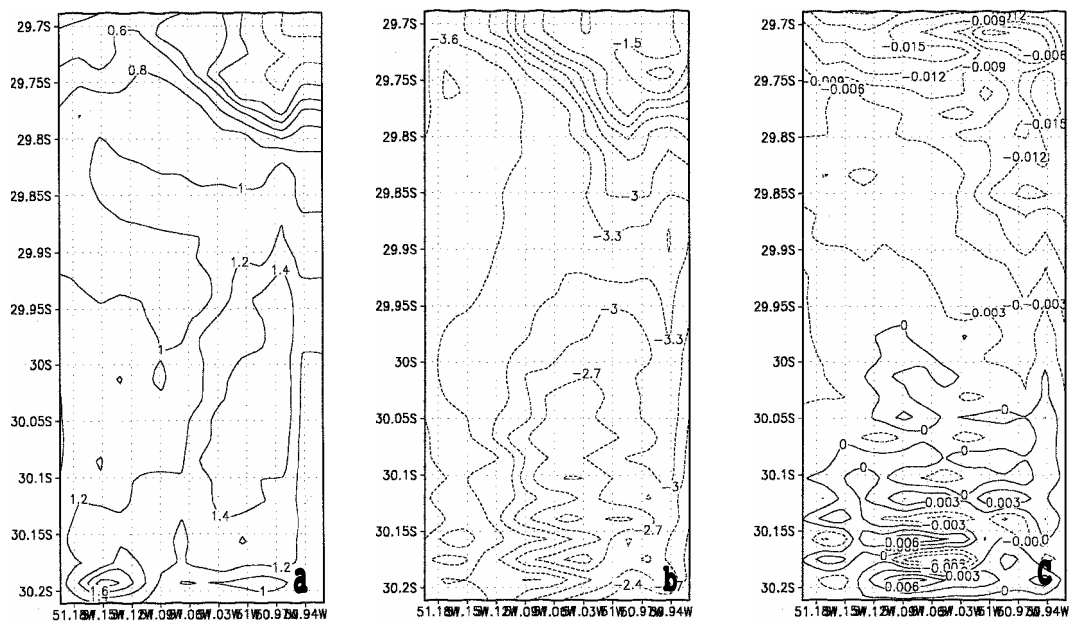
Figura 17 (continuação) - Experimento 2 (grade 2) às 00:00 UTC: f) Temperatura potencial em 1587m; g) Componente W em 1587m.

Às 06:00 UTC a componente U continua sendo de leste, o que nos leva a concluir que neste horário ainda a brisa marítima ainda atua sobre a RMPA, mesmo que fraca.

Às 09:00 UTC a circulação resultante é devida as circulações de brisa terrestre sobre a Lagoa dos Patos e oceano, além da brisa de montanha vinda da Serra Geral.

A análise da componente U do escoamento horizontal revela que o escoamento agora é predominantemente de leste, excetuando-se apenas uma pequena área a nordeste do domínio, onde é observado uma circulação de leste (figura 18a), este fenômeno pode ser devido a brisa de montanha que sobrepuja a brisa terrestre para o oceano, pois analisando-se a topografia desta grade verifica-se que os valores mais altos estão justamente na área à nordeste do domínio. E a análise da componente V revela que o escoamento é de norte, sem exceção, com seu módulo chegando a 3.9 m/s (figura 18b), o que pode ser explicado pela sobreposição das brisas

terrestre para a laguna e a de montanha vinda da Serra Geral. A componente W assume valores negativos, ou seja, escoamento descendente em toda a metade norte do domínio (figura 18c), devido ao próprio relevo; e na metade sul ocorrem núcleos ascendentes e descendentes, isso pode ser devido ao fato de que o limite sul do domínio é margeado pela Lagoa dos Patos, que neste horário está mais quente que o continente (figura 18d), gerando movimentos convectivos. Neste horário a espessura da camada limite já diminuiu bastante devido ao resfriamento da superfície e a conseqüente estratificação da atmosfera; sendo que o escoamento de retorno da circulação existente encontra-se a apenas 172m da superfície. Neste nível o escoamento é predominantemente de sul/sudeste, excetuando-se a região do extremo noroeste do domínio, onde é de leste/nordeste (figura 18e). Este comportamento parece ser causado principalmente pelos escoamentos de retorno das brisas lacustre e de montanha. Este desvio de direção do escoamento à noroeste do domínio pode ser devido a um resfriamento da região (figura 18f), que pode causar um movimento descendente (figura 18g) com vorticidade anticiclônica, ou então por um desacoplamento da camada acima da camada de mistura, formando um pequeno Jato de Baixos Níveis de nordeste, descendo pela rampa da encosta da Serra Geral.



→
3

Figura 18 - Experimento 2 (grade 2) às 09:00 UTC:
 a)Componente U na superfície; b)Componente V na superfície;
 c)Componente W na superfície; d)Temperatura potencial na
 superfície; e)Vento horizontal em 172m. Continua...

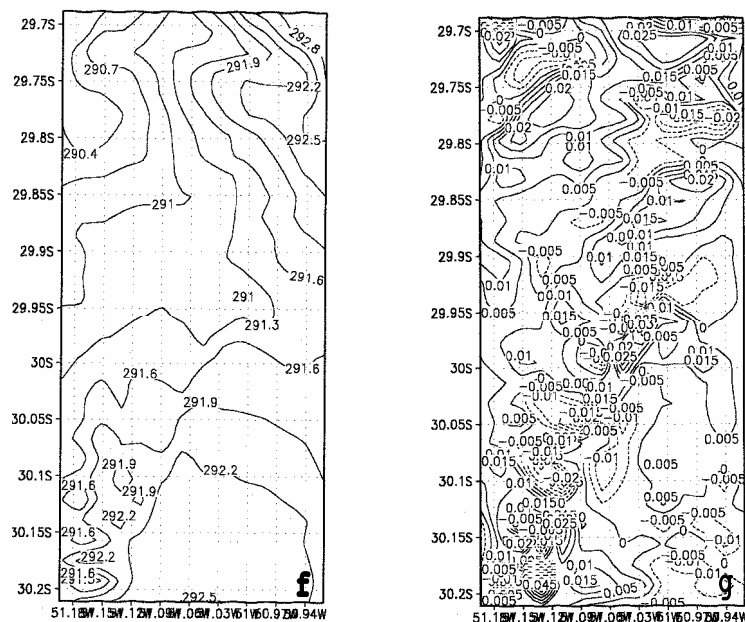


Figura 18 (continuação) - Experimento 2 (grade 2) às 09:00 UTC: f) Temperatura potencial em 172m; g) Componente W em 172m.

6.3 Resultados do Experimento 3

Este experimento, como foi dito anteriormente, somente diferencia-se do anterior pela adição da forçante térmica, à partir do pôr do sol. Sendo assim, é absolutamente igual ao anterior durante o dia, mas durante a noite, com a ativação da forçante térmica é que algum comportamento diferente pode ser observado. Então as análises são feitas à partir das 00::00 UTC até as 09:00 UTC.

6.3.1. Resultados da Grade 1 (grossa)

O escoamento horizontal, às 00:00 UTC, não difere muito dos dois anteriores, onde a brisa marítima já avançou pelo continente, e o escoamento predomina de leste/sudeste em quase todo o domínio, sendo que apenas são observados módulos maiores na componente zonal sobre a RMPA (figura 19a), onde são observados módulos de até 4 m/s, em relação ao E1 em que era de 3 m/s. Já a componente meridional apresenta também módulo maior sobre a RMPA, chegando a 1.5 m/s, comparado com o E1, cujo módulo chegou a 1 m/s (figura 19b). De uma maneira geral essas foram as alterações significantes, já que altitude as circulações resultantes são bastante parecidas, assim como os campos de temperatura e de umidade.

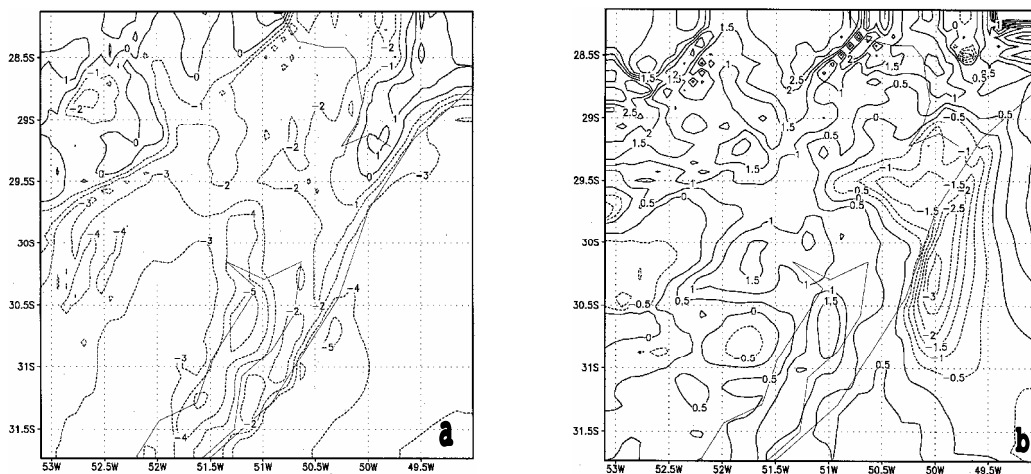


Figura 19 - Experimento 3 (Grade 1) às 00:00 UTC:
a)Componente U na superfície; b)Componente V na superfície.

Às 09:00 UTC, o campo da temperatura na superfície apresenta uma distribuição que difere pouco daquela do E1, cabendo aqui salientar um pequeno aquecimento ao sul da RMPA e um resfriamento na parte norte da mesma região (figura 20a); é possível também notar-se que há um aquecimento na Depressão Central, que pode ser devido ao transporte de calor sensível, da superfície da RMPA, pela brisa marítima que esteve atuando até 06:00 horas. O escoamento zonal em superfície (figura 20b) apresenta um anomalia sobre a Lagoa dos Patos, ao sul da RMPA, onde seu módulo é de 3 m/s (no E1 era de 2 m/s). Em altitude, no nível de escoamento de retorno (172m) mantém-se o escoamento de sul sobre a RMPA (figura 20c), com componentes de norte tanto a leste quanto a oeste, sendo que a oeste o módulo aumentou de 1 para 2 m/s, em relação ao experimento 2. Analisando-se uma seção transversal sobre a latitude 30°S (figura 20d), observa-se que houve um aquecimento junto à superfície, já que as isotermas de 286, 288 e 290K estão mais junto a superfície do que no E1; gerando um comportamento de circulação resultante, que além das alterações de módulo da componente zonal nos primeiros níveis sobre a RMPA. Uma desorganização no escoamento é notada à oeste de 52.5°W acima de 600m de altitude, onde gerou-se turbulência, com módulos maiores nos campos zonal e vertical do escoamento.

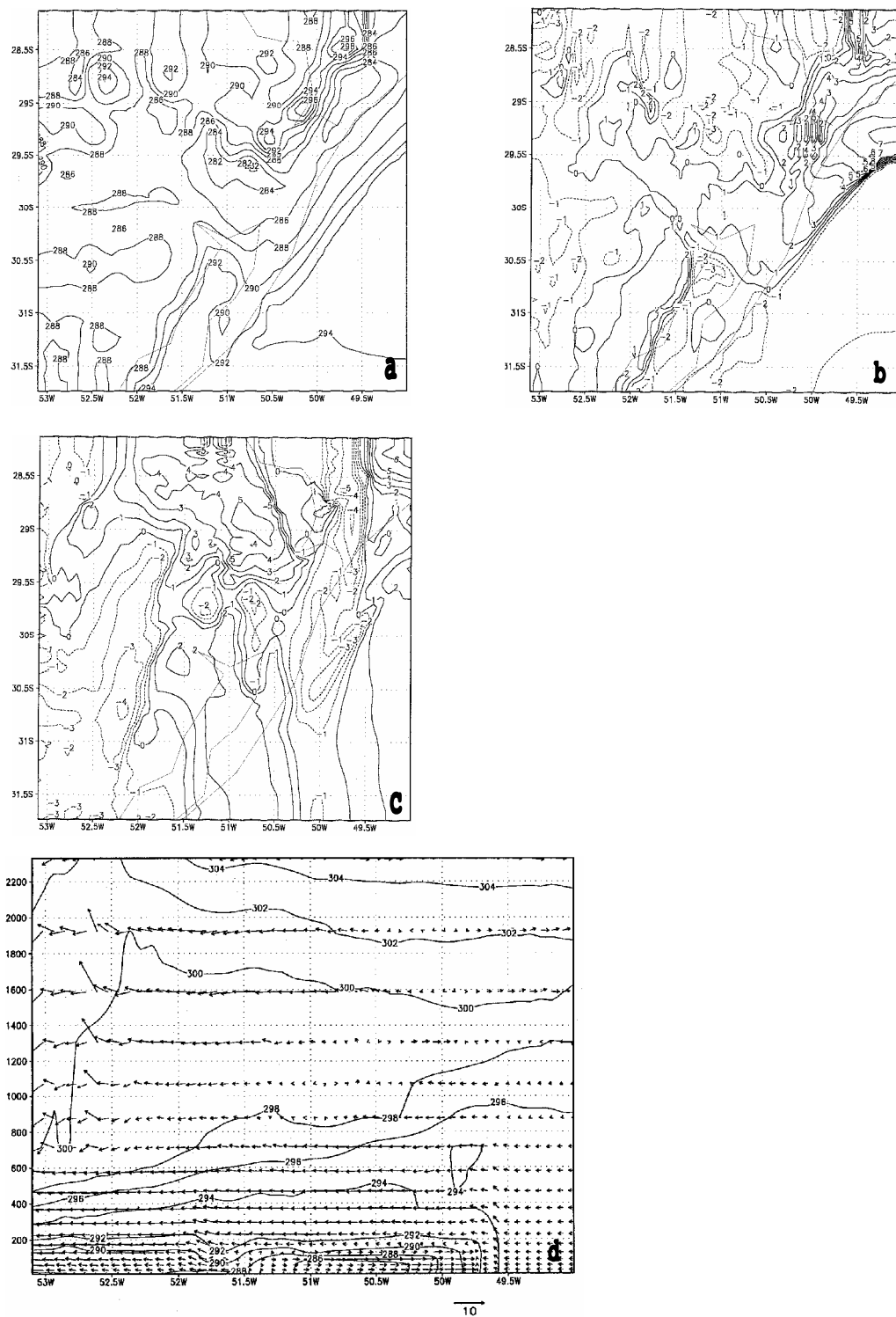


Figura 20 - Experimento 3 (grade 1) às 09:00 UTC:
a) Temperatura potencial na superfície; b) Componente U na superfície; c) Componente V em 172m; d) Seção vertical em 30°S.

6.3.2. Resultados da Grade 2 (fina)

O campo da temperatura em superfície às 00:00 UTC permanece bastante semelhante ao do E2, o que faz com que o escoamento em superfície encontra-se todo de leste/sudeste com módulos de até 5 m/s (figura 21a), sendo que as componentes (zonal, meridional e vertical) apresentam similaridades (figuras 21b , 21c e 21d). No nível de escoamento de retorno, em 1587m, também a temperatura e o escoamento são muito próximos daqueles observados no experimento 2 (figuras 21e, 21f, 21g e 21h). Estes comportamentos muito próximos podem ser causados pelo efeito da difusão do calor sensível pelo escoamento resultante, que impede, ou pelo menos ameniza os efeitos da formação da ilha de calor.

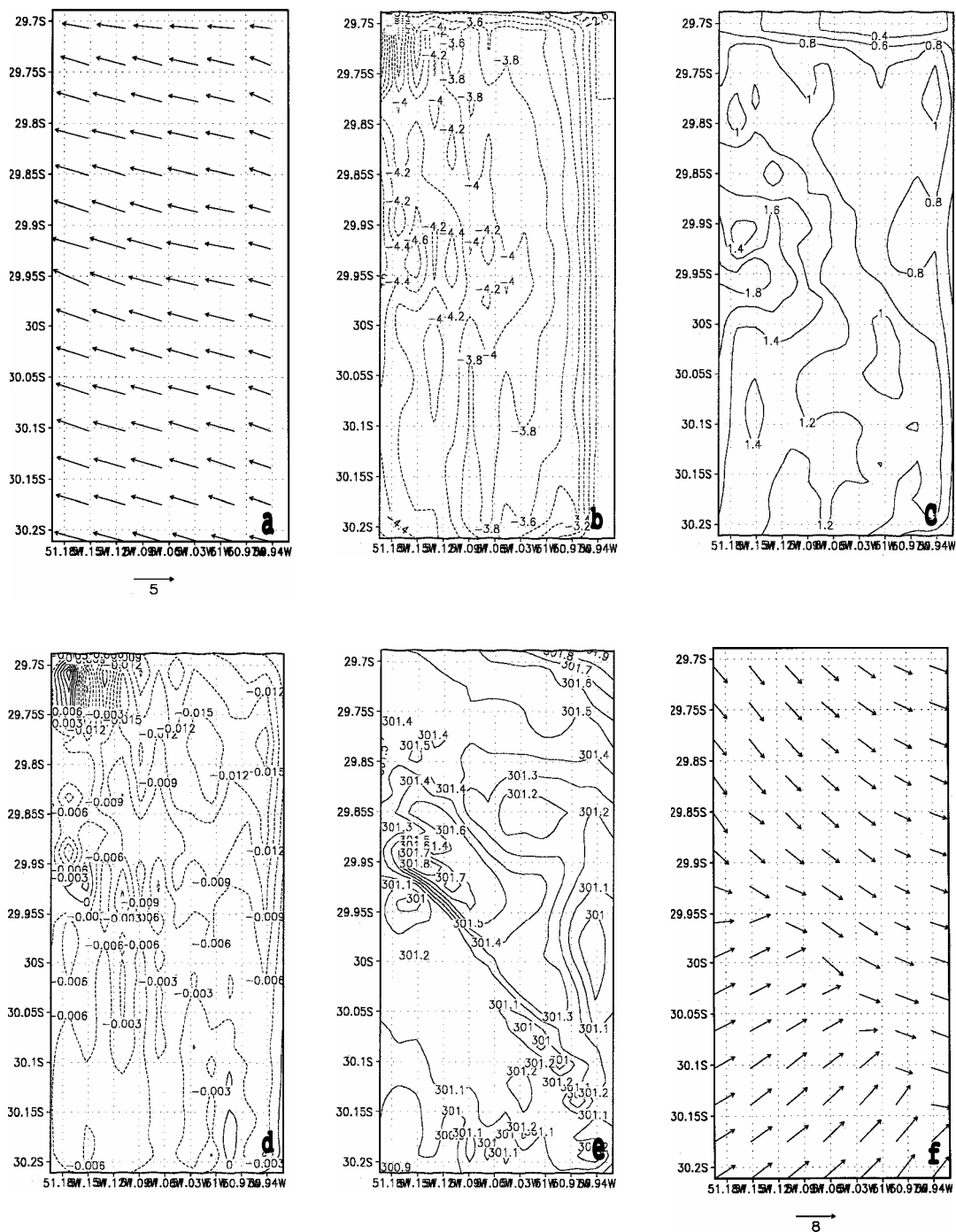


Figura 21 - Experimento 3 (grade 2) às 00:00 UTC: a)Vento horizontal em superfície; b)Componente U em superfície; c)Componente V na superfície; d)Componente W na superfície; e)Temperatura potencial em 172m; f)Vento horizontal em 172m. Continua...

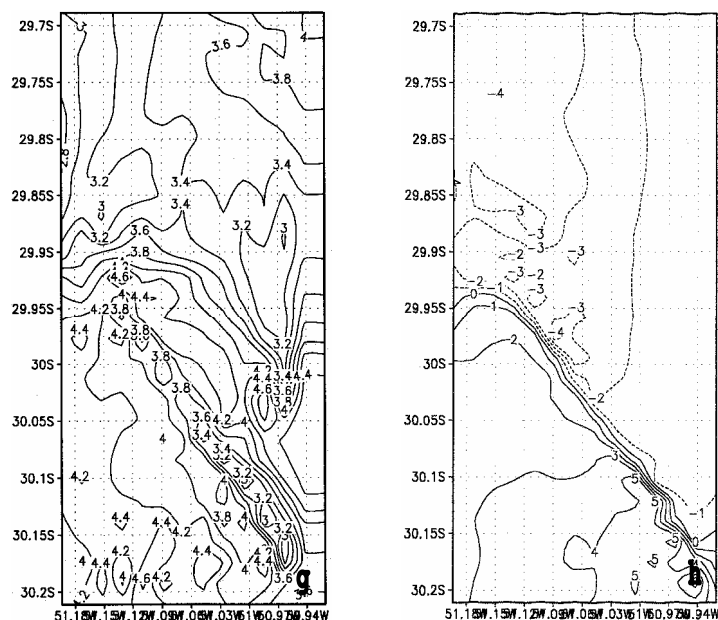


Figura 21 (continuação) - Experimento 3 (grade 2) às 00:00 UTC: g)Componente U em 172m; h)Componente V em 172m.

Às 06:00 UTC a distribuição do campo da temperatura na superfície (figura 22a) apresenta algumas diferenças em relação ao E2, com algumas áreas mais quentes e outras mais frias. Também são observados módulos maiores no escoamento zonal em praticamente todo o domínio (figura 22b), ainda está presente a componente de leste em todo o domínio, demonstrando que a brisa marítima ainda está atuando. Aparece também um núcleo em que a componente W do escoamento é positiva (movimento ascendente) no centro do domínio que não pode ser explicada pelo campo de temperatura (figura 22c), podendo ser causada dinamicamente pelo gradiente da velocidade do vento horizontal ao longo da latitude 30°S , pois observa-se que o módulo da componente zonal (figura 22b) próximo do centro do domínio é de 0,6 m/s e à leste deste ponto ele é de até 1,5 m/s; isto provoca um acúmulo de massa no centro do domínio.

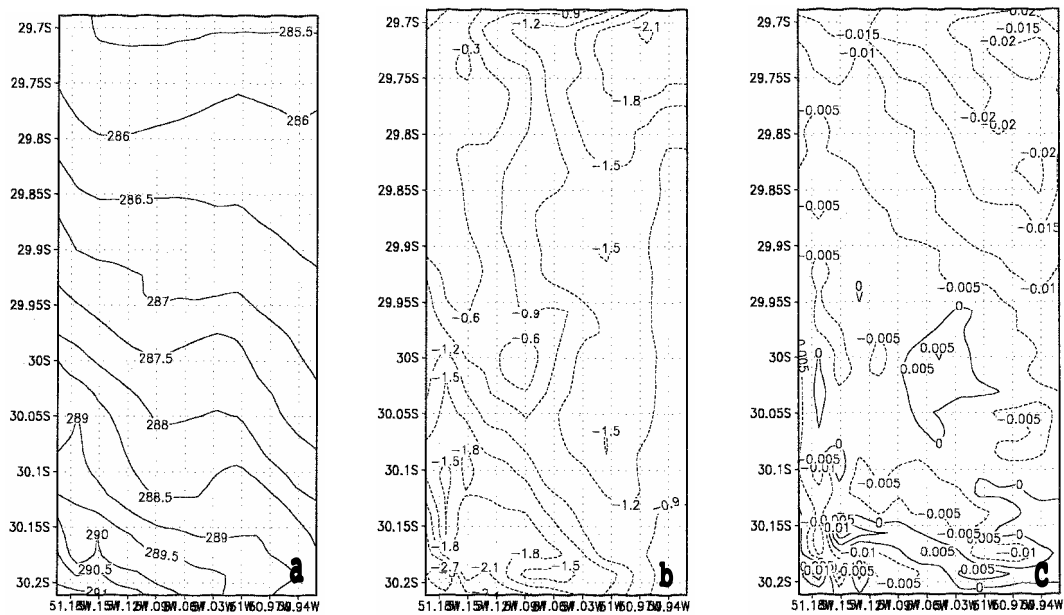


Figura 22 - Experimento 3 (grade 2) às 06:00 UTC:
 a) Temperatura potencial na superfície; b) Componente U na superfície; c) Componente W na superfície.

Às 09:00 UTC o campo da temperatura em superfície (figura 23a) evidencia que existe leve aquecimento no centro sul e um resfriamento no centro norte em relação ao E2. Já o escoamento horizontal é todo de norte, numa clara sobreposição entre as brisas de montanha e terrestre sobre a laguna (figura 23b), com módulos de até 4 m/s. A componente zonal do vento, apesar de não possuir módulo absoluto máximo maior que no E2, apresenta módulos maiores sobretudo no centro norte (figura 23c), e a componente meridional não apresenta maiores alterações em relação ao mesmo experimento (figura 23d). O escoamento vertical apresenta-se com o escoamento comportando-se da mesma forma que o E2, com valores negativos ao norte e positivos ao sul, mas estes com núcleos de módulos maiores nas laterais do domínio. O escoamento de retorno, em 172m, é predominantemente de sul/sudeste (figura 23e), como seria de se esperar, apresentando uma deflexão mais acentuada do que no E2 a noroeste do domínio, com o escoamento de norte/nordeste, onde a temperatura também é menor (figura 23f). O escoamento zonal é todo de leste com módulos maiores em praticamente em todo o domínio (figura 23g), e o movimento vertical se caracteriza por movimentos ascendentes na maior parte do domínio, apresentando núcleos descendentes somente na parte centro/sudoeste do domínio (figura 23h). Um corte vertical na latitude de 30°S ilustra o escoamento resultante às 09:00 UTC, apresentando a fina espessura da camada de mistura na qual ocorre a brisa terrestre e brisa de montanha, e o escoamento permanecendo de leste acima desta camada; observa-se que existe um movimento ascendente abaixo dos primeiros 200m de altitude no centro do domínio, que podem ser causados por convecção provocada pela forçante térmica (figura 23i). Esta convecção seria a principal responsável pelo transporte vertical do calor latente na RMPA.

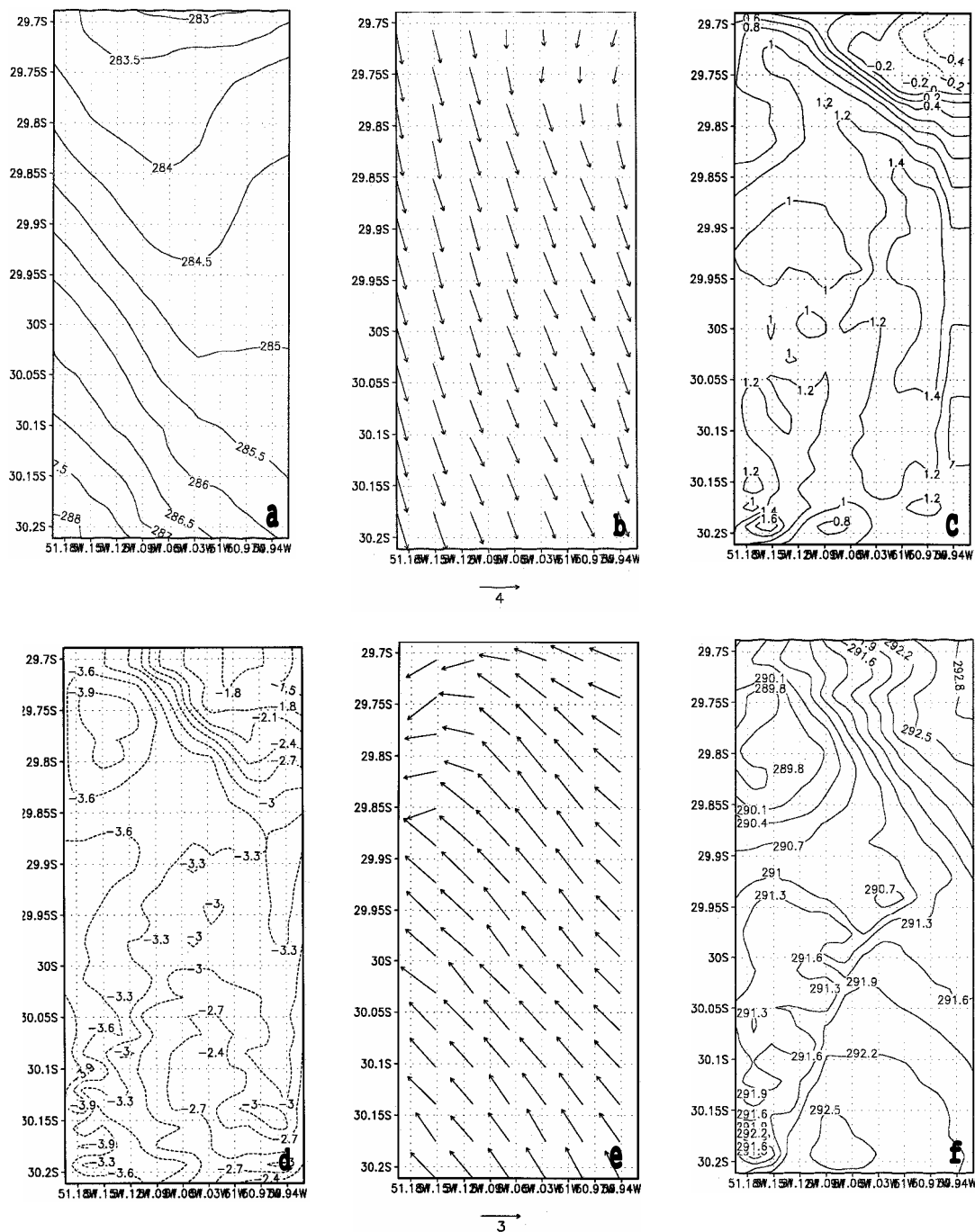


Figura 23 - Experimento 3 (grade 2) às 09:00 UTC:
 a) temperatura potencial na superfície; b) vento horizontal na superfície; c) Componente U na superfície; d) Componente V na superfície; e) Vento horizontal em 172m; f) Temperatura potencial em 172m. Continua...

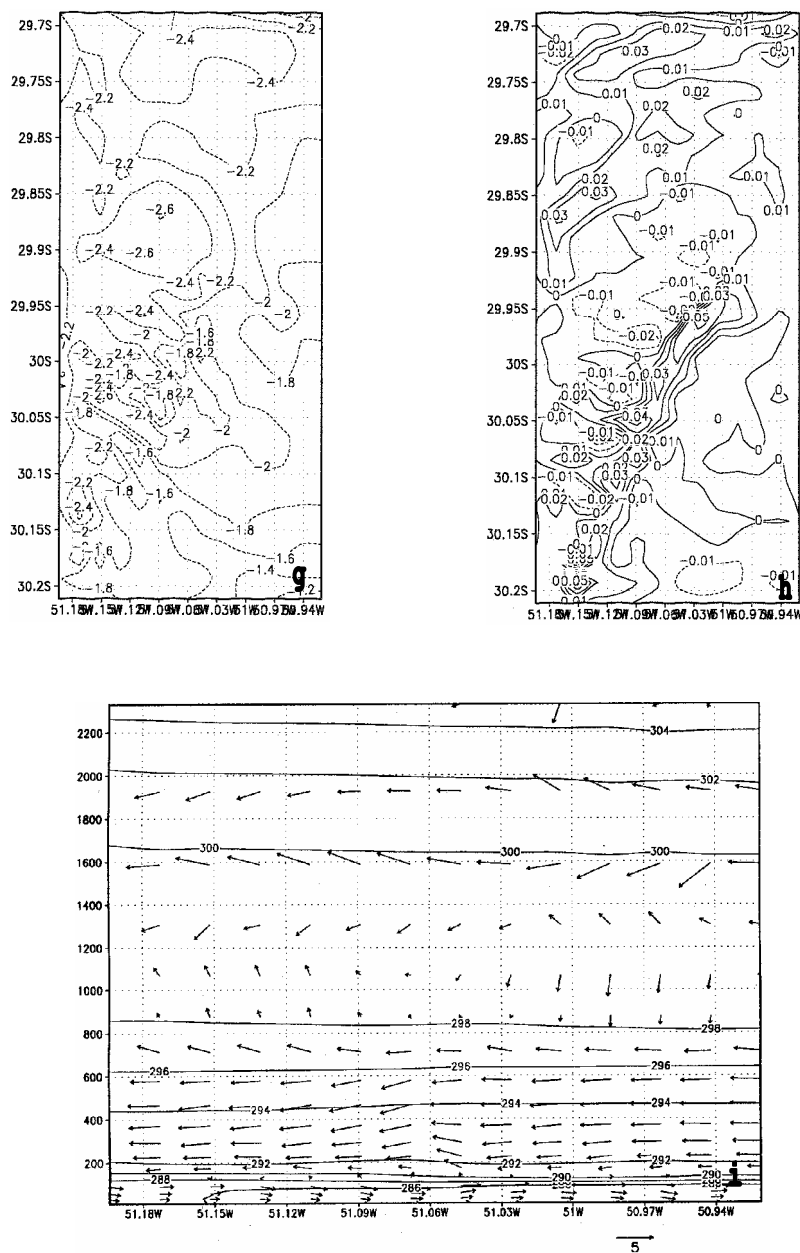


Figura 23 (continuação) - Experimento 3 (grade 2) às 09:00 UTC: g)Componente U em 172m; h)Componente W em 172m; i)Seção vertical em 30°S.

7. Conclusões

O estudo da circulação atmosférica da Região Metropolitana de Porto Alegre foi dirigido no sentido de poder descrever as circulações componentes e avaliar o grau de importância de cada uma na circulação resultante.

Desde o primeiro experimento ficou clara a influência da presença da Serra Geral como geradora de circulações atmosféricas que afetam o escoamento tanto horizontal como vertical na RMPA, principalmente porque seus efeitos se somam aos das circulações de brisa marítima e lacustre/terrestre.

A brisa marítima começa a se manifestar nas primeiras horas da manhã, e as 15:00 UTC (12:00 horas local) já encontra-se bastante intensa. Um fenômeno interessante ocorre ao longo da costa do Rio Grande do Sul, existem três diferentes tipos de bloqueio ao avanço da brisa marítima. O primeiro é devido à presença da Lagoa dos Patos, que estende-se desde a RMPA até a cidade de Rio Grande, numa extensão de mais de 250 km, e é responsável por uma brisa lacustre, no seu lado oriental, com componente de oeste, isto é, o sentido oposto da circulação de brisa, gerando um bloqueio ao escoamento desta. O segundo é devido à presença da Serra Geral, que estende-se desde o norte da RMPA e avança pelo Estado de Santa Catarina, acompanhando o litoral, aproximadamente na longitude 51°W e a norte de 29.7°S , forma uma espécie de vale ou encosta no sentido norte/sul, que é responsável por

uma circulação de vale com componente zonal de oeste, que pelo mesmos motivos do caso anterior bloqueiam o avanço da frente de brisa marítima. E o terceiro é devido à formação da RMPA, que nos últimos 20 anos, com modificação substancial das características da superfície, é responsável por uma 'ilha de calor urbana', que no seu lado oriental é responsável por uma circulação secundária de oeste e também bloqueia o avanço da frente de brisa marítima. Com estes três fatores conjugados a frente de brisa marítima só consegue ultrapassar a RMPA às 20:00 UTC (17:00 horas local). Mesmo após romper estes bloqueios, a componente zonal da brisa marítima resultante continua sendo atenuada nestas regiões, permanecendo com seus módulos abaixo dos valores esperados. A frente de brisa marítima avança pelo continente até as 00:00 UTC, chegando em torno de 200 km continente a dentro, e à partir deste momento começa a enfraquecer devido aos escoamentos de brisa terrestre e de montanha, principalmente, que só conseguem sobrepô-la, na RMPA, depois das 06:00 UTC quando o escoamento zonal em superfície passa a ser de oeste.

A brisa lacustre forma-se concomitantemente à brisa marítima, sendo responsável por uma região de convergência de massa sobre o estreito que existe entre a Lagoa dos Patos e o mar. No lado oeste da laguna a brisa avança pelo continente, somando-se à brisa de vale que se forma na encosta da Serra do Sudeste. Sobre a RMPA, ao norte da laguna, a circulação de brisa lacustre gera um escoamento meridional, de sul para norte, que soma-se com o escoamento de brisa de vale da encosta da Serra Geral, gerando uma pequena área de convergência de massa ao sul da RMPA à partir das 16:00 UTC, na confluência dela e da brisa marítima (que tem o sentido leste/oeste). Um fator importante é que este escoamento de sul da brisa lacustre invade a Depressão Central a oeste da RMPA, e é responsável

pelo transporte de calor sensível junto a superfície, atenuando o aumento da temperatura e incrementando o teor de umidade (e o fluxo de calor latente) nesta região. Durante a noite a brisa terrestre associada a laguna também se forma no mesmo horário da associada ao oceano, provocando convergência de massa sobre a laguna. Sobre a RMPA, esta circulação tem componente meridional, de norte para sul, somando-se com a circulação de brisa de montanha na encosta da Serra Geral.

A circulação secundária devido à ilha de calor urbana atua mais efetivamente durante o dia, enquanto ainda consegue bloquear a frente de brisa marítima, e depois disso sua importância na circulação resultante é pequena, pois a brisa marítima transporta para outras regiões o calor sensível e latente gerados na região urbana, sendo que os efeitos da brisa marítima ainda estão presentes na RMPA às 06:00 UTC, e é detectado um aumento da temperatura, embora discreto, a oeste da RMPA durante a noite; que podem estar relacionado com as anomalias encontradas (turbulência e valores de W maiores) entre 52.5 e 53°W e acima de 600m (figura 20d).

Ficam sugestões para próximos trabalhos :

- Impor uma forçante térmica maior, no sentido de observar com mais clareza o comportamento da circulação resultante à noite, quando a circulação secundária da ilha de calor urbana seja mais influente.
- Fazer um estudo mais detalhado da formação de jatos de baixos níveis na encosta da Serra Geral durante a madrugada, pois estes podem ser importantes agentes na dispersão de poluentes.
- Realizar um estudo que procure explicar com mais detalhes as interações das influências da Serra Geral e as circulações de brisa marítima e lacustre / terrestre na RMPA.

BIBLIOGRAFIA

- AVISSAR, R., PIELKE, R.A., 1989: A parameterization of the heterogeneous land surfaces for atmospheric numerical models and its impact on regional meteorology. Mon. Wea. Rev., 117, 2113-2136.
- BLECK, R., HAAGENSON, P.L., 1968: Objective analysis on isentropic surfaces. NCAR Tech. Note, TN-39, December, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado, 27 pp.
- CHEN, C., COTTON, W.R., 1987: The physics of marine stratocumulus-capped mixed layer. J. Atmos. Sci., 44, 2951-2977.
- CLARK, T.L., 1977: A small scale dynamic model using a terrain following coordinate transformation. J. Comput. Phys., 24, 186-216.
- CLARK, T.L., FARLEY, R.D., 1984, Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. J. Atmos. Sci., 41, 329-350.
- COTTON, W.R., 1975: On parameterization of turbulent transport in cumulus cloud. J. Atmos. Sci., 32, pp. 548-564.
- COTTON, W.R., STEPHENS, M.A., NEHRKORN, T., TRIPOLI, G.J., 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model - 1982. Part II : An ice phase parameterization. J. de Rech Atmos., 16, 295-320.
- COTTON, W.R., and TRIPOLI, G.J., 1978: Cumulus convection in shear flow - three-dimensional numerical experiments. J. Atmos. Sci., 35, pp. 1503-1521.
- DUTTON, J.A., and FICHTL, G.H., 1969: Approximate equations of motion for gases and liquids. J. Atmos. Sci., 26, pp. 241-249.
- GAL-CHEN, T., SOMERVILLE, R.C.J., 1975b: Numerical solution of the Navier Stokes equations with topography. J. Comput. Phys., 17, 276-310.
- KUO, H.L., 1974: Further studies of the parametrizations of the influence of cumulus convective on large scale flow. J. Atmos. Sci., 31, 1232-1240.

- KLEMP, J.B., LILLY, D.K., 1978: Numerical simulation of hydrostatic mountain waves. *J. Atmos. Sci.*, 35, 78-107.
- KLEMP, J.B., WILHELSON, R.B., 1978a: The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1070-1096.
- KLEMP, J.B., WILHELSON, R.B., 1978b: Simulations of right and left-moving storms produced through storm splitting. *J. Atmos. Sci.*, 35, 1097-1110.
- MAHRER, Y., PIELKE, R.A., 1977: A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beiträge zur Physik der Atmosphäre*, 50, 98-113.
- MCCUMBER, M.C., PIELKE, R.A., 1981: Simulation of the effects of surface fluxes of heat and moisture in a mesoscale numerical model. Part I: Soil Layer. *J. Geophys. Res.*, 86, 9929-9938.
- McNIDER, R.T., MORAN, M.D., PIELKE, R.A., 1988: Influence of diurnal and inertial boundary layer oscillations on long-range dispersion. *Atmos. Environ.*, 22, 2245-2462.
- MELLOR, G.L., YAMADA, T., 1982: Development of a turbulence closure model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys. Space Phys.*, 20, 851-875.
- MESINGER, F., ARAKAWA, A., 1976: Numerical Methods used in atmospheric models. GARP Publications Series, n^o 14, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp.
- MEYERS, M.P., COTTON, W.R., 1992: Evaluation of the potential for wintertime quantitative precipitation forecasting over mountainous terrain with an explicit cloud model. Part. I: Two-dimension sensitivity experiments. *J. Appl. Meteor.*, 31, 26-50.
- MOLINARI, J., 1985: A general form of Kuo's cumulus parametrization. *Mon. Wea. Rev.*, 113, 1411-1416.
- MORAN, M.D., 1992: Numerical modeling of mesoscale atmospheric dispersion. Ph.D. dissertation, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, Colorado, 820 pp.
- NEUMANN, J., MAHRER, Y., 1971: A theoretical study of the land and sea breeze circulation. *J. Atmos. Sci.*, 28, 532-542.

- NICHOLLS, M.E., PIELKE, R.A., COTTON, W.R., 1991: A two-dimensional numerical investigation of the interaction between sea-breezes and deep convection over the Florida peninsula. *Mon. Wea. Ver.*, 119, 298-323.
- OLIVEIRA, A.P., SILVA DIAS, P.L., 1982: Aspectos observacionais da brisa marítima em São Paulo. *Anais do II Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 18-22 de outubro de 1982, Pelotas - RS, 129-161.
- ORLANSKI, I., 1976: A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows. *J. Comput. Phys.*, 21, 251, 269.
- PIELKE, R.A., 1984: *Mesoscale Meteorological Modeling*. New York, N. Y.: Academic Press, 612 pp.
- PIELKE, R.A., ARRITT, R.W., 1984: A proposal to standardize models. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 65, 1082.
- PIELKE, R.A., MCNIDER, R.T., SEGAL, M., MAHRER, Y., 1983: The use of a mesoscale numerical model for evaluations of pollutant transport and diffusion in coastal regions and over irregular terrain. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 64, 243-249.
- PIELKE, R.A., LYONS, W.A., MCNIDER, R.T., MORAN, M.D., MOON, D.A., STOCKER, R.A., WALKO, R.L., ULIASZ, M., 1991b: Regional and mesoscale meteorological modeling as applied to air quality studies. In : van Dop, H., Steyn, D. G. (eds.) *Air Pollution Modeling and its Application VIII*. New York: Plenum Press, 259-289.
- PIELKE, R.A., SCHIMMEL, D.S., LEE, T.J., KITTEL, T.G.F., ZENG, X., 1992: Atmospheric-terrestrial ecosystem interactions: Implications for coupled modeling. *Ecological Modeling* (in press).
- SARAIVA, J.M.B., 1996: *Previsão do tempo na região sul: efeitos locais e influência da liberação de calor latente*, tese de doutorado, 200 pp.
- SARAIVA, J.M.B., GANDU, A.W., 1996. *Circulação Local na Foz do Rio da Prata*. VII Congresso Argentino de Meteorología. VII Congresso Latinoamericano e Ibérico de Meteorología. Buenos Aires. Argentina.
- SARAIVA, J.M.B., SILVA, P.L., 1994, *Modelagem Numérica das Circulações Locais no Estado do Rio Grande do Sul*. *Anais do VIII Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Belo Horizonte-MG. pp 319-320.

- SEGAL, M., AVISSAR, R., MCCUMBER, M.C., PIELKE, R.A., 1988a.: Evaluation of vegetation effects on the generation and modification of mesoscale circulations. *J. Atmos. Sci.*, 45, 2268-2292.
- SEGAL, M., YU, C.H., ARRITT, R.W., PIELKE, R.A., 1988b: on the impact of valley/ridge thermally induced circulations and the regional pollutant transport. *Atmos. Environ.*, 22, 471-486.
- SMAGORINSKY, J., 1963: General Circulation experiments with the primitive equations. Part I: The basic experiment. *Mon. Wea. Rev.*, 91, pp. 99-164.
- STULL, R.B., 1988: An introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers.
- TREMBACK, C.J., 1990: Numerical simulation of a mesoscale convective complex: model development and numerical results. Ph.D. dissertation. Atmos Sci. Paper No. 465, Department of Atmospheric Science, Colorado State University, Fort Collins, CO 80523, 247 pp.
- TREMBACK, C.J., KESSLER, R., 1985: A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models. Preprints, 7th AMS Conference on Numerical Weather Prediction, June 17-20, Montreal, Quebec, Canada, Amer. Meteor. Soc., Boston, 355-358.
- TRIPOLI, G.J., COTTON, W.R., 1982: The Colorado State University three-dimensional cloud mesoscale model - 1982. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. de Rech. Atmos.*, 16, 185-220.
- WALKO, R.L., TREMBACK, C.J., HERTENSTEIN, R.F.A., 1995: The Regional Atmospheric Modeling System Version 3b: User's Guide. Published by ASTER, Inc., P. O. Box 466, Fort Collins, Colorado, 121 pp.