UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE ASTRONOMIA, GEOFÍSICA E CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS
DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS

# CIRCULAÇÕES LOCAIS EM SÃO PAULO E SUA INFLUÊNCIA SOBRE A DISPERSÃO DE POLUENTES

EDMILSON DIAS DE FREITAS

Tese de Doutorado apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas como condição parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências Atmosféricas.

ORIENTADOR: PROF. DR. PEDRO LEITE DA SILVA DIAS

SÃO PAULO
ABRIL DE 2003

Aos meus pais
Ao André

**AGRADECIMENTOS**

Ao Prof. Pedro Leite da Silva Dias pela oportunidade, pelas discussões e sugestões durante todo o trabalho e pela enorme confiança que em mim depositou. Sua satisfação pelo trabalho que desenvolve e seu enorme conhecimento foram fatores de grande motivação durante o desenvolvimento deste trabalho. A esse grande mestre, meus sinceros agradecimentos.

Aos membros da comissão de avaliação do meu exame de qualificação, Profª Maria Assunção Faus da Silva Dias, Prof. Amauri Pereira de Oliveira e Prof. Humberto da Rocha, ao Prof. Artemio Plana Fatori e minhas companheiras de sala, Rita Alves e Dóris Veleda, pelo apoio fundamental naquele momento difícil.

À minha família, pelo imenso apoio e compreensão durante a execução deste trabalho. Em especial, aos meus pais, que participaram intensivamente de todo esse doutorado.

Ao Dr. Willian R. Cotton pela oportunidade de estágio na Universidade do Estado do Colorado.

Ao Chris Rozoff, da Universidade do Estado do Colorado, pelo companheirismo e árduo trabalho na implementação do TEB.

Aos meus amigos que moram em Fort Collins, Elicia Inazawa, Pierre Herckes e Gustavo Pereira, pelos inúmeros favores e pelos bons momentos que passamos por lá.

Ao Dr. Carlos Morales, por me acolher em sua casa por várias vezes em Fort Collins, pelas caronas, amizade, etc.

Às minhas "roommates", Tracy Depue e Sarah Tessendorf, pelos vários momentos de descontração.

A Profª Rosmeri P. da Rocha, pela sua sugestão importante num momento decisivo.

Aos colegas do IAG-USP pela colaboração, incentivo e companheirismo.

Às funcionárias das secretarias do departamento e da pós-graduação, e da biblioteca, Elisabete Flores, Marisa G. Maiello, Sônia A. U. Silva, Daniely A. Leite, Aparecida de Fátima S. Segura e Neuza M. F. Brandão, pela atenção, prestatividade e inúmeros favores.

Aos técnicos do IAG, Luciana S. R. Lemos, Fagner Gonçalves da Silva e Samuel Reis e Silva, sempre prestativos.

Ao pessoal do Laboratório Master, Demerval Soares Moreira, Bruno Biazeto, Pedro "Linha" P. Lopes, Huan S.Yann, cujo valoroso auxílio tornou esse trabalho possível.

Aos amigos Ângela Luiz, Jorge A. Martins, Leila D. Martins, Marcelo P. Correa e Andréa Cardoso pela revisão no texto da tese e ajuda na impressão.

À Regina M. Miranda, pelo carinho, paciência e atenção durante os últimos meses de realização deste trabalho. Também pela ajuda na revisão do texto.

Ao Dr. Hugo Abi Karam, pela concessão das imagens de satélite.

À CETESB, pela concessão dos dados das estações automáticas.

Ao Dr. Saulo Ribeiro de Freitas, pela concessão do modelo de dispersão e pelas discussões sobre o mesmo.

Especial agradecimento à Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo que, num país cheio de dificuldades, principalmente financeiras, prima pelo desenvolvimento de pesquisas de alto nível, fornecendo o auxílio necessário. O desenvolvimento deste projeto de Doutorado (Processo: 98/15663-3), incluindo um estágio no exterior, não teria sido possível sem a ajuda dessa Fundação.

**SUMÁRIO**

SUMÁRIO ..... i
LISTA DE FIGURAS ..... iv
LISTA DE TABELAS ..... xi
LISTA DE ABREVIATURAS ..... xii
RESUMO ..... xiv
ABSTRACT ..... xv
1. Introdução ..... 1
1.1. Considerações sobre o balanço de energia em regiões urbanas. ..... 3
1.2. Circulações Locais. ..... 4
1.2.1. As circulações de brisa. ..... 5
1.2.2. A Ilha de Calor Urbana. ..... 7
1.3. Características climáticas da circulação de grande escala e da precipitação na região durante o período de inverno. ..... 10
1.4. Enfoque e objetivos deste trabalho. ..... 10
2. Determinação dos parâmetros de ocupação do solo e topografia ..... 12
2.1.1. O Processo de modelagem digital de terreno. ..... 12
2.1.2. Modelos de grade. ..... 13
2.1.3. Modelos de grade regular retangular. ..... 14
2.1.4. Interpoladores para geração de grades regulares. ..... 15
2.1.5. Interpoladores para refinamento de grades regulares. ..... 18
2.2. Utilização de imagens de satélite para a geração do arquivo de ocupação do solo. ..... 20
2.2.1. Imagens digitais. ..... 20
2.2.2. A Classificação de imagens de satélite. ..... 22
2.2.3. Resultados do processo de classificação. ..... 26
3. Descrição do modelo RAMS e seu acoplamento com o esquema TEB. ..... 29
3.1. Breve histórico e descrição do RAMS. ..... 29
3.1.1. Opções físicas e numéricas. ..... 31
3.1.1.1. Estrutura da grade. ..... 31
3.1.1.2. Condições de fronteira para o aninhamento de grades. ..... 32
3.1.1.3. Equações e esquema numérico. ..... 32
3.1.1.4. Modelo de interação solo-vegetação-atmosfera. ..... 32
3.1.1.5. Microfísica e convecção. ..... 35
3.1.1.6. Radiação. ..... 35

3.1.1.7. Turbulência. ....35
3.1.2. Inicialização do modelo. O pacote de análise objetiva do RAMS - ISAN. ....37
3.2. O esquema TEB. ....38
3.2.1. Evolução dos reservatórios de água. ....40
3.2.2. Balanço de onda longa. ....41
3.2.3. Radiação solar. ....42
3.2.3.1. Radiação solar direta. ....42
3.2.3.2. Reflexões da radiação solar. ....43
3.2.4. Fluxos antropogênicos. ....44
3.2.5. Fluxos turbulentos. ....44
3.3. Validação do acoplamento entre o RAMS e o esquema TEB. ....45
3.3.1. Configuração do modelo RAMS. ....48
3.3.2. Configuração do TEB. ....50
3.3.3. Resultados qualitativos. ....51
3.3.3.1. Análise das séries de temperatura. ....52
3.3.3.2. Análise das séries de umidade relativa. ....52
3.3.3.3. Análise das séries de umidade específica. ....53
3.3.4. Resultados quantitativos. ....59
3.3.5. Efeito das fontes antropogênicas sobre a temperatura média. ....64
3.3.6. Conclusões sobre a validação do modelo. ....65
4. Circulações Locais e sua influência sobre a dispersão de poluentes. ....67
4.1. Análise da circulação de grande escala e seu papel sobre a intensidade e propagação da brisa marítima. ....67
4.2. O efeito da topografia sobre a brisa marítima. ....77
4.2.1. Conclusões. ....84
4.3. A interação entre a ilha de calor urbana e a brisa marítima. ....84
4.3.1. O papel da umidade do solo e das fontes antropogênicas. ....91
4.4. Os efeitos da brisa lacustre na RMSP. ....97
4.4.1. Resultados. ....100
4.5. O efeito da urbanização na geração de uma ilha de calor ....107
4.5.1. Conclusões. ....118
4.6. Os efeitos da ilha de calor e da brisa marítima sobre a dispersão de poluentes. ....119
4.6.1. Metodologia utilizada na análise. ....119
4.6.2. Resultados ....121

4.6.3. Ocorrência de altas concentrações no dia 02 de agosto de 1999. .....123
4.6.4. O transporte de poluentes pela brisa marítima. .....127
4.6.4.1. O modelo de transporte de gases inertes. .....128
4.6.4.2. Resultados. .....129
4.6.5. Conclusões. .....133
5. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros. .....135
5.1. Sugestões para trabalhos futuros. .....139
Apêndice A: Descrição do modelo LEAF-2. .....140
Apêndice B: Publicações em períodicos e apresentações em reuniões científicas durante a execução desse trabalho. .....149
Referências Bibliográficas .....150

## LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Termos envolvidos no balanço de radiação (a), energia (b) e água (c) para uma área urbana segundo o esquema de volume ou camada ativa. Adaptado de Oke, 1988. .....4

Figura 2.1: Modelo de grade regular retangular(esquerda) e modelo de grade irregular triangular (direita). .....14

Figura 2.2: Esquema de interpolação pelo vizinho mais próximo. O valor de cota (+) equivale ao valor amostrado mais próximo (*). .....16

Figura 2.3: Esquema de interpolação por média simples. Valor da cota (+) obtido a partir dos quatro vizinhos amostrados mais próximos (*). .....16

Figura 2.4: Esquema de interpolação através da média ponderada por quadrante. Valor de cota por quadrante com peso proporcional ao inverso da distância dos valores amostrados .....17

Figura 2.5: Esquema de interpolação através da média ponderada por cota e quadrante. Valor da cota obtido pela média ponderada de cotas das isolinhas por quadrante. .....17

Figura 2.6: Refinamento de grade através do interpolador bicúbico. .....18

Figura 2.7: Refinamento de grade através do interpolador bilinear. .....19

Figura 2.8: Visão tridimensional da RMSP, Serra da Mantiqueira, Serra do Mar e parte do litoral Paulista. .....20

Figura 2.9: Mosaico de composições das bandas 3, 4 e 5 das imagens TM do satélite LANDSAT-5 envolvendo a região de estudo. .....26

Figura 2.10: Ocupação do solo obtida pelo processo de classificação das imagens. .....27

Figura 2.11: Ocupação do solo fornecida pelo IGBP. .....28

Figura 2.12: Associação das ocupações do solo fornecidas pelo IGBP e obtidas pelo processo de classificação de imagens de satélite. .....28

Figura 3.1: Domínio da segunda grade utilizada nesta comparação. A topografia da região aparece em sombreado ao fundo. A região metropolitana de São Paulo aparece no contorno no centro do domínio. Os números indicam as cinco estações utilizadas, como se segue: 1) São Miguel Paulista; 2) Pq. D. Pedro II; 3) Ibirapuera; 4) São Caetano do Sul e; 5) IAG-AF. .....46

Figura 3.2: Domínio das três grades utilizadas na validação do acoplamento entre o RAMS e o esquema TEB. .....49

Figura 3.3: Ciclo diurno do fluxo de calor sensível devido à fonte veicular para o tipo urbano 1. .....51

Figura 3.4: Comparação entre dados de estação e as três simulações utilizando o RAMS para temperatura (topo), umidade relativa (centro) e umidade específica (base) para a estação IAG-AF. A simulação 1 foi realizada utilizando o LEAF-2 (vermelho) e as simulações 2 e 3 foram realizadas utilizando o esquema TEB sendo uma delas feita sem a utilização de "nudging" central (verde) e a outra com a utilização de "nudging" central (azul). As simulações foram realizadas no período de 00 Z 1 de Agosto de 1999 (21 HL 31 jul 99) até 00 Z 4 de agosto de 1999 (21 HL 3 ago 99). .....54

Figura 3.5: Mesmo que na Figura 3.4 para a estação Ibirapuera .....55

Figura 3.6: Mesmo que na Figura 3.4 para a estação Pq. D. Pedro II.....56

Figura 3.7: Mesmo que na Figura 3.4 para a estação São Caetano do Sul .....57

Figura 3.8: Mesmo que na Figura 3.4 para a estação São Miguel Paulista .....58

Figura 3.9: Comparação entre as simulações com a utilização de fontes antropogênicas e sem a utilização das mesmas. As séries de temperatura foram obtidas através de uma média para o nível de 33,4 m para as cinco estações utilizadas na validação do esquema TEB. .....64

Figura 3.10: Diferença de temperatura ao nível de 33,4 m entre a simulação com a utilização das fontes antropogênicas e a simulação sem a utilização das mesmas. .....65

Figura 4.1: Evolução do campo do vento (m/s) o nível de 33,4 m acima da superfície e pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) durante o período analisado. Em (a) 00Z do dia 01/08/99, em (b) 12Z do dia 01/08/99, em (c) 00Z do dia 02/08/99, em (d) 12Z do dia 02/08/99, em (e) 00Z do dia 03/08/99, em (f) 12Z do dia 03/08/99 e em (g) 00Z do dia 04/08/99. As barras de cores indicam a magnitude do vento em m/s. .....68

Figura 4.2: Campo do vento ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 11 Z do dia 01/08/99. .....72

Figura 4.3: Campo do vento e razão de mistura para o horário das 19 Z do dia 01/08/1999. A barra de cores à esquerda indica a intensidade do vento (m/s) e a barra da direita indica a razão de mistura (g/kg). .....72

Figura 4.4: Mesmo que na Figura 4.3 para o horário das 11Z do dia 02/08/1999. .....74

Figura 4.5: Mesmo que na Figura 4.3 para o horário das 20Z do dia 02/08/1999. .....74

Figura 4.6: Mesmo que na Figura 4.3 para o horário das 23Z do dia 02/08/1999. .....75
Figura 4.7: mesmo que na Figura 4.3 para o horário das 11Z do dia 03/08/1999. .....76
Figura 4.8: Perfil vertical da projeção do vento na direção perpendicular a linha de costa em São Paulo (vento de brisa) para a longitude de 46,146 W e latitude 23,955 S para o caso de topografia nula. (a barra de cores indica a intensidade do vento em m/s).....78
Figura 4.9: Mesmo que na Figura 4.8 para o caso de topografia com 40 % do valor real. .....79
Figura 4.10: Mesmo que na Figura 4.8 para o caso de topografia com 80 % do valor real. .....80
Figura 4.11: Mesmo que na Figura 4.8 para o caso de topografia real. .....80
Figura 4.12: Ventos ao longo do vale. (a) ventos de montanha e anti-montanha (noite). (b) ventos de vale e anti-vale (dia) Adaptado de STULL, 1988. .....81
Figura 4.13: Perfil vertical da projeção do vento na direção perpendicular a linha de costa em São Paulo (vento de brisa) para a longitude de 46,536º W para o caso de topografia nula.....82
Figura 4.14: Mesmo que na Figura 4.13 para o caso de topografia com 40 % do valor real. ...82
Figura 4.15: Mesmo que na Figura 4.13 para o caso de topografia com 80 % do valor real. ...83
Figura 4.16: Mesmo que na Figura 4.13 para o caso de topografia real. .....83
Figura 4.17: Perfil vertical da projeção do vento na direção perpendicular a linha de costa em São Paulo (≈ 45º), "vento de brisa", para as simulações com cidade (CC) e sem cidade (SC) no horário das 09 Z. A barra de cores superior, na base da figura, indica as regiões do oceano (azul claro), algum tipo de vegetação (verde) e região urbana (vermelho).A barra de cores inferior indica a intensidade do vento de brisa (em m/s). Os vetores correspondem à composição entre o vento de brisa e o componente vertical do vento (w). A intensidade desses componentes é apresentada no canto inferior esquerdo de cada figura. .....85
Figura 4.18: Mesmo que na Figura 4.17 para o horário das 15 Z. .....86
Figura 4.19: Evolução temporal da brisa marítima para as simulações com cidade (CC) e sem cidade (SC). A barra de cores superior, na base da figura, indica as regiões do oceano (azul claro), algum tipo de vegetação (verde) e região urbana (vermelho). A barra de cores inferior indica a intensidade do vento de brisa (em m/s). Os vetores correspondem à composição entre o vento de brisa e o componente vertical do vento (w). A intensidade desses componentes é apresentada no canto inferior esquerdo de cada figura. .....87

Figura 4.20: Perfil vertical da razão de mistura para o horário das 00 Z para as simulações com cidade (CC) e sem cidade (SC). A barra de cores superior, na base da figura, indica as regiões do oceano (azul claro), algum tipo de vegetação (verde) e região urbana (vermelho). A barra de cores inferior indica a razão de mistura (em g/kg). Os vetores correspondem à composição entre o vento de brisa e o componente vertical do vento (w). A intensidade desses componentes é apresentada no canto inferior esquerdo de cada figura. .....91

Figura 4.21: Perfil vertical da projeção do vento na direção perpendicular a linha de costa em São Paulo (≈ 45º): "vento de brisa" para a o horário das 15 Z (12HL) para o caso de solo seco. A barra de cores superior indica as regiões do oceano (azul claro), algum tipo de vegetação (verde escuro) e região urbana (vermelho). .....92

Figura 4.22: Evolução temporal do vento de brisa para o caso de solo seco. As figuras são correspondentes aos horários das 20 Z (a), 23 Z (b) e 01 Z (c). .....93

Figura 4.23: Perfil vertical da projeção do vento na direção perpendicular a linha de costa em São Paulo (≈ 45º), "vento de brisa", para as simulações com solo úmido (a) e com solo seco (b) no horário das 16 Z do segundo dia de simulação (02 de agosto de 1999). Os vetores correspondem à composição entre o vento de brisa e o componente vertical do vento (w). A intensidade desses componentes é apresentada no canto inferior esquerdo de cada figura. .....95

Figura 4.24: Evolução temporal da brisa marítima para as simulações com solo úmido (SU) e solo seco (SS) para segundo dia de simulação (02 de agosto de 1999).....96

Figura 4.25: Composição das imagens do satélite LANDSAT-5 ilustrando algumas medidas de distâncias e área nas represas de Guarapiranga (esquerda) e Billings (direita). .....98

Figura 4.26: Localização das represas de Guarapiranga e Billings. As áreas urbanizadas estão indicadas em vermelho. As áreas brancas correspondem a algum tipo de vegetação. .....99

Figura 4.27: Diferença do campo de divergência de massa ($10^{-3}$ $s^{-1}$) ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 05 Z do dia 01 de agosto de 1999. Valores positivos/negativos indicam divergência/convergência de massa.....100

Figura 4.28: Corte vertical na latitude de 23,72º S da diferença do campo de divergência de massa ($10^{-3}$ $s^{-1}$) e componentes zonal e vertical do vento para o horário das 08 Z do dia 01 de agosto de 1999. A barra de cores logo abaixo da figura

indica as localizações aproximadas das regiões correspondentes às represas de Guarapiranga e Billlings (em azul claro) , respectivamente. .....101

Figura 4.29: Mesmo que Figura 4.28 para o horário das 15 Z do dia 01 de agosto de 1999. .102

Figura 4.30: Diferença no campo de divergência de massa ($10^{-3}$ $s^{-1}$) para o horário das 15 Z do dia 01 de agosto de 1999. .....103

Figura 4.31: Em (a), diferença no campo de temperatura (º C) ao nível de 33,4 m para o horário das 10 Z no dia 01 de agosto de 1999. Em (b) diferença no campo de razão de mistura (g/kg) .....104

Figura 4.32: Mesmo que na Figura 4.31 para o horário das 16 Z. .....104

Figura 4.33: Diferença no campo de divergência de massa ($10^{-3}$ $s^{-1}$) para o horário das 17 Z do dia 02 de agosto de 1999. .....105

Figura 4.34: Diferença no campo de temperatura (º C) ao nível de 33,4 m para o horário das 17 Z no dia 02 de agosto de 1999. .....106

Figura 4.35: Diferença do campo do vento (m/s) e de advecção de temperatura ($10^{-6}$ º C $s^{-1}$). Em (a) para o horário das 15 Z do dia 01 de agosto de 1999. Em (b) para o horário das 17 Z do dia 02 de agosto de 1999. .....106

Figura 4.36: Diferença de temperatura (º C) entre as simulações com e sem cidade para o horário das 09 Z do dia 01 de agosto de 1999.As regiões urbanas e os corpos d'água estão representados em tons de cinza ao fundo. .....108

Figura 4.37: Diferença no campo de divergência ($10^{-5}$ $s^{-1}$) ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 18 Z (15 HL) do dia 01 de agosto de 1999. .....109

Figura 4.38: Corte vertical na longitude de 46,6º W da diferença do campo de divergência de massa ($10^{-3}$ $s^{-1}$) e componentes meridional e vertical do vento para o horário das 18 Z do dia 01 de agosto de 1999. A barra de cores logo abaixo da figura indica a localização aproximada da RMSP (em vermelho). .....110

Figura 4.39: Diferenças entre os Fluxos de Calor Sensível (a) e Latente (b), Razão de Bowen (c) e Altura da Camada Limite (d) para as simulações com e sem cidade no horário das 18 Z (15 HL) do dia 01 de agosto de 1999. .....112

Figura 4.40: Diferença no campo de divergência ($10^{-5}$ $s^{-1}$) ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 18 Z (15 HL) do dia 02 de agosto de 1999.....113

Figura 4.41: Diferenças entre os Fluxos de Calor Sensível (a) e Latente (b), Razão de Bowen (c) e Altura da Camada Limite (d) para as simulações com e sem cidade no horário das 18 Z (15 HL) do dia 02 de agosto de 1999.....114

Figura 4.42: Evolução da altura da CLP para quatro localizações, indicadas à direita na figura, para o período de 01 a 04 de agosto de 1999, obtidos da segunda grade do modelo da simulação de controle. As latitudes e longitudes dos pontos são: 23,6º S - 46,7º W (preto), 23,8º S – 46,4º W (verde), 23,6º S – 47,2º W (amarelo) e 23,2º S – 46,2º W (vermelho). .....115

Figura 4.43: Evolução dos fluxos de calor sensível (vermelho) e latente (azul) em $W/m^2$ para as quatro localidades indicadas na Figura 4.42 , para o período de 01 a 04 de agosto de 1999, obtidos da segunda grade do modelo da simulação de controle. Em (a) para as coordenadas 23,6º S - 46,7º W, em (b) 23,8º S – 46,4º W, em (c) 23,6º S – 47,2º W e em (d) 23,2º S – 46,2º W. .....116

Figura 4.44: Campo da diferença do módulo da velocidade do vento (m/s) no nível de 33,4 m acima da superfície. Em (a) para o horário das 18 Z do dia 01 de agosto, em (b) para o horário das 18 Z do dia 02, em (c) para o horário das 07 Z do dia 01 e em (d) para o horário das 07 Z do dia 02. .....117

Figura 4.45: Índices de temperatura (UHI) e umidade específica (UQI) para o período simulado. .....120

Figura 4.46: Evolução temporal de UHI e PM10 (normalizados) para o período analisado. Os horários correspondem à Hora Local (HL). .....121

Figura 4.47: Evolução temporal de UHI e CO (normalizados) para o período analisado. Os horários correspondem à Hora Local (HL). .....122

Figura 4.48: perfil vertical do vento para período compreendido entre às 06 Z do dia 02 de agosto de 1999 e 06 Z do dia 03 de agosto de 1999 para o ponto de latitude 23,559º S e 46,732º W (IAG-USP) . Em (a), obtido pelo Sodar Doppler. Em (b), obtido pela modelagem numérica. .....124

Figura 4.49: Mesmo que na Figura 4.48 para o período compreendido entre às 06 Z do dia 03 de agosto de 1999 e 06 Z do dia 04 de agosto de 1999. .....125

Figura 4.50: Evolução temporal da Energia Cinética Turbulenta média (a) em unidades de $m^2/s^2$ e da Função Estrutura de Temperatura, $C_T^2$, (b) em unidades arbitrárias...127

Figura 4.51: Comparação entre as concentrações de CO (ppm) obtidas pelas simulação e fornecidas pela rede automática da CETESB para o período entre 21 HL (00 Z) do dia 01 de agosto e 21 HL (00 Z) do dia 03 de agosto de 1999. No canto superior direito de cada figura está indicado o coeficiente de correlação. .....130

Figura 4.52: Evolução temporal da quantidade de CO integrado na vertical e do campo do vento (m/s) ao nível de 33,4 m acima da superfície. A barra de cores à direita de cada figura indica a massa em g[CO]/m$^2$. .....131

## LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Principais características e aplicações das bandas TM (Sensor "Thematic Mapper") do satélite LANDSAT-5. Fonte: DGI-INPE .....22
Tabela 3.1: Opções disponíveis no RAMS utilizadas nesta validação. .....49
Tabela 3.2: Parâmetros do esquema TEB. .....50
Tabela 3.3: Análise de "skill" para umidade relativa. .....61
Tabela 3.4: Análise de "skill" para temperatura. .....62
Tabela 3.5: Análise de "skill" para umidade específica. .....63
Tabela 4.1: Coeficientes de correlação entre as concentrações de PM10 e CO (nas cinco estações utilizadas) e os índices UHI e UQI. .....122

## LISTA DE ABREVIATURAS

| | |
|---|---|
| AVHRR | Advanced Very High Resolution Radiometer. |
| CET | Companhia de Engenharia de Tráfego. |
| CETESB | Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental. |
| CLP | Camada Limite Planetária. |
| CO | Monóxido de Carbono. |
| CONAMA | |
| CPTEC | Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos. |
| CSU | Colorado State University. |
| DGI | Divisão de Geração de Imagens. |
| EUA | Estados Unidos da América. |
| FAPESP | Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo. |
| GPS | Global Positioning System. |
| GrADS | Grid Analysis and Display System. |
| IAG | Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas. |
| ICU | Ilha de Calor Urbana. |
| IFOV | Instantaneous Field Of View. |
| IGBP | International Geosphere Biosphere Programme. |
| INPE | Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais. |
| ISAN | ISentropic ANalysis package. |
| LEAF-2 | Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model –2. |
| LES | Large Eddy Simulation. |
| ME | Erro médio. |
| MSE | Erro médio quadrático. |
| NCEP | National Centers for Environmental Prediction. |
| PM10 | Material Particulado Inalável. |
| PMSP | Prefeitura do Município de São Paulo. |
| PNQA | Padrões Nacionais de Qualidade do Ar. |
| RAMS | Regional Atmospheric Modeling System. |
| RMSE | Raiz quadrada do erro médio quadrático. |
| RMSP | Região Metropolitana de São Paulo. |
| SIG | Sistema de Informações Geográficas. |
| SODAR | SOund Detection And Ranging. |
| SPRING | Sistema de Processamento de Informações Georeferenciadas. |

| | |
|---|---|
| SVAT | Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer. |
| TEB | Town Energy Budget. |
| TM | Thematic Mapper. |
| TSMO | Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov |
| USGS | United States Geological Survey. |
| USP | Universidade de São Paulo. |

## RESUMO

Os efeitos causados pela presença de áreas urbanizadas da Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), conhecidos por ilha de calor urbana, são estudados através da modelagem numérica e da análise de alguns dados observacionais, coletados no período de inverno de 1999 durante a 1ª Fase intensiva de medidas de campo do Projeto Temático FAPESP "Meteorologia e Poluição do Ar em São Paulo" e da rede automática da CETESB. Através da utilização de imagens do satélite LANDSAT-5, foi obtido um arquivo de ocupação do solo na RMSP numa resolução de aproximadamente 424 m. Foram definidos dois tipos de ocupação urbana que diferem principalmente na verticalização e espaçamento entre as construções. Simulações realizadas com uma parametrização adequada ao tratamento das propriedades da superfície em áreas urbanas, o modelo RAMS-TEB, mostraram que as fontes antropogênicas de calor de origem veicular são de grande importância no ciclo diurno de temperatura e umidade na RMSP. Uma comparação entre os dados simulados pelo modelo e dados observacionais de superfície apresentou coeficientes de correlações superiores a 0,9 para a temperatura e superiores a 0,8 para a umidade relativa. A interação entre a brisa marítima e a ilha de calor intensifica as zonas de convergência no centro da cidade, podendo ocasionar a re-circulação de poluentes nessa região. Simulações sobre o efeito da urbanização mostram que a ilha de calor urbana faz com que haja uma propagação mais rápida da frente de brisa até o centro da RMSP, que permanece estacionária por algum tempo nessa região. Os efeitos da topografia mostraram-se fundamentais na intensidade da brisa marítima e sua propagação sobre o continente. A presença de grandes corpos d'água, tais como a represa de Guarapiranga e Billings, contribui para a diminuição das amplitudes do ciclo diurno de temperatura na RMSP através das circulações do tipo brisa lacustre geradas pelos mesmos. O uso de um modelo de dispersão mostrou que, com a propagação da frente de brisa para o interior (na direção SE-NW), poluentes emitidos na RMSP são transportados para áreas remotas, diminuindo a concentração dos mesmos nas regiões emissoras.

## ABSTRACT

The effects caused by urbanization in the Metropolitan Area of São Paulo (MASP), known as urban heat island, are studied through the use of numerical modeling and some observed data, collected in the 1999's winter time during the first phase of intensive field measurements from the Thematic Project FAPESP "Meteorology and Air Pollution in São Paulo" and also from CETESB automatic network. A 424 m resolution land use file was created using LANDSAT-5 satellite pictures where two different kinds of urban regions were identified. The main differences between these regions are the vertical structure and spacing between buildings. Simulations performed with an appropriate parameterization for the treatment of surface properties in urban areas showed that anthropogenic sources due to traffic are of great importance to the temperature and humidity diurnal cycle in MASP. Comparisons between simulated and observed surface data had a correlation coefficient greater than 0.9 for temperature and greater than 0.8 for relative humidity. The interaction between the see breeze and the urban heat island intensify the convergence zones in the center of the city, eventually causing the re-circulation of pollutants in this region. Simulations of the urbanization effects showed that the urban heat island is responsible for a faster propagation of the sea breeze front up to the center of the MASP, remaining stationary in this region for some time. The topographic effects are fundamental in the intensity of the sea breeze and its inland propagation. The presence of large water bodies, as the Guarapiranga and Billings Dams, contribute to a decrease in the temperature diurnal cycle amplitudes because of the lake breeze circulations generated by them. The use of a simple dispersion model showed that with the propagation of the sea breeze front to the countryside (in the direction SE-NW), pollutants emitted in MASP are transported to remote areas, causing a decrease in the concentration of these pollutants in the source region.

# 1. Introdução

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) constitui o maior pólo industrial da América Latina. É constituída por 39 municípios e ocupa uma área de aproximadamente 8000 $km^2$. Além da grande quantidade de indústrias, possui um grande número de veículos particulares e coletivos que, ao contrário de outros grandes pólos industriais, respondem pela maior parte da poluição atmosférica produzida na RMSP. As principais fontes de poluição do ar na RMSP são os veículos automotores, seguidos por processos industriais, queima de resíduos, movimentação e estocagem de combustíveis (CETESB, 2002). Segundo a Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental do Estado de São Paulo (CETESB), cerca de 70% das concentrações de Monóxido de Carbono (CO) na RMSP são emitidas por veículos leves movidos a gasolina e álcool e por motocicletas. O grande número de veículos que circulam na cidade (cerca de nove milhões), principalmente durante os dias de semana, provoca grandes engarrafamentos nas primeiras horas da manhã e final da tarde, horários que geralmente coincidem com uma baixa altura da Camada Limite Planetária (CLP), fazendo com que as concentrações atinjam valores às vezes acima dos Padrões Nacionais de Qualidade do Ar (PNQA). De maneira simplificada, a CLP é definida como a região da atmosfera que sofre influência direta da superfície e interage com ela. A altura da CLP é definida como a base da inversão de temperatura em altitude, região que atua como um manto, impedindo que os poluentes sejam espalhados verticalmente. Durante a noite, a extensão vertical da CLP é de cerca de 100 a 300 m. A sua maior extensão vertical durante o dia pode atingir cerca de 1000 a 3000 m[1]. Seu crescimento está diretamente ligado ao aquecimento da superfície, principalmente pelos raios solares, mas também pela atividade antrópica.

Por servir como um manto, a evolução da altura da CLP é determinante na concentração de poluentes. Em conseqüência de uma menor disponibilidade de energia proveniente do Sol durante o período de inverno, o crescimento da CLP é limitado e contribui para um aumento das concentrações nesse período. Além disso, mecanismos altamente eficientes na remoção de poluentes da atmosfera, tais como a passagem de sistemas frontais ou a formação de convecção profunda, grandes contribuintes para a precipitação na região, são bem menos freqüentes e intensos, o que torna o período de inverno crítico do ponto de vista da dispersão de poluentes.

[1] Valores geralmente observados pelo Sodar Doppler do IAG-USP instalado na Cidade Universitária durante a primeira fase de campo do projeto temático FAPESP "Meteorologia e Poluição do Ar em São Paulo".

A fim de amenizar os efeitos causados pelos engarrafamentos, a Prefeitura do Município de São Paulo (PMSP) tem utilizado o procedimento de rodízio de veículos desde o ano de 1996. Esse procedimento tem dois pontos de grande importância relacionados à dispersão de poluentes: primeiro, uma redução direta na emissão de poluentes de origem veicular em decorrência do menor número de veículos; segundo, com a diminuição do número de veículos, o tráfego flui mais rapidamente, o que contribui para menores concentrações[2].

Com o conhecimento prévio das condições atmosféricas favoráveis/desfavoráveis à dispersão de poluentes, é possível fazer um planejamento mais adequado deste tipo de medida. Portanto, é de grande importância para órgãos de defesa civil a realização de previsões sobre as condições atmosféricas, para que seja possível a divulgação de alertas ou procedimentos de segurança anteriormente à ocorrência de situações desfavoráveis a dispersão de poluentes. Para isso, é necessário que os modelos de previsão de tempo sejam capazes de representar fenômenos de escala local com grande detalhamento.

A RMSP é circundada por florestas, grandes represas, montanhas, e constitui uma enorme ilha de calor associada à malha urbana. A grande diversidade das fontes de poluição (indústrias de grande e médio porte, veículos com diferentes tipos de combustível, etc.) somada a uma dinâmica extremamente complexa da circulação local, face ao tipo de topografia, a grande heterogeneidade no uso do solo e a proximidade do mar, torna a representação desses processos, pelos modelos de previsão do tempo, bastante complicada. Isso, conseqüentemente, dificulta o monitoramento da poluição atmosférica.

Dentre os fenômenos de escala local que ocorrem na RMSP e nas suas vizinhanças podem-se citar as circulações de brisa marítima/lacustre/terrestre, circulações vale/montanha e as circulações induzidas pelos diferentes tipos de ocupação do solo da região, tais como as circulações geradas pela presença da grande área urbanizada como um efeito da chamada *Ilha de Calor Urbana*[3]. Basicamente, esses tipos de circulações são ocasionados pelas diferenças existentes entre as propriedades térmicas e mecânicas de cada tipo de ocupação do solo que devem ser bem representadas no modelo de previsão utilizado. Sendo assim, o conhecimento do balanço de energia em superfície é fundamental para o entendimento dos processos que ocorrem na CLP. Em conjunto com o vento, esse balanço determina as forças envolvidas nos fluxos verticais de calor, massa e momento. O balanço de energia em superfície é um

[2] Segundo Fruehauf (1998), as emissões automotivas são inversamente proporcionais à velocidade dos veículos.
[3] Geralmente, a ilha de calor urbana é definida pela diferença de temperatura entre a região urbana e as áreas rurais vizinhas.

requisito básico para o entendimento de aspectos tais como: comportamento termodinâmico do ar, temperatura e umidade na superfície, dinâmica do escoamento local e evolução da CLP e, indiretamente, a concentração de poluentes.

Apesar dos modelos atualmente utilizados para a previsão de tempo local incluírem uma boa representação destas propriedades em regiões com vegetação, solo nu e corpos d'água, os efeitos gerados pelas ilhas de calor urbanas não são tratados adequadamente. Os modelos mais sofisticados, aqueles que possuem uma sub-rotina de interação entre solo-vegetação-atmosfera, conhecidos como SVAT (*Soil-Vegetation-Atmosphere Transfer*), fazem uma adaptação de parâmetros da vegetação, na tentativa de representar os efeitos observados nas regiões urbanas. Entretanto, é necessária uma calibração desses parâmetros em cada tipo de região urbana para que se possa obter uma representação adequada. Essa calibração depende de um grande número de dados observacionais para o ajuste do modelo às características específicas de cada região.

## 1.1. Considerações sobre o balanço de energia em regiões urbanas.

Uma das maiores dificuldades na formulação e avaliação do balanço de energia na superfície para regiões urbanas é a própria definição de superfície. Nas regiões urbanas, a grande diversidade de tamanhos, formas, composição e organização dos elementos do dossel urbano, torna muito difícil a determinação de uma "*informação de superfície*" para fins meteorológicos. É sempre possível identificar uma superfície urbana para elementos individuais (ruas, telhados, topo das árvores), porém, a definição de superfície para grandes áreas ou de uma cidade como um todo é bastante complicada. Na maioria dos experimentos realizados em áreas urbanas, busca-se uma região que tenha uma certa homogeneidade horizontal de maneira a possibilitar a obtenção de medidas logo acima do nível dos telhados ou coberturas. Deste modo, em analogia às aproximações utilizadas no tratamento de áreas vegetadas, obtém-se uma superfície efetiva que fica em torno da altura do plano de deslocamento e da altura de rugosidade (região da baixa atmosfera onde $\mathbf{U}=0$). De maneira geral, nenhum modelo de balanço de energia urbano considera todos os componentes envolvidos explicitamente, sendo feito algum tipo de contribuição média numa determinada área de abrangência da região urbana.

Uma aproximação bastante utilizada no tratamento de regiões urbanas é a consideração de uma camada ativa próxima à superfície ou volume (Figura 1.1). Esse tipo de consideração restringe todos os fluxos de energia àqueles através do topo do volume considerado. Mudanças no armazenamento de calor (no ar, construções e superfície) e fontes

internas de calor oriundas da queima de combustíveis podem ser representados por fluxos equivalentes por unidade de área através do topo do volume. A Figura 1.1 representa os balanços de calor, energia e água segundo esse tipo de aproximação. Como será visto posteriormente nesse trabalho (Capítulo 3), esse tipo de aproximação fornece resultados bastante realísticos quando utilizado em modelos numéricos.

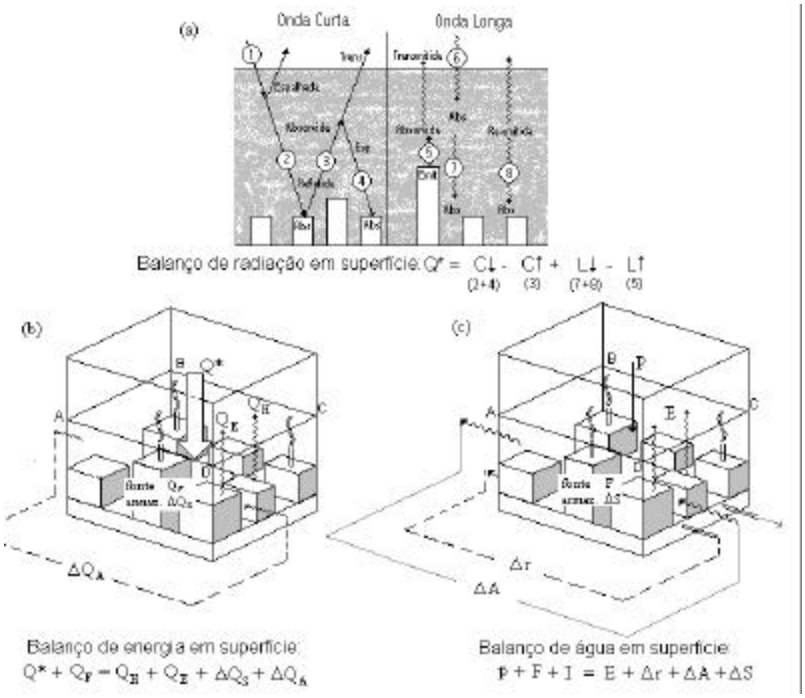



*Figura 1.1 : Termos envolvidos no balanço de radiação (a), energia (b) e água (c) para uma área urbana segundo o esquema de volume ou camada ativa. Adaptado de Oke, 1988.*

## 1.2. Circulações Locais.

As circulações locais pertencem à classe de movimentos atmosféricos caracterizados por uma escala de tempo de até um dia e de espaço inferior a poucas centenas de quilômetros enquadrando-se, segundo a definição de ORLANSKI (1975), na mesoescala, podendo ser originadas por forçantes mecânicas ou térmicas.

As circulações mecanicamente forçadas correspondem aos efeitos mecânicos produzidos pela topografia ou por obstáculos de porte considerável, tais como os edifícios de uma grande cidade. Alguns exemplos são as chamadas ondas de Lee (*Lee waves*), que se formam corrente abaixo de montanhas quando o número de Froud[4] do escoamento é da ordem de 0,4-1,0 (STULL, 1988) e os pequenos vórtices turbulentos (*wakes*) formados corrente abaixo de edificações (STULL, 1988, ROTH, 2000).

[4] O número de Froud é definido, segundo STULL (1988, pg 601), como a razão entre o comprimento de onda natural do ar e o comprimento de onda efetivo do obstáculo (montanha).

As circulações termicamente forçadas correspondem aos efeitos produzidos por contrastes térmicos da superfície. Estes contrastes térmicos podem ser devidos a vários fatores, tais como as diferenças no tipo de ocupação do solo (vegetação, solo nu ou urbanização). Exemplos desses tipos de circulação são as brisas e as ilhas de calor e serão discutidos com algum detalhe a seguir.

### 1.2.1. As circulações de brisa.

As brisas são principalmente originadas pela diferença na capacidade térmica entre a terra e a água. A água tem uma capacidade térmica maior do que a terra e, em conseqüência disso, quando exposta a uma mesma intensidade de radiação solar, a superfície de terra aquece mais rapidamente do que a superfície de água. A terra relativamente quente aquece o ar nas suas vizinhanças diminuindo sua densidade. Comparada com a terra, a água é relativamente fria, assim como o ar nas suas vizinhanças. Conseqüentemente, um gradiente de pressão horizontal se desenvolve entre a terra e a água, com a pressão mais alta sobre a superfície de água. Em resposta a este gradiente de pressão, o ar frio se desloca para a terra e, por continuidade, surge um deslocamento de ar da terra para a água em níveis mais altos, com o ar ascendente sobre a terra e descendente sobre a água. Dependendo da fonte, a circulação é chamada de circulação de brisa marítima (do mar) ou lacustre (dos lagos). Ambas são um reflexo do contraste de temperatura entre terra e água.

Brisas marítimas ou lacustres são sistemas rasos (baixos níveis atmosféricos), geralmente confinados nas primeiras camadas da troposfera (<< 10 km). Tipicamente, a brisa começa próximo à linha de costa várias horas depois do nascer do sol e se expande gradualmente, tanto sobre a terra quanto sobre a água, atingindo sua máxima extensão no meio da tarde. Sobre a terra, a extensão da brisa varia de poucas centenas de metros a muitas dezenas de quilômetros ou mesmo centenas, em casos extremos.

Depois do pôr do sol, as brisas marítimas/lacustres desaparecem até que, no final da noite, os ventos em superfície comecem a desenvolver a chamada brisa terrestre com uma inversão em sua direção.

A mudança na direção do vento é causada pela reversão do calor diferencial entre a terra e a água. Durante a noite, o resfriamento radiativo é maior sobre a terra que sobre a água. Um gradiente horizontal na densidade do ar aumenta o gradiente horizontal de pressão que está dirigido da terra para a água, dando origem à brisa terrestre, com ar subsidente sobre a terra e ascendente sobre a água. A brisa terrestre atinge sua extensão máxima pouco antes do

nascer do sol, mas tende a ser mais fraca que a brisa marítima ou lacustre (ATKINSON, 1981).

A brisa marítima tem grande papel na dispersão de poluentes, podendo contribuir para o aumento da turbulência e transporte dos poluentes para áreas distantes das fontes ou mesmo prejudicar a dispersão por apresentar uma circulação parcialmente fechada, ocasionando o aprisionamento de ar poluído próximo às cidades (BERNADET, 1992).

Um dos trabalhos pioneiros sobre a brisa marítima em São Paulo foi o estudo de OLIVEIRA & SILVA DIAS (1982) que, utilizando dados de superfície da estação climatológica do IAG-USP, caracterizaram a variação diurna e sazonal dos ventos. Segundo os autores, existem três padrões de entrada da brisa marítima em São Paulo: (i) brisa padrão, na qual o vento passa de NE, no período da manhã, para SE à tarde; (ii) vento NW no período da manhã passando a SE ou calmaria no período da tarde ou início da noite; (iii) intensificação do componente SE no período diurno. A penetração da brisa marítima em São Paulo, durante o período por eles analisado, ocorre entre 13 e 14 HL na maioria dos casos, podendo haver uma antecipação ou atraso, dependo da situação sinótica atuante e da estação do ano.

Embora alguns estudos sobre a brisa marítima tenham sido realizados para o estado de São Paulo (OLIVEIRA & SILVA DIAS, 1982, SILVA, 1986, 1990, BERNADET, 1992), estudos sobre a brisa lacustre estão concentrados, em sua grande maioria, na região dos Grandes Lagos nos EUA. Segundo LYONS et al. (1995), a brisa lacustre pode influenciar significativamente na concentração de poluentes. Em seus estudos sobre a influência da brisa na região do Lago Michigan, para dias em que a brisa lacustre foi detectada, os picos de ozônio ao longo da margem oeste do lago foram consideravelmente mais fortes. A utilização do modelo de mesoescala RAMS mostrou-se hábil em representar a brisa lacustre, embora esta tenha sido muito rasa (menos de 300 m). Nas localizações onde observações detalhadas estiveram disponíveis, o modelo previu corretamente o tempo de início da brisa, espessura do escoamento e penetração terra adentro. Ressaltam ainda a correta especificação da umidade do solo, pois esta tem forte influência sobre o calor da superfície e o balanço de umidade que controlam o desenvolvimento de circulações de mesoescala geradas termicamente. BOYBEYI & RAMAN (1992) investigaram as mudanças no escoamento sobre um lago circular para diferentes condições ambientais através da utilização de um modelo de camada limite (descrito em HUANG & RAMAN, 1991). Segundo os autores, as variações espaciais e temporais da zona de convergência associada à brisa lacustre e a convecção por ela gerada, são fortemente controladas pela direção e magnitude do vento ambiente. O tamanho do lago

tem um importante efeito na intensificação da convecção. Lagos pequenos mostraram-se desfavoráveis à formação de uma zona de convergência bem definida.

Dentre os estudos sobre a brisa lacustre realizados no Brasil, podemos citar os trabalhos de STIVARI (1999) e CORREIA (2001). STIVARI (1999) estudou o impacto causado pela formação do Lago de Itaipu sobre a circulação local na região oeste do Estado do Paraná. Identificou que a brisa lacustre apresenta uma intensidade de aproximadamente 2,5 m/s e é observada a 20 km do reservatório. Suas análises sobre a trajetória do balão radiossonda indicam que a circulação de brisa tem uma extensão vertical por volta de 1000 m em dias de céu claro e ventos calmos. CORREIA (2001), em seus estudos sobre a Represa de Sobradinho, verificou que as maiores alterações causadas pelo lago são sobre a umidade atmosférica e a intensidade do vento, mas também verificou que a construção da represa causou uma queda nos valores de temperatura máxima na área atingida pela brisa lacustre. Ressalta ainda que a intensidade da brisa lacustre é altamente dependente da configuração das margens e uso do solo nas áreas circundantes.

### 1.2.2. A Ilha de Calor Urbana.

Outro efeito relacionado a contrastes de temperatura é a chamada ilha de calor urbana. A temperatura média anual em um centro urbano é tipicamente mais alta que a de suas redondezas. Em alguns dias esse contraste pode atingir cerca de 10º C ou mais. O contraste de temperatura forma uma circulação convectiva que contribui para a concentração de poluentes sobre as grandes cidades.

Vários fatores contribuem para o desenvolvimento de uma ilha de calor urbana. Um deles é a concentração relativamente alta de fontes de calor nas cidades. As propriedades térmicas dos materiais das construções urbanas também facilitam a condução de calor mais rapidamente que o solo e a vegetação das áreas rurais, contribuindo para um aumento no contraste de temperatura entre essas regiões. A perda de calor durante a noite, por radiação infravermelha para a atmosfera e para o espaço, é parcialmente compensada nas cidades pela liberação de calor das fontes antropogênicas, tais como veículos, indústrias e construções em geral. Segundo ICHINOSE et al. (1999), em um estudo realizado sobre a cidade de Tóquio, Japão, a contribuição das fontes antropogênicas ultrapassa 50% do fluxo de calor total durante o dia no período de inverno. Além disso, os altos edifícios entre ruas relativamente estreitas aprisionam energia solar através de múltiplas reflexões dos raios solares. Na cidade, a taxa de evapotranspiração, tipicamente mais baixa, acentua ainda mais o contraste de temperatura com suas redondezas. O sistema de drenagem (bueiros) rapidamente remove a maior parte da

água das chuvas, de modo que apenas uma pequena parcela da radiação absorvida é utilizada para evaporação (calor latente) e a maior parte dessa radiação é utilizada para aquecer a terra e o ar diretamente (calor sensível). Por outro lado, as superfícies úmidas das áreas rurais (lagos, riachos, solo e vegetação) aumentam a fração de radiação absorvida que é utilizada para evaporação. A razão de Bowen (razão entre calor sensível e calor latente) é, portanto, maior na cidade que no campo.

Uma ilha de calor urbana se desenvolve, na maior parte das vezes, quando ventos de escala sinótica são fracos (fortes ventos misturariam o ar da cidade e das áreas rurais e diminuiriam o contraste de temperatura). Nessas condições, em algumas grandes áreas metropolitanas o aquecimento relativo da cidade, comparado com seus arredores, pode promover uma circulação convectiva do ar: ar relativamente quente sobe sobre o centro da cidade e é trocado por ar mais frio e mais denso, convergente das zonas rurais. A coluna de ar ascendente acumula aerossóis sobre a cidade formando uma nuvem de poeira (poluentes), que podem tornar-se muitas vezes mais concentrados sobre uma área urbana que sobre as áreas rurais.

Numerosas investigações têm sido aplicadas aos efeitos de ilhas de calor urbanas. LOMBARDO (1984) observou, através da utilização de imagens de satélite e observações de campo, altas concentrações de poluentes associadas ao efeito da ilha de calor para várias localidades na Região Metropolitana de São Paulo. A intensidade da ilha de calor é altamente influenciada pela condição sinótica atuante. Os maiores gradientes de temperatura encontrados entre a área urbana de São Paulo e as áreas rurais atingiram valores superiores à 10º C no período de inverno, sendo os maiores gradientes térmicos verificados entre as 15 e 21 h (hora local). FUJIBE & ASAI (1980), através de uma média de condições de fraco gradiente de pressão, detectaram padrões de convergência sobre a cidade de Tóquio devido ao aquecimento elevado da região urbana. Baseado em médias diárias, YOSHIKADO & TSUCHIDA (1996) verificaram a presença de uma massa de ar frio sobre a porção central da planície de Kanto, Japão, acompanhada de condições calmas e estáveis, resultando em altos níveis de poluição sobre grande parte da planície. Em sua porção sudeste, essa massa de ar era bloqueada pela grande área urbana de Tóquio.

XAVIER et al. (1994) sugerem a relação entre a ilha de calor e a evolução na precipitação diária para a cidade de São Paulo. Com o aumento da temperatura mínima durante a noite, reduz-se a possibilidade de saturação do vapor d'água no ar, além disso, com o aumento da poluição existem mais núcleos de condensação. O vapor que condensa divide-se em um número maior de núcleos, com menor massa de água por núcleo, tendo uma

probabilidade maior de ficar em suspensão e não precipitar. Dessa forma, a garoa típica de São Paulo, com acumulações inferiores a 2 mm, foi gradualmente desaparecendo. Para chuvas fortes, pode haver uma sobreposição de efeitos locais e globais, não havendo uma distinção clara. Conforme trabalhos citados pelos autores para outras localidades, o efeito urbano pode contribuir tanto para um aumento na precipitação, através do aumento das correntes convectivas sobre o centro urbano, quanto servir de barreira originando uma bifurcação do escoamento em volta da área urbana, causando um déficit de precipitação sobre a cidade. Enfatizam a necessidade de estudos observacionais e de modelagem numérica para um maior entendimento sobre o papel da área urbana.

Algumas das características das ilhas de calor diferem entre dia e noite. Por exemplo, a espessura da cobertura de poeira é muito maior durante o dia quando o campo básico apresenta ventos calmos, pois desta forma as circulações relacionadas à ilha de calor podem ter maiores dimensões (YOSHIKADO, 1992). Uma associação com o efeito de brisa pode ser verificada em YOSHIKADO (1994) em um estudo feito para a região urbana próxima à baía de Tóquio. Segundo o autor, a ilha de calor urbana diurna pode persistir sobre a influência da brisa marítima e interagir com ela. Uma de suas observações mais importantes é que a frente de brisa tende a permanecer sobre a cidade devido ao efeito da ilha de calor. Essa tendência pode causar padrões de escoamento convergente, aparecendo mais claramente sobre as cidades costeiras. Verificou também que a interação entre a brisa marítima e a ilha de calor urbana torna-se mais significativa com o aumento da extensão da área urbana envolvida e quando a área urbana está mais distante da linha de costa, como é o caso da RMSP, uma vez que existe um maior tempo para o desenvolvimento da ilha de calor. Ressalta ainda que previsões mais realistas do efeito de uma ilha de calor urbana podem ser obtidas por modelagens utilizando condições mais detalhadas, tais como topografia, vegetação, etc.

SILVA (1986) estudou a relação entre a brisa marítima e o efeito de ilha de calor para a cidade de São Paulo através da utilização de um modelo bidimensional. Segundo o autor, a presença de uma região urbana age no sentido de retardar a penetração da brisa marítima. O efeito da topografia combina-se com o da ilha de calor para um maior desenvolvimento vertical da camada de mistura e, conseqüentemente, um aumento na sua temperatura média. Além disso, o efeito da topografia provoca uma intensificação geral da circulação associada à brisa marítima. Seus resultados discordam daqueles obtidos por KHAN & SIMPSON (2001) que verificaram que a penetração da brisa marítima continente adentro é acelerada em várias horas devido ao efeito térmico urbano, o qual produz um escoamento similar ao da brisa marítima. Através de um modelo de equações primitivas com tratamento detalhado da CLP,

VIDALE (1992) destacou o papel da topografia na determinação do tipo de escoamento gerado pelo aquecimento diferencial. Suas simulações mostraram que os escoamentos gerados pelas inclinações diferenciais do terreno superpõem-se ao escoamento da brisa marítima.

### 1.3. Características climáticas da circulação de grande escala e da precipitação na região durante o período de inverno.

Durante o período de inverno a região sudeste do Brasil sofre influência da Alta Sub Tropical do Atlântico Sul (ASAS). Com a presença da ASAS há uma menor penetração de sistemas frontais na região, dada a configuração dos ventos originados por ela. Nesse período a ocorrência de ventos de S e SE é bem inferior quando comparada a outras estações do ano, contribuindo assim para uma menor penetração da brisa marítima sobre o continente. Há também uma queda na intensidade dos ventos em geral, possibilitando um maior desenvolvimento de circulações locais, tais como a ilha de calor urbana.

A precipitação média nessa estação do ano é baixa em quase todo o país, sendo, em geral, mais secas as regiões Centro-Oeste e Sudeste. Conforme mostrado por SUGAHARA (1991) e D'ALMEIDA (1997), o regime anual de precipitação no Estado de São Paulo é altamente sazonal, apresentando um inverno seco (estação seca) e verão chuvoso (estação chuvosa). Dados obtidos nas estações do IAG-Água Funda e do Mirante de Santana mostram que o mês de agosto é, em média, o mês mais seco do ano (o valor médio em ambas as estações para esse mês é de 39 mm/mês enquanto que, para o mês de janeiro, o valor médio é de 215 mm/mês na estação IAG e de 239 mm/mês na estação Mirante de Santana)[5].

### 1.4. Enfoque e objetivos deste trabalho.

Neste trabalho é abordada a influência dos processos de superfície que determinam o balanço energético na geração de circulações locais e que influenciam a dispersão de poluentes na Região Metropolitana de São Paulo. Para sua realização, uma das principais ferramentas utilizadas foi a modelagem numérica das circulações locais. O modelo numérico utilizado foi o *Regional Atmospheric Modeling System* – RAMS, em sua versão 4.3. Esse modelo vem sendo amplamente utilizado em simulações e previsões em várias escalas de tempo e espaço, tendo sua principal utilização na representação de fenômenos de mesoescala[6]. Dados observacionais de poluentes e algumas variáveis atmosféricas, obtidos pela rede operacional da CETESB, perfis verticais de vento e alguns parâmetros de turbulência obtidos

[5] Informações obtidas na página do grupo de micro meteorologia do IAG-USP (http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/labmicro.htm)
[6] Fenômenos que ocorrem numa escala espacial compreendida entre 2 e 2000 km (Orlanski, 1975).

por Sodar Doppler, especialmente coletados durante duas fases de campo do Projeto Temático FAPESP No. 96/1403-4 "Meteorologia e Poluição do Ar em São Paulo", também foram utilizados para a validação do modelo numérico e para a análise de alguns casos relacionados à dispersão de poluentes na RMSP. Finalmente, dados de sensoriamento remoto, como imagens de satélite em diferentes comprimentos de onda, foram utilizados para a obtenção das características da superfície da RMSP.

O objetivo geral do trabalho é estudar os controles locais exercidos pelo balanço de energia na superfície sobre o clima da região metropolitana de São Paulo. Os principais controles locais que afetam a dispersão de poluentes enfocados nesse trabalho são:

- O efeito da área urbana da Região Metropolitana de São Paulo, que constitui uma intensa fonte de calor e que afeta a rugosidade e as trocas de calor entre a superfície e a atmosfera;
- O efeito da topografia acentuada associada às Serras do Mar e Mantiqueira sobre as circulações na Região Metropolitana de São Paulo (localizada no vale entre essas duas cadeias de montanhas);
- O efeito dos grandes reservatórios de água, principalmente os localizados entre a área urbana e a Serra do Mar, responsáveis pelas circulações do tipo brisa lacustre e;
- O efeito da brisa marítima, que exerce fundamental controle no clima regional da Grande São Paulo e sobre a dispersão de seus poluentes.

O capítulo 2 apresenta os procedimentos utilizados para a representação adequada da ocupação do solo e da topografia na RMSP e vizinhanças. Uma descrição do modelo utilizado e de suas parametrizações de superfície para regiões urbanas e vegetadas, bem como os resultados da validação da parametrização utilizada, são apresentados no capítulo 3. A validação foi realizada através da comparação entre os dados observacionais disponíveis e aqueles modelados. No capítulo 4, são apresentados os resultados das simulações realizadas para o período de inverno do ano de 1999, enfocando o papel das circulações de grande escala, da topografia e da ilha de calor urbana nas circulações de brisa marítima, a interação entre a brisa lacustre e a ilha de calor urbana, o papel da urbanização na geração de circulações locais, e, finalmente, alguns aspectos relacionados aos efeitos da ilha de calor urbana e da brisa marítima sobre dispersão de poluentes. Finalmente, no capítulo 5, são apresentadas as conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

# 2. Determinação dos parâmetros de ocupação do solo e topografia

Conforme apresentado por FREITAS & SILVA DIAS (2000), o modelo RAMS é altamente sensível à topografia e a ocupação do solo. Em suas simulações, o modelo RAMS foi utilizado com uma resolução de 2 km na horizontal. A especificação da topografia e ocupação do solo foi feita com a utilização de um modelo de elevação digital com resolução de aproximadamente 850 m (correspondentes a 0,008333 graus na latitude de 23,5 S) obtido através do *International Geosphere Biosphere Programme* (IGBP) e disponível na página do *U. S. Geological Survey* (USGS) via internet (http://edcdaac.usgs.gov). Os parâmetros de ocupação do solo (vegetação, construções, corpos d'água e solo nu) são baseados em dados com resolução de 1 km obtidos por radiômetros de altíssima resolução (*Advanced Very High Resolution Radiometer* - AVHRR). Alguns testes de sensibilidade realizados pelos autores com esses arquivos mostraram que essa resolução é insuficiente para verificar os prováveis efeitos causados pelos corpos d'água localizados nas proximidades da RMSP (brisa lacustre). Além disso, existe apenas um tipo de região urbana classificada nesse arquivo.

Como será visto adiante, através da composição de imagens de satélite nas bandas 3, 4 e 5 do satélite LANDSAT-5, verifica-se que existem pelo menos dois tipos distintos de áreas urbanas nessa região. Para obter um arquivo de topografia numa mesma resolução dos arquivos de vegetação, foi necessária a realização de uma modelagem numérica de terreno utilizando como base os arquivos originais do modelo RAMS (também com resolução de aproximadamente 850 m). Tanto os arquivos de ocupação do solo como os de topografia foram obtidos através da utilização do SPRING (Sistema de Processamento de Informações Georeferenciadas, Tutorial Spring, 2000). A maior parte das informações aqui apresentadas foi obtida da apostila do curso de modelagem numérica de terreno oferecido pela Divisão de Processamento de Imagens do Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (DPI-INPE).

### 2.1.1. O Processo de modelagem digital de terreno.

O processo de modelagem digital de terreno pode ser dividido em três etapas: aquisição das amostras (amostragem), geração do modelo propriamente dito (modelagem) e finalmente a utilização do modelo (aplicações).

A amostragem compreende a aquisição de um conjunto de amostras representativas do fenômeno de interesse, geralmente representado por curvas de isovalores e pontos tridimensionais.

A modelagem envolve a criação de estruturas de dados e a definição de superfícies de ajuste, com o objetivo de obter-se uma representação contínua do fenômeno a partir das amostras. Essas estruturas são definidas de forma a possibilitar uma manipulação conveniente e eficiente dos modelos pelos algoritmos de análise contidos no Sistema de Informações Geográficas (SIG) utilizado. Os modelos mais utilizados são os de grade regular retangular e os de grade irregular triangular.

As aplicações são procedimentos de análise executados sobre os modelos digitais e podem ser qualitativas, tais como a visualização do modelo usando-se projeções geométricas planares, ou quantitativas, tais como cálculos de volumes e geração de mapas de declividades.

### 2.1.2. Modelos de grade.

A modelagem digital de terreno é feita normalmente sobre estruturas em forma de grade. As grades são formadas por uma malha de polígonos que cobrem toda a área de interesse da superfície. Cada polígono modela a superfície contida em seu interior que se diferencia pelo espaçamento entre os pontos de elevação armazenados. A diferença básica entre as grades regulares e as grades irregulares triangulares deve-se à forma dos polígonos: em uma grade regular os polígonos têm a mesma forma e tamanho definindo a grade regular mais utilizada, a grade regular retangular; os polígonos na grade irregular triangular têm a mesma forma, triangulares, porém podendo ter tamanhos diferentes.

A Figura 2.1 dá uma amostra desses dois tipos de grade. À esquerda nessa figura, verifica-se o modelo de grade regular retangular e à direita, o modelo de grade triangular. Um aspecto de grande utilidade no SPRING é a possibilidade de melhoria da grade (seja triangular ou retangular), através da inclusão de pontos cotados (amostrais), como os apresentados na Figura 2.1. Uma maneira bastante rápida e relativamente fácil é o levantamento desses pontos através de um GPS (*Global Positioning System*).

A grade retangular apresenta facilidade de implementação de aplicativos, pois trabalha com uma estrutura regular do tipo matricial. Além disso, muitas vezes os dados são fornecidos na forma de grade regular, e não como amostras. Por esses motivos, a grade retangular tornou-se o modelo mais usado e é o modelo de maior interesse para esse trabalho.

Apesar da complexidade dos procedimentos e dos requisitos de espaço de armazenamento, as grades irregulares triangulares são utilizadas quando se deseja modelar a superfície de maneira mais precisa. As grades regulares geralmente são utilizadas quando o requisito de qualidade é baixo, como em aplicações de geração de visualização da superfície (podem ser chamadas de aplicações qualitativas). Quando a superfície modelada é utilizada

para obter dados quantitativos, o modelo de grade irregular triangular deve ser utilizado. No entanto, utilizando-se de resoluções satisfatórias e adequadas, as grades regulares são de grande utilização e apresentam sucesso na modelagem atmosférica, como é o caso dos arquivos de topografia utilizados no RAMS.

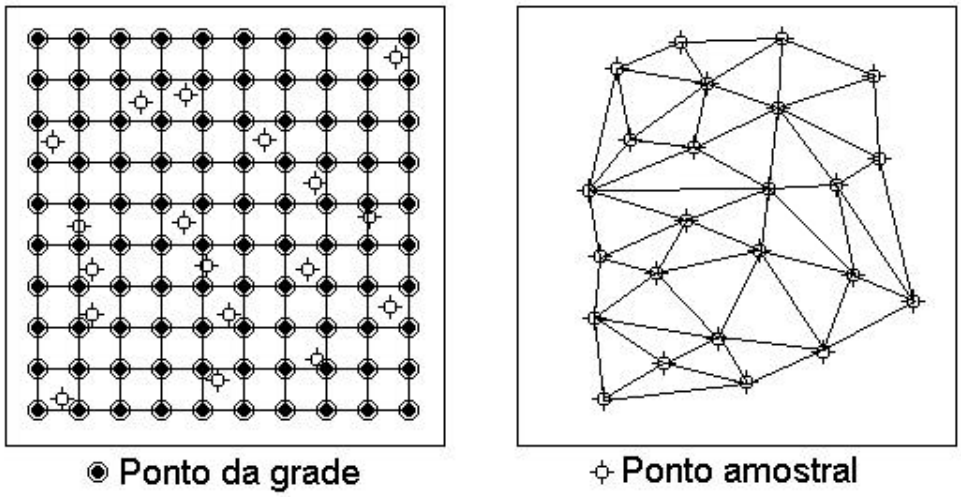



*Figura 2.1: Modelo de grade regular retangular(esquerda) e modelo de grade irregular triangular (direita).*

### 2.1.3. Modelos de grade regular retangular.

Uma grade regular retangular é um poliedro de faces retangulares. A geração de grade regular deve ser efetuada quando os dados de amostra da superfície não são obtidos com espaçamento regular ou quando o refinamento de uma grade regular já existente é desejado. Assim, a partir das informações contidas nas isolinhas e nos pontos amostrados com espaçamento irregular, deve-se gerar uma grade regular que represente a superfície da maneira mais fiel possível. Os valores iniciais a serem determinados são os espaçamentos nas duas direções, de forma que possam representar os valores próximos aos pontos da grade em regiões com grande variação e que reduzam as redundâncias em regiões quase planas.

O processo de geração de uma grade regular consiste em estimar os valores de cota de cada ponto da grade a partir do conjunto de amostras de entrada. Quando se faz uso de todas as amostras para interpolar cada ponto da grade, diz-se que a interpolação é global. Em geral, o conjunto de amostras pode ser muito grande e não homogêneo, tornando a interpolação global pouco apropriada em relação ao tempo de processamento computacional e precisão do modelo. Por exemplo, para uma grande quantidade de amostras, fica bastante difícil definir-se uma função polinomial capaz de representar satisfatoriamente todas as variações espaciais do fenômeno em estudo. Assim é muito comum utilizar-se a interpolação local para o cálculo de

cota de cada elemento da grade e, neste caso, o valor de cota de cada elemento da grade é estimado a partir de uma quantidade pré-estabelecida de amostras vizinhas mais próximas do elemento.

Um modelo de grade regular retangular pode ser gerado a partir de um conjunto de amostras regularmente espaçadas ou a partir de um conjunto de amostras irregularmente espaçadas. O processo de geração de uma grade regular retangular a partir de outra grade também regular retangular, objetivando uma melhora na resolução da grade como citado anteriormente, é conhecido como refinamento da grade e foi o procedimento adotado nesse trabalho.

Para se gerar grades regulares retangulares a partir de amostras irregularmente espaçadas, é comum definir-se funções interpolantes simples (por exemplo, médias ponderadas) e utilizá-las localmente. É importante notar que a estimativa da cota ***z*** (altitude) em cada ponto da grade é realizada a partir de amostras vizinhas locais. Entretanto, uma análise global das amostras é sempre necessária para se encontrar essa vizinhança.

### 2.1.4. Interpoladores para geração de grades regulares.

**- Média móvel**

A média das cotas das amostras vizinhas, também conhecida como média móvel, é um dos esquemas de interpolação mais simples para estimação dos valores de cota dos pontos de uma grade regular retangular. A formulação geral para este tipo de interpolação é:

$$Z_i = \frac{\sum_{j=1}^{n} w_{ij} z_{ij}}{\sum_{j=1}^{n} w_{ij}} , \qquad (2.1)$$

sendo $Z_i$ o valor de cota de um ponto $i$ qualquer da grade, $z_{ij}$ é a cota de uma amostra $j$, vizinha do ponto $i$ da grade e $w_{ij}$ é um fator de ponderação.

Variações deste esquema básico são: interpolador por vizinho mais próximo; interpolador por média simples; interpolador por média ponderada; interpolador por média ponderada por quadrante e; interpolador por média ponderada por cota e quadrante.

- **Vizinho mais Próximo** (Figura 2.2) - Para cada ponto ***xy*** da grade é atribuído o valor de cota da amostra mais próxima ao ponto. Este interpolador deve ser usado quando se deseja manter os valores de cotas das amostras na grade sem gerar valores intermediários.

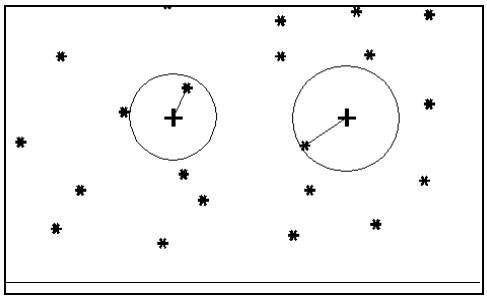


*Figura 2.2: Esquema de interpolação pelo vizinho mais próximo. O valor de cota (+) equivale ao valor amostrado mais próximo (*).*

- **Média Simples** (Figura 2.3) - O valor de cota de cada ponto da grade é estimado a partir da média simples das cotas dos quatro vizinhos mais próximos desse ponto. Utilizado geralmente quando se requer maior rapidez na geração da grade, para avaliar erros grosseiros na digitalização.

$$f(x,y) = \frac{1}{n}\left(\sum_{i=1}^{n=4} z_i\right), \tag{2.2}$$

sendo ***n*** o número de vizinhos, $z_i$ é o valor de cota dos ***n*** vizinhos e *f(x,y)* a função interpolante.

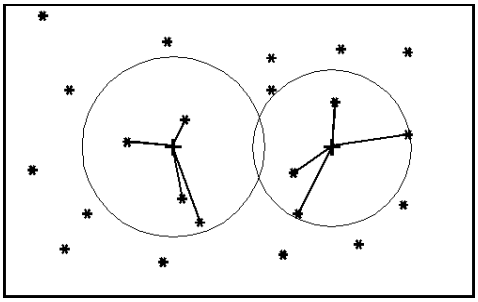


*Figura 2.3: Esquema de interpolação por média simples. Valor da cota (+) obtido a partir dos quatro vizinhos amostrados mais próximos (*).*

- **Média Ponderada** - O valor de cota de cada ponto da grade é calculado a partir da média ponderada das cotas dos oito vizinhos mais próximos a este ponto, por uma função que considera a distância do ponto cotado ao ponto da grade.

$$d = \left[(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2\right]^{1/2}, \tag{2.3}$$

sendo *d* a distância euclidiana do ponto interpolante ao vizinho ***i.***

$$w(x,y) = (1/d),$$

$$f(x,y) = \frac{\sum_{i}^{n} \left[ w_i(x,y) * z_i \right]}{\sum_{i}^{n} w_i(x,y)}, \tag{2.4}$$

sendo *w(x,y)* a função de ponderação e *f(x,y)* a função de interpolação.

Este interpolador produz resultados intermediários entre o interpolador de média simples e os outros interpoladores mais sofisticados, em um tempo de processamento menor.

- **Média Ponderada por Quadrante** (Figura 2.4)- Calcula a média ponderada utilizando a função de interpolação anterior. É considerada uma amostra por quadrante (total de quatro amostras) e o número de pontos amostrados é igual para cada um dos quadrantes. Deve-se utilizar quando as amostras são todas do tipo ponto.

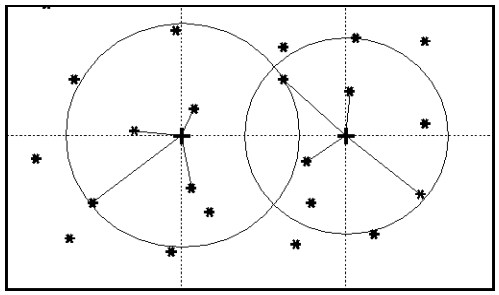


*Figura 2.4: Esquema de interpolação através da média ponderada por quadrante. Valor de cota por quadrante com peso proporcional ao inverso da distância dos valores amostrados*

- **Média Ponderada por Cota e por Quadrante** (Figura 2.5) - este interpolador também realiza a mesma função de interpolação vista anteriormente. Além da restrição de quadrante do método anterior, o número de amostras por valor de elevação é limitado. É recomendado quando as amostras são do tipo isolinhas.

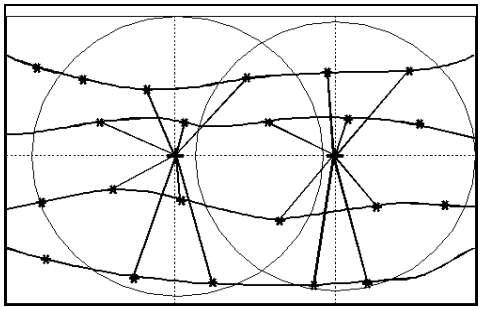


*Figura 2.5: Esquema de interpolação através da média ponderada por cota e quadrante. Valor da cota obtido pela média ponderada de cotas das isolinhas por quadrante.*

### 2.1.5. Interpoladores para refinamento de grades regulares.

Quando os dados amostrais estão em forma de grade regular ou quando se deseja criar uma nova grade a partir de uma já existente, interpoladores de refinamento são utilizados. Os principais são o interpolador bicúbico e o bilinear.

- **Interpolador bicúbico**

Para realizar um refinamento bicúbico em um ponto **P** são considerados os dezesseis vizinhos **A**, **B**, **C**, **D**, **E**, **F**, **G**, **H**, **I**, **J**, **K**, **L**, **M**, **N**, **O** e **Q**, sendo quatro pontos extremos da célula que contém o ponto **P** e os pontos extremos das células adjacentes aos primeiros quatro pontos. (Figura 2.6)

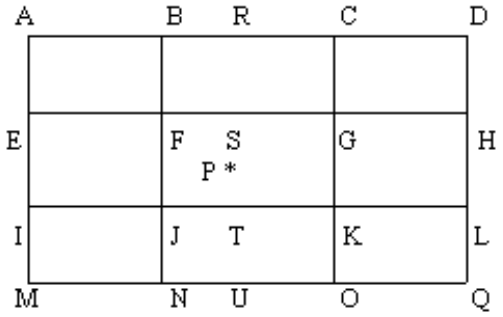



*Figura 2.6: Refinamento de grade através do interpolador bicúbico.*

Para avaliar o valor da cota no ponto **P**, utiliza-se a seguinte estratégia:

- Calculam-se os valores de cota dos pontos **R**, **S**, **T**, e **U** a partir de uma interpolação cúbica (2-D) entre os valores de cota dos pontos **ABCD**, **EFGH**, **IJKL** e **MNOQ**, respectivamente;

- A partir dos valores de cota dos pontos **R**, **S**, **T** e **U** obtém-se o valor da cota do ponto **P** utilizando o mesmo interpolador cúbico.

O refinamento bicúbico, apesar de ser computacionalmente mais lento que o bilinear, fornece resultados melhores, pois garante continuidade de primeira e segunda ordem entre as funções que representam cada célula do modelo (FOLEY et al., 1991). Desta forma, a superfície resultante é suave nos pontos da grade e também ao longo dos segmentos que formam os retângulos, ou seja, a grade é mais suave e cada retalho da grade é contínuo e suave em relação aos seus vizinhos.

- **Interpolador bilinear**

Para se calcular a superfície bilinear para uma célula da grade, aproveitam-se as características de ordenação das posições dos elementos das células e otimiza-se o procedimento que implementa este interpolador.

Considera-se uma célula da grade formada pelos pontos vértices **A**, **B**, **C** e **D**, e um ponto genérico situado no interior da célula **M**. (Figura 2.7).

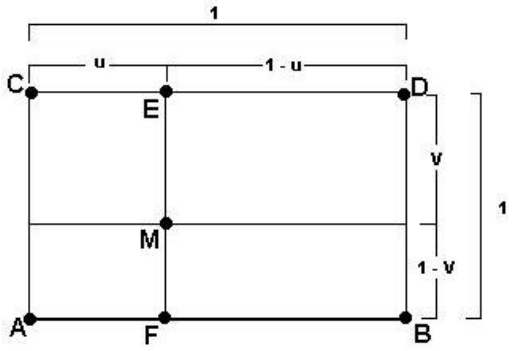



*Figura 2.7: Refinamento de grade através do interpolador bilinear.*

O valor em **M** é função de: *M=f(u,v),* com *u e v* variando entre 0 e 1. A interpolação bilinear sobre a célula **ABCD** é realizada pela seguinte seqüência:

- Interpolam-se linearmente os pontos **E** e **F** a partir dos pontos **C** e **D**, e **A** e **B**, respectivamente, tal que:

$$z_E = (z_B \times u) + [z_A(1-u)] \tag{2.5}$$

$$z_F = (z_D \times u) + [z_C(1-u)] \tag{2.6}$$

- Interpola-se o ponto M linearmente a partir dos pontos **E** e **F**. Assim, o valor de cota $\mathbf{z_M}$ é :

$$z_m = z_E * (1-v) + z_F * v \tag{2.7}$$

Substituindo 2.5 e 2.6 em 2.7, obtemos:

$$z_M = v * [u * z_B + (1-u) * z_A] + (1-v) * [ u * z_D + (1-u) * z_C] \tag{2.8}$$

com *(u,v)* normalizados em (0,1)

Este método é mais rápido computacionalmente em relação ao interpolador bicúbico, com a desvantagem de produzir superfícies pouco suavizadas, devendo ser usado quando não se necessita de uma aparência suave da superfície. Uma vez que superfícies pouco suaves costumam gerar sérios problemas de instabilidade em modelos atmosféricos, o interpolador bicúbico é o mais indicado no refinamento de grades para utilização nesses modelos.

A base de dados utilizada neste trabalho, conhecida por GTOPO30, é resultado do International Geosphere Biosphere Programme (IGBP). Foi feito um refinamento do arquivo original utilizando-se o interpolador bicúbico anteriormente descrito e sem a inclusão de nenhuma informação com melhor resolução. Uma amostra do arquivo obtido, com resolução de 424 m, pode ser vista na Figura 2.8. Nessa figura, está representada uma visão

tridimensional da Região Metropolitana de São Paulo, utilizando-se de um dos recursos oferecidos pelo SPRING.

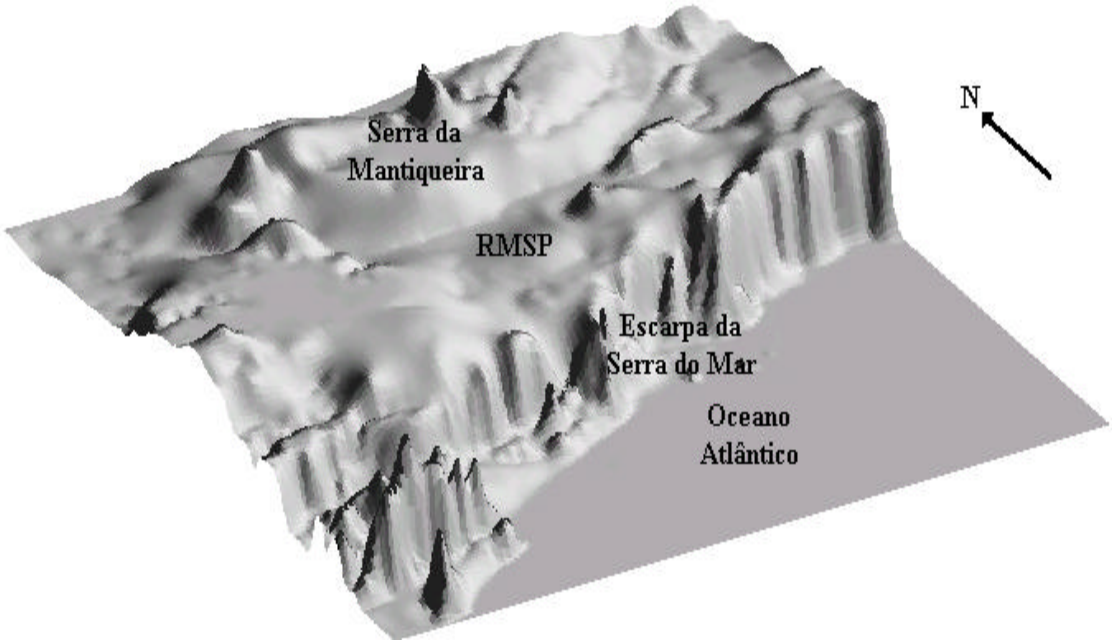



*Figura 2.8: Visão tridimensional da RMSP, Serra da Mantiqueira, Serra do Mar e parte do litoral Paulista.*

## 2.2. Utilização de imagens de satélite para a geração do arquivo de ocupação do solo.

Nessa seção serão apresentados os procedimentos utilizados na geração dos arquivos de ocupação do solo para utilização no modelo RAMS. Esse processo é automático quase que em totalidade no SPRING, sendo as informações extraídas da composição de imagens de satélite, como citado anteriormente. Para a definição da ocupação do solo numa grade com resolução espacial de aproximadamente 424 m, foram utilizadas imagens divididas por quadrantes, englobando a RMSP e seus arredores. Embora as imagens tenham sido obtidas em datas diferentes (algumas com diferença de alguns anos), uma comparação com os dados já existentes, também obtidos na página do USGS, mostraram resultados satisfatórios, como será visto adiante. A maior parte das informações aqui apresentadas foi obtida do arquivo de ajuda on-line do SPRING (IMPIMA, 2000).

### 2.2.1. Imagens digitais.

Uma imagem digital pode ser definida por uma função bidimensional, da intensidade de luz refletida ou emitida por uma cena, na forma **I(x,y),** em que os valores de I representam a cada coordenada espacial **(x,y)** a intensidade da imagem nesse ponto. Essa intensidade é

representada por um valor inteiro, não-negativo e finito, chamado nível de cinza. Esses níveis estão compreendidos entre os valores 0 (para o preto) e 255 (para o branco).

Em satélites como o LANDSAT e SPOT, o sinal elétrico detectado em cada um de seus canais é convertido, ainda a bordo do satélite, por um sistema analógico/digital e a saída enviada para as estações de recepção via telemetria. As imagens destes satélites são amostradas com um número grande de pontos (as imagens do sensor *Thematic Mapper* do satélite LANDSAT possuem mais de 6000 amostras por linha). Além disso, tais imagens têm a característica de serem multiespectrais, no sentido de constituírem uma coleção de imagens de uma mesma cena, num mesmo instante, obtida por vários sensores com respostas espectrais diferentes (IMPIMA, 2000).

Pode-se representar uma imagem por uma matriz de dados, em que as linhas e colunas definem as coordenadas espaciais do *pixel*. Para isto utiliza-se um número finito de bits para representar a radiância da cena para cada *pixel*.

Radiância é o fluxo radiante que provém de uma fonte, numa determinada direção, por unidade de área. Na realidade, a medida da radiância representada em cada *pixel* pelo seu nível de cinza, não é apenas a da radiação refletida pela superfície contida na cena do *pixel*, mas também a radiação relacionada ao espalhamento atmosférico.

A quantificação da radiância contínua de uma cena é representada pelos níveis de cinza discretos na imagem digital, é dada por um número de bits por *pixel* para produzir um intervalo de radiância. Os sensores da nova geração obtêm, normalmente, imagens em 8, como é o caso do LANDSAT, ou 10 bits (equivalentes a 256 ou 1024 níveis digitais). O nível de cinza é representado pela radiância média de uma área relativamente pequena em uma cena. Esta área é determinada pela altitude do sistema sensor a bordo do satélite e outros parâmetros como o IFOV (*Instantaneous Field Of View*), que é o ângulo formado pela projeção geométrica de um único elemento detector sobre a superfície da Terra.

Na Tabela 2.1, são apresentadas algumas características das imagens utilizadas, obtidas na página da Divisão de Geração de Imagens do INPE (DGI-INPE – http://www.dgi.inpe.br).

*Tabela 2.1: Principais características e aplicações das bandas TM (Sensor "Thematic Mapper") do satélite LANDSAT-5. Fonte: DGI-INPE*

| Banda | Intervalo espectral (μm) | Características |
|---|---|---|
| 1 | (0,45 – 0,52) | Apresenta grande penetração em corpos d'água, com elevada transparência, permitindo estudos batimétricos. Sofre absorção pela clorofila e pigmentos fotossintéticos auxiliares (carotenóides). Apresenta sensibilidade a plumas de fumaça oriundas de queimadas ou atividade industrial. Pode apresentar atenuação pela atmosfera. |
| 2 | (0,52 – 0,60) | Apresenta grande sensibilidade à presença de sedimentos em suspensão, possibilitando sua análise em termos de quantidade e qualidade. Boa penetração em corpos d'água. |
| 3 | (0,63 – 0,69) | A vegetação verde, densa e uniforme, apresenta grande absorção, ficando escura, permitindo bom contraste entre as áreas ocupadas com vegetação (ex: solo exposto, estradas e áreas urbanas). Apresenta bom contraste entre diferentes tipos de cobertura vegetal (ex: campo, cerrado e floresta). Permite análise da vanação litológica em regiões com pouca cobertura vegetal. Permite o mapeamento da drenagem através da visualização da mata galeria e entalhe dos cursos dos rios em regiões com pouca cobertura vegetal. É a banda mais utilizada para delimitar a mancha urbana, incluindo identificação de novos loteamentos. Permite a identificação de áreas agrícolas. |
| 4 | (0,76 – 0,90) | Os corpos d'água absorvem muita energia nesta banda e ficam escuros, permitindo o mapeamento da rede de drenagem e delineamento de corpos d'água. A vegetação verde, densa e uniforme, reflete muita energia nesta banda, aparecendo bem clara nas imagens. Apresenta sensibilidade à rugosidade da copa das florestas (dossel florestal). Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo a obtenção de informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia. Serve para separar e mapear áreas ocupadas com pinus e eucalipto. Serve para mapear áreas ocupadas com vegetação que foram queimadas. Permite a identificação de áreas agrícolas. |
| 5 | (1,55 – 1,75) | Apresenta sensibilidade ao teor de umidade das plantas, servindo para observar estresse na vegetação, causado por desequilíbrio hídrico. Esta banda sofre perturbações em caso de ocorrer excesso de chuva antes da obtenção da cena pelo satélite. |
| 6 | (10,4 - 12,5) | Apresenta sensibilidade aos fenômenos relativos aos contrastes térmicos, servindo para detectar propriedades termais de rochas, solos, vegetação e água. |
| 7 | (2,08 – 2,35) | Apresenta sensibilidade à morfologia do terreno, permitindo obter informações sobre Geomorfologia, Solos e Geologia. Esta banda serve para identificar minerais com íons hidroxilas. Potencialmente favorável à discriminação de produtos de alteração hidrotermal. |

Das características apresentadas nessa tabela, justifica-se a utilização das bandas 3, 4 e 5 para a obtenção da informação desejada.

### 2.2.2. A Classificação de imagens de satélite.

Classificação é o processo de extração de informação em imagens para reconhecer padrões e objetos homogêneos.

Utilizam-se os métodos de classificação para mapear áreas da superfície terrestre que apresentam um mesmo significado em imagens digitais.

Uma informação espectral de uma cena pode ser representada por uma imagem espectral, em que cada *pixel* tem as coordenadas espaciais **x**, **y** e a coordenada espectral **I**, que representa a radiância de um alvo no intervalo de comprimento de onda de uma banda espectral. Cada *pixel* de uma banda possui uma correspondência espacial com um outro *pixel*, em todas as outras bandas, ou seja, para uma imagem de ***k*** bandas, existem ***k*** níveis de cinza associados a cada *pixel*, sendo um para cada banda espectral.

Conforme o processo de classificação empregado, os classificadores podem ser divididos em classificadores "pixel a pixel" e classificadores por regiões.

- **Classificadores "pixel a pixel"** utilizam apenas a informação espectral isoladamente de cada *pixel* para achar regiões homogêneas. Estes classificadores podem ser ainda separados em métodos estatísticos (que utilizam regras da teoria de probabilidade) e determinísticos (que não o fazem).

- **Classificadores por regiões** utilizam, além de informação espectral de cada *pixel*, a informação espacial que envolve a relação entre os *pixels* e seus vizinhos. Estes classificadores procuram simular o comportamento de um foto-intérprete ao reconhecer áreas homogêneas de imagens, baseados nas propriedades espectrais e espaciais de imagens. A informação de borda (limites entre cada região), obtida em um processo chamado segmentação, é utilizada inicialmente para separar regiões e as propriedades espaciais e espectrais para unir áreas com mesma textura.

A segmentação da imagem digital é o processo em que a imagem é dividida em regiões que apresentam características semelhantes.

Um dos processos de segmentação disponíveis no SPRING, e que foi utilizado neste trabalho, é o de crescimento de regiões. Este processo é uma técnica de agrupamento de dados, na qual somente as regiões adjacentes espacialmente podem ser agrupadas. Inicialmente, este processo de segmentação rotula cada *pixel* como uma região distinta e em seguida calcula-se um critério de similaridade para cada par de regiões adjacentes espacialmente. O critério de similaridade é baseado em um teste de hipótese estatístico que testa a média entre as regiões. A seguir, divide-se a imagem em um conjunto de sub-imagens e então é realizada a união entre elas, segundo um limiar de agregação definido.

Para a união de duas regiões A e B vizinhas, são adotados os seguintes critérios:

- A e B são similares (teste das médias);

- a similaridade satisfaz o limiar estabelecido;
- A e B são mutuamente próximas (dentre os vizinhos de A, B é a mais próxima, e dentre os vizinhos de B, A é a mais próxima).

Caso as regiões A e B satisfaçam estes critérios, estas regiões são agregadas, caso contrário, o sistema reinicia o processo de teste de agregação.

O resultado final de um processo de classificação é uma imagem digital que constitui um mapa de *pixels* classificados, representados por símbolos gráficos ou cores. O processo de classificação digital transforma um grande número de níveis de cinza em cada banda espectral em um pequeno número de classes em uma única imagem.

As técnicas de classificação que podem ser aplicadas apenas a um canal espectral (banda da imagem) são conhecidas como classificações unidimensionais. As técnicas em que o critério de decisão depende da distribuição de níveis de cinza em vários canais espectrais são definidas como técnicas de classificação multiespectral.

O primeiro passo em um processo de classificação multiespectral é o treinamento, ou seja, o reconhecimento da assinatura espectral das classes. Existem basicamente duas formas de treinamento: supervisionado e não-supervisionado.

Quando há regiões da imagem em que existem informações que permitem a identificação de uma classe de interesse, o treinamento é dito supervisionado.

Para um treinamento supervisionado, deve-se identificar na imagem uma área representativa de cada classe. É importante que a área de treinamento seja uma amostra homogênea da classe respectiva, mas ao mesmo tempo deve-se incluir toda a variabilidade dos níveis de cinza.

Para a obtenção de classes estatisticamente confiáveis, são necessários de 10 a 100 *pixels* de treinamento por classe. O número de *pixels* de treinamento necessário para a precisão do reconhecimento de uma classe aumenta com o aumento da variabilidade entre as classes.

Algumas vezes é necessária uma pós-classificação na imagem obtida. Aplica-se este procedimento em uma imagem classificada, com o objetivo de uniformizar os temas, ou seja, eliminar pontos isolados, classificados diferentemente de sua vizinhança. Com isto, gera-se uma imagem classificada com aparência menos ruidosa.

Em uma janela de 3 x 3 *pixels*, o ponto central é avaliado quanto à freqüência das classes (temas), em sua vizinhança. De acordo com os valores de peso e limiar definidos, este ponto central terá ou não sua classe substituída pela classe de maior freqüência na vizinhança.

O peso varia de 1 a 7 e define o número de vezes que será considerada a freqüência do ponto central.

O limiar varia também de 1 a 7 e é definido como sendo o valor de freqüência acima do qual o ponto central é modificado.

Por exemplo, para a janela de uma imagem classificada (cada número representa a cor de uma classe), será avaliado o *pixel* central pertencente à classe 2.

| | | |
|---|---|---|
| 3 | 3 | 1 |
| 5 | **2** | 3 |
| 5 | 5 | 5 |

Considera-se um peso e um limiar iguais a 3, obtendo-se a seguinte freqüência de classes:

| **Classe** | 1 | 2 | 3 | 5 |
|---|---|---|---|---|
| **Freqüência** | 1 | 3 | 3 | 4 |

A tabela acima indica que a classe 1 ocorre uma vez; a classe 3 ocorre três vezes e a classe 5, quatro vezes. A freqüência da classe 2 é considerada 3, pelo fato do peso definido ser 3.

O limiar igual a 3 fará com que o ponto central (de classe 2) seja atribuído à classe 5, cuja freqüência (4) é maior que o limiar definido.

A janela classificada com seus temas uniformizados torna-se:

| | | |
|---|---|---|
| 3 | 3 | 1 |
| 5 | **5** | 3 |
| 5 | 5 | 5 |

A definição de peso e limiar dependerá da experiência do usuário e das características da imagem classificada. Quanto menor o peso e menor o limiar, maior o número de substituições que serão realizadas.

Utilizando-se desses processos, foram utilizados quatro quadrantes para esse trabalho, sendo cada um deles representativo de uma área de aproximadamente 96 km x 96 km, numa resolução de 30 m x 30 m por pixel. São eles:

- 218_076c (Englobando parte do litoral norte e região de São José dos Campos) – 22/09/94
- 219_076c (Englobando a região oeste da RMSP) – 18/09/90

- 219_076d (Englobando a Serra do Mar, a região de Cubatão e parte do litoral norte) –30/08/89.

219_076x (Englobando a região norte da RMSP) – 18/09/90

A Figura 2.9 representa uma associação (mosaico) dessas imagens.

Embora as imagens sejam de datas diferentes, o que pode causar uma associação errônea entre as regiões devido à diferença entre os tipos de vegetação em cada época do ano, todas elas estão no período de agosto a outubro, podendo não apresentar diferenças tão significativas. Além disso, o maior objetivo deste procedimento é caracterizar as regiões urbanas e os grandes corpos d'água. As imagens utilizadas foram gentilmente cedidas pelo Dr. Hugo Abi Karam.

O conjunto de imagens anteriormente descrito foi submetido ao processo de classificação no SPRING.

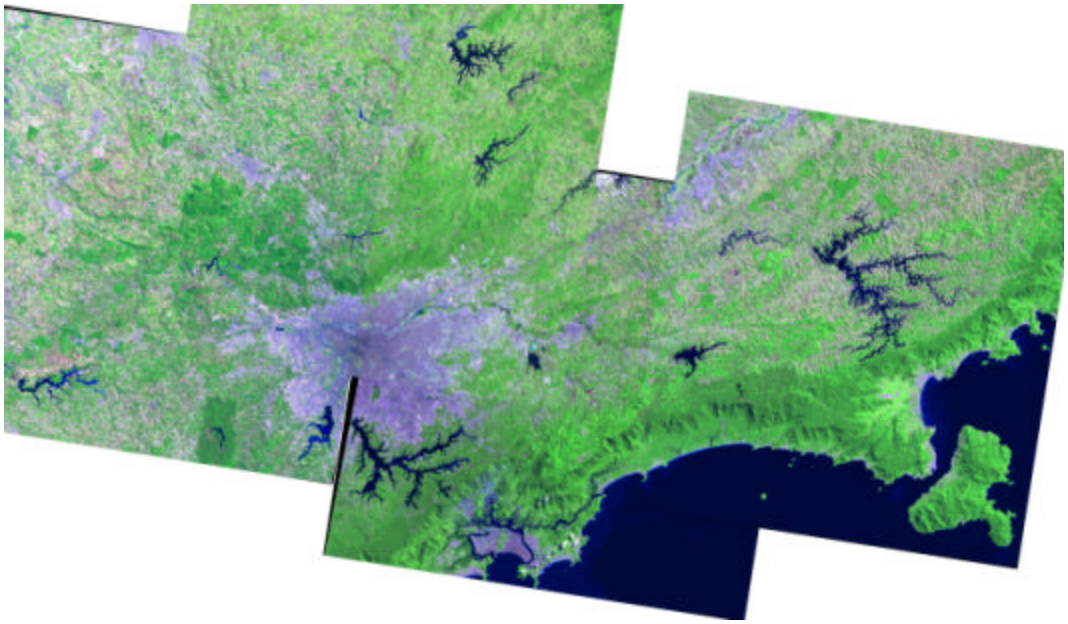


*Figura 2.9: Mosaico de composições das bandas 3, 4 e 5 das imagens TM do satélite LANDSAT-5 envolvendo a região de estudo.*

### 2.2.3. Resultados do processo de classificação.

Utilizando-se dos procedimentos anteriormente descritos, foram classificados oito tipos de ocupação do solo: Região urbana do tipo 1, determinada pela região central da RMSP e caracterizada pela presença de grandes edifícios; Região urbana do tipo 2, determinada pela periferia da RMSP e caracterizada pela presença, em maior parte, de construções de pequeno e médio porte; Grama ou pastagem; Culturas em geral; Floresta; Mata; Corpos de água doce

(geralmente grandes reservatórios, tais como as represas Billings e Guarapiranga); e Oceano. A Figura 2.10 apresenta o resultado de tal classificação.

Os resultados obtidos nesse processo foram então comparados aos fornecidos pelo programa IGBP. De modo geral, a concordância entre os dois arquivos foi muito boa. Entretanto, uma grande diferença foi encontrada nas regiões definidas por grama/pastagem e culturas em geral, mas optou-se pela troca dessas regiões pelo fato de ter-se um conhecimento razoável do tipo de vegetação existente nessas áreas, principalmente àquelas da região próxima a Serra da Cantareira (norte da RMSP) até a região do município de Campinas. Outra diferença significativa foi encontrada na região urbana. Enquanto que, através das imagens, foram classificados dois tipos de ocupação urbana, no arquivo do IGBP apenas uma é classificada. TARIFA & ARMANI (2001) destacam que apenas na Cidade de São Paulo, existem quatro unidades mesoclimáticas. Para o estudo em questão, essas diferenças podem ser bastante significativas, porém, tendo em vista as limitações de ordem computacional, optou-se pelo uso da classificação obtida pelas imagens. A Figura 2.11 mostra a ocupação do solo fornecida pelo IGBP, na qual é possível verificar tais diferenças.

Como conclusão desse processo, foi obtido um arquivo que é uma associação das duas classificações. Nos locais onde não existiam dados fornecidos pela classificação das imagens foram utilizados os dados do IGBP com a alteração entre as classes grama e cultura. O arquivo final tem uma resolução espacial de 424 m e refere-se à área compreendida entre as latitudes de 22º 00' 00" S e 25º 00' 00" S e as longitudes 45º 00' 00" W e 48º 00' 00" W. O resultado final está ilustrado na Figura 2.12.

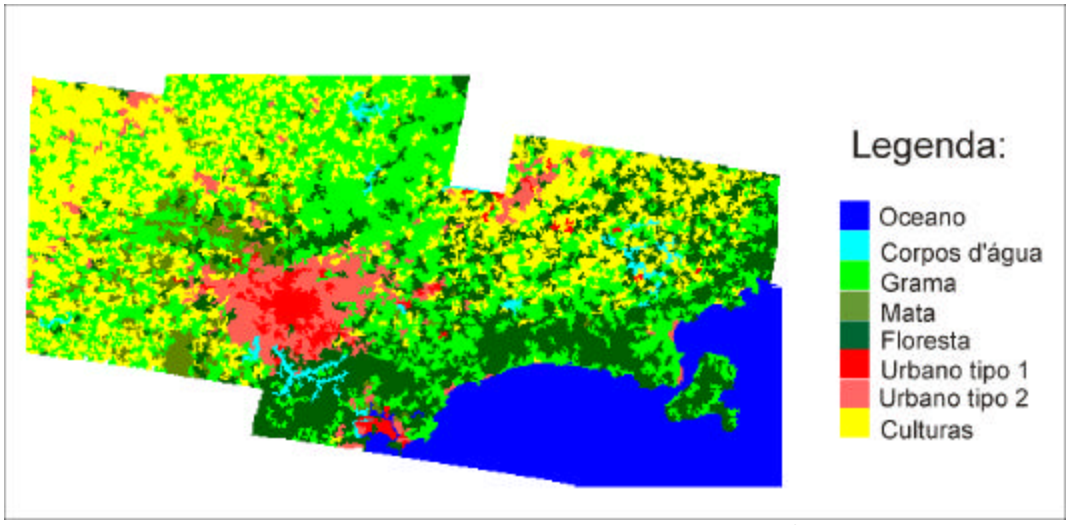



*Figura 2.10: Ocupação do solo obtida pelo processo de classificação das imagens.*

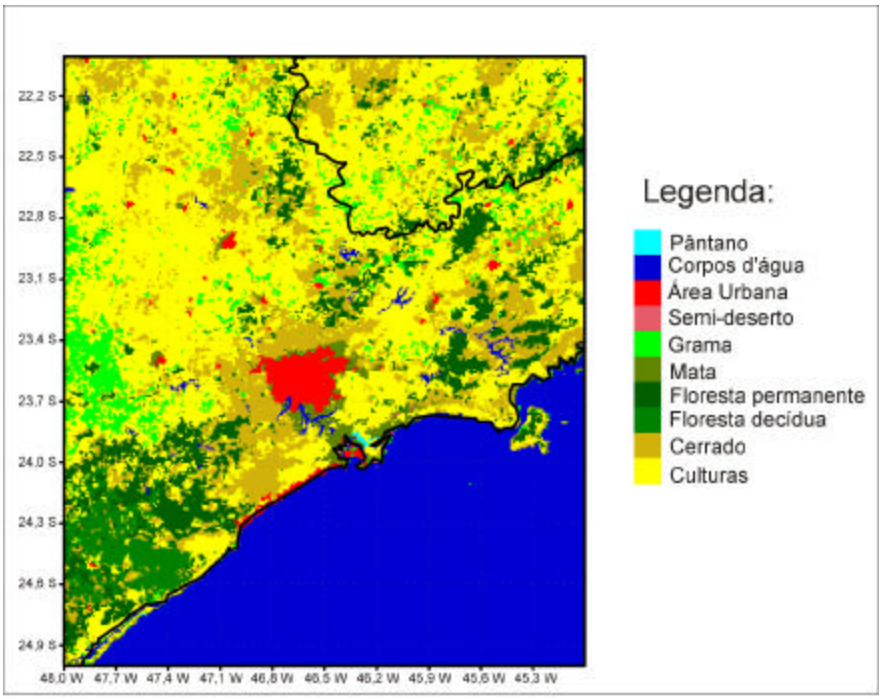



*Figura 2.11: Ocupação do solo fornecida pelo IGBP.*

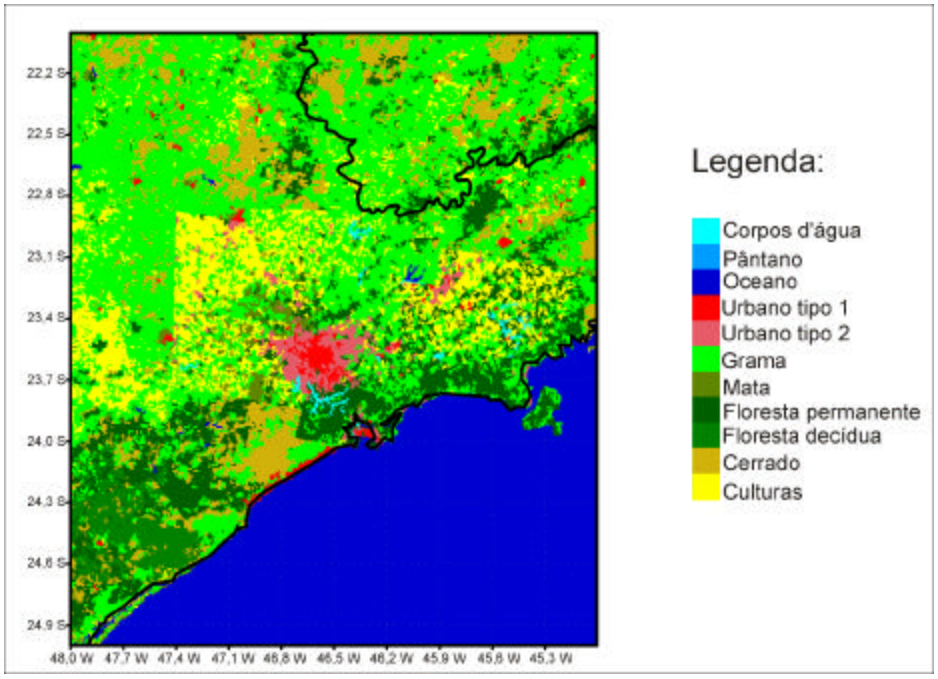



*Figura 2.12: Associação das ocupações do solo fornecidas pelo IGBP e obtidas pelo processo de classificação de imagens de satélite.*

# 3. Descrição do modelo RAMS e seu acoplamento com o esquema TEB.

Neste capítulo será apresentada uma breve descrição do modelo RAMS, do esquema utilizado para representar o efeito urbano, conhecido como *Town Energy Budget* - (TEB), e o resultado das simulações utilizadas para a validação do acoplamento entre eles.

## 3.1. Breve histórico e descrição do RAMS.

O modelo RAMS (*Regional Atmospheric Modeling System*) desenvolvido pela Universidade do Colorado e pela MRC/*ASTER, é um modelo numérico de múltipla finalidade designado para simular circulações atmosféricas que vão desde a micro até a grande escala. Sua mais freqüente aplicação é na simulação de fenômenos atmosféricos de meso escala (com escalas horizontais da ordem de 2 a 2000 km) com a finalidade de fornecer tanto informações de previsão de tempo operacional, que podem ser utilizadas para o controle de poluição do ar, quanto suporte à pesquisa. Os predecessores do RAMS foram desenvolvidos inicialmente para realizar pesquisas nas áreas de modelagem de sistemas de tempo fisiograficamente dirigidos e na simulação de nuvens convectivas, sistemas convectivos de mesoescala, nuvens cirrus e sistemas de tempo precipitantes em geral. Desde as primeiras versões, o uso do RAMS tem aumentado significativamente com mais de 100 instalações em mais de 30 países.

O conceito do RAMS foi iniciado no começo da década de 80 na Universidade do Estado do Colorado – EUA (CSU – *Colorado State University*). Lá existiam três modelos que foram acoplados para a geração do RAMS: o modelo de nuvens/mesoescala (WALKO & TREMBACK, 2001 apud TRIPOLI & COTTON, 1982), uma versão hidrostática do modelo de nuvens (TREMBACK, 1990) e o modelo de brisa marítima descrito por MAHRER & PIELKE (1977). Os modelos de brisa marítima e de nuvens/mesoescala foram desenvolvidos no início da década de 70. Decidiu-se então acoplar esses três modelos em um sistema unificado e o modelo de nuvens e a versão hidrostática foram combinados em 1983, dando origem a primeira versão do RAMS.

A primeira versão do RAMS largamente distribuída foi a versão 2c em 1991. O desenvolvimento da versão paralela começou em 1991 na Universidade do Estado do Colorado. O desenvolvimento continuou lentamente sendo uma versão razoavelmente completa concluída em 1994 com um número substancial de modificações e melhorias

realizadas em 1995 e 1996, incluindo o suporte para o MPI *(Message Passing Interface*). Um protótipo da versão operacional do RAMS em paralelo foi instalado no *Kennedy Space Flight Center* no final de 1995. A versão paralela "definitiva", versão 4a, foi então amplamente distribuída.

O RAMS contém várias opções que possibilitam o seu uso para um grande número de aplicações. Foi desenhado de tal maneira que o código contém uma variedade de estruturas e aspectos variando de hidrostático[7] a não hidrostático, resoluções variando entre menos que um metro até centenas de quilômetros, domínios que vão de poucos quilômetros a todo um hemisfério e uma variedade de opções físicas. A configuração de cada simulação com o RAMS é feita através de um arquivo do tipo lista de variáveis (*namelist),* chamado RAMSIN, que é dividido em cinco partes. A primeira parte (MODEL_GRIDS) está relacionada principalmente com a configuração das grades utilizadas em cada simulação. Nesse estágio são definidos o tamanho de cada grade e suas localizações, o número de grades, o número de pontos de grade e o espaçamento horizontal, o número de níveis verticais e de camadas de solo e o espaçamento vertical e tempo de simulação. Na segunda parte (MODEL_FILE_INFO) são definidos o tipo de inicialização, homogênea (através do uso de uma sondagem) ou heterogênea (através do uso de análises como as fornecidas pelo CPTEC ou pelo NCEP), parâmetros relacionados com o *nudging* vertical e horizontal, freqüência de geração de arquivos de saída, os arquivos de topografia, ocupação do solo e temperatura da superfície do mar. Na terceira parte (MODEL_INFO) são definidas as opções físicas e numéricas do modelo, tais como o tipo de condição de fronteira lateral, os parâmetros de radiação, convecção, difusão turbulenta, camada superficial e modelo de solo e microfísica. A quarta parte é destinada para a inclusão de sondagens no caso da inicialização homogênea. A quinta parte está relacionada com a impressão de resultados para verificação durante a simulação. A definição dos parâmetros utilizados para a inicialização e relaxação Newtoniana, *nudging*, (HOKE & ANTHES, 1976) também está incluída no RAMSIN. No processo de *nudging*, os componentes horizontais do vento, a temperatura potencial, a razão de mistura total e a função de Exner são forçados em direção aos correspondentes valores observados contidos nas análises, através da adição de uma tendência artificial às tendências locais dessas quantidades (FREITAS, 1999). No primeiro estágio (ISAN_CONTROL) são definidos os arquivos que serão utilizados para a inicialização heterogênea. Para esse tipo de inicialização é possível a inclusão de dados de superfície e sondagens para uma melhor definição da

[7] As versões mais recentes do RAMS, como é o caso da versão 4.3, não possuem mais esta opção.

condição inicial e do processo de *nudging*. No segundo estágio (ISAN_ISENTROPIC) são definidos os parâmetros utilizados na análise objetiva realizada para a inicialização do modelo. O método utilizado para essa análise será descrito posteriormente. O último estágio (ISAN_GRAPH) está relacionado com a impressão dos resultados para a visualização utilizando-se do pacote gráfico *NCAR-Graphics*.

### 3.1.1. Opções físicas e numéricas.

O RAMS é equipado com um esquema de aninhamento múltiplo de grades, permitindo que as equações do modelo sejam resolvidas simultaneamente sob qualquer número de grades computacionais com diferentes resoluções espaciais. Grades de maior resolução são utilizadas para modelar detalhes dos sistemas atmosféricos de menor escala, tais como escoamento sobre terrenos complexos e circulações termicamente induzidas pela superfície. As grades maiores, de menor resolução, são utilizadas para modelar o ambiente destes sistemas menores, fornecendo assim as condições de fronteira para as grades mais finas. Além disso, as grades de menor resolução são utilizadas para modelar os sistemas atmosféricos de larga escala, os quais interagem com os sistemas de mesoescala resolvidos nas grades mais finas.

Alguns aspectos da estrutura do RAMS e suas opções serão descritos a seguir. Descrições das equações do RAMS para as versões 3B e 4a podem ser encontradas em várias teses de doutoramento realizadas no IAG-USP (SARAIVA, 1996, MENEZES, 1997, CAMARGO, 1998, FREITAS, 1999) e nas referências que serão citadas no decorrer do capítulo. Nesse trabalho, será apresentada apenas uma descrição qualitativa, com o objetivo de permitir que outros usuários tenham uma idéia melhor sobre as possibilidades que o modelo oferece e dar condições para a escolha das parametrizações disponíveis, dependendo do interesse e das necessidades de cada usuário. Apenas o módulo substituto do antigo modelo de solo será apresentado com algum detalhe (nesse capítulo e no Anexo 1).

#### 3.1.1.1. Estrutura da grade.

A grade utilizada pelo RAMS é alternada, do tipo C de Arakawa (MESINGER & ARAKAWA, 1976). As variáveis termodinâmicas e de umidade são definidas nos mesmos pontos de grade, enquanto que os componentes *u*, *v* e *w* do vento são intercalados em $\Delta x/2$, $\Delta y/2$ e $\Delta z/2$, respectivamente.

Para a vertical, aplica-se um sistema de coordenadas que acompanha o terreno, denominada sigma-z, descrito por GAL-CHEN & SOMERVILLE (1975), CLARK (1977) e TRIPOLI & COTTON (1982) citados por WALKO & TREMBACK (2001). No sistema $\sigma_z$ de

coordenadas o topo do domínio do modelo é exatamente plano e a base segue as oscilações do terreno.

**3.1.1.2. Condições de fronteira para o aninhamento de grades.**

O RAMS é equipado com um esquema de aninhamento múltiplo de grades, permitindo que as equações do modelo sejam resolvidas simultaneamente na interação das grades computacionais de diferentes resoluções espaciais. A interação de duplo sentido (*two-way interaction*) entre as grades aninhadas é realizada seguindo os esquemas de CLARK & FARLEY (1984) e CLARK & HALL (1991) apud WALKO & TREMBACK (2001). As soluções dependentes do tempo são primeiramente atualizadas na grade maior (menor resolução). Uma interpolação espacial tri-quadrática é então realizada para obter os valores que são atribuídos às fronteiras espaciais de uma grade mais fina dentro da grade maior. Os campos do modelo sobre a grade mais fina são então atualizados utilizando os valores interpolados da grade maior como uma condição de fronteira espacial. Quando a grade mais fina está no mesmo nível de tempo da grade maior, médias espaciais locais dos campos da grade mais fina são obtidas e utilizadas para sobrepor os campos da grade maior. Durante este procedimento, o esquema garante que o ciclo de interpolação e média seja reversível e que massa e momento sejam conservados através da interface entre as grades.

**3.1.1.3. Equações e esquema numérico.**

O conjunto de equações utilizados no RAMS consiste das equações não hidrostáticas, quasi-Boussinesq, descritos por TRIPOLI & COTTON (1982) apud WALKO & TREMBACK (2001). Existem equações prognósticas para todas as variáveis de estado incluindo $u$, $v$, $w$, temperatura potencial, razão de mistura e função de Exner.

O modelo utiliza, basicamente, a formulação de diferenças finitas de segunda ordem no espaço e no tempo. Os termos de advecção são colocados na forma de fluxo de maneira tal que massa, momento e energia sejam conservados. O modelo tem também um esquema de divisão dos passos de tempo *(time-split*) para resolver os problemas gerados por ondas sonoras. Este esquema calcula os termos responsáveis pelas ondas sonoras em umpasso de tempo menor que o passo de tempo utilizado para os termos como advecção (TRIPOLI & COTTON, 1982 apud WALKO & TREMBACK, 2001).

**3.1.1.4. Modelo de interação solo-vegetação-atmosfera.**

Para a condição de fronteira inferior o RAMS utiliza o LEAF-2 (*Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model*, Walko et al. 2000). O LEAF-2 é uma representação dos aspectos da superfície, incluindo vegetação, solo, lagos e oceanos, cobertura de neve e suas influências uns sobre os outros e sobre a atmosfera. LEAF-2 inclui equações prognósticas

para temperatura do solo e umidade em múltiplas camadas, temperatura da vegetação e água na superfície, incluindo orvalho e precipitação interceptada, massa da cobertura de neve e energia termal para múltiplas camadas, temperatura e razão de mistura do vapor d'água do ar do dossel. Os termos de troca nestas equações prognósticas incluem trocas turbulentas, condução de calor, difusão de água e percolação nas camadas de neve e no solo, transferências radiativas de onda curta e onda longa, transpiração e precipitação.

Um dos aspectos importantes do LEAF-2 é sua habilidade em representar variações de escala fina nas características da superfície, tais como tipo de vegetação, inclinação do terreno, tipo de solo e umidade e corpos d'água, os quais freqüentemente variam consideravelmente sobre curtas distâncias horizontais. Cada tipo de superfície responde às influências da atmosfera adjacente de uma maneira própria. Idealmente, cálculos em grades computacionais suficientemente finas seriam empregados em modelos atmosfera-ecossistema para resolver tanto os aspectos de superfície quanto a sua completa resposta atmosférica. Entretanto, fontes computacionais são sempre um fator limitante na resolução do modelo e normalmente não permitem uma simulação ideal. Felizmente, LEAF-2 é relativamente de baixo custo computacional quando comparado com a representação dos processos atmosféricos no RAMS.

A implementação do LEAF-2 dentro do RAMS traz a vantagem de permitir múltiplos tipos de superfície coexistirem dentro de uma única célula de grade, resolvida numa coluna de ar[8]. A escolha do número de superfícies (*patches)* depende da resolução do arquivo de ocupação do solo disponível e da grade utilizada. Por exemplo, para uma simulação com uma grade de resolução igual a 2 km, pode-se utilizar dois *patches*, uma vez que a resolução dos arquivos de ocupação do solo é da ordem de 1 km. Em simulações de maior resolução a utilização de mais de um *patch* não trará nenhum benefício além de aumentar o tempo de simulação desnecessariamente. Cada tipo de superfície ou *patch* consiste de sua própria cobertura de neve e camadas de solo, vegetação, e ar do dossel (exceto para corpos d'água) sendo as variáveis prognósticas evoluídas para todos estes componentes pelo *patch*. Nessa aproximação dinâmica estatística, todos os *patches* interagem com a mesma coluna de ar, cada um de acordo com a sua cobertura fracional. Um benefício óbvio desta aproximação é a habilidade em representar vários tipos de superfície (floresta, grama, solo nu) dentro de uma mesma célula de grade. Cada tipo de superfície ocupa uma fração da grade e é tratado separadamente. Esse procedimento leva em conta a contribuição de cada tipo de superfície em

[8] O número de superfícies (*patches*) é definido pela variável NPATCH no RAMSIN.

vez de considerar um tipo predominante em cada célula de grade. Outro benefício é a habilidade de tratar unicamente para cada *patch* a precipitação simulada atingindo o solo. Por exemplo, chuva ou neve freqüentemente escorrem em áreas inclinadas e se acumulam em vales antes de percolarem dentro do solo. Parte da umidade que percola nas áreas inclinadas, freqüentemente tende a escoar levemente dentro da camada de solo. Isto leva a uma secagem relativa do solo em algumas áreas e umedecimento em outras, sobre escalas de comprimento horizontal que incluem a escala sub-grade[9]. O efeito resultante sobre os fluxos de calor e umidade para a atmosfera pode ser bastante diferente do caso de percolação uniforme. Em ambos os exemplos, respostas não lineares da vegetação para o *patch* na umidade do solo e nos fluxos radiativos, podem complicar ainda mais a interação entre atmosfera, solo e ecossistema.

Como o LEAF-2 realiza o transporte de água somente na vertical, é necessária a utilização de algum recurso para representar o transporte lateral da água no solo. Para esta tarefa, o LEAF-2 utiliza o TOPMODEL (BEVEN et al., 1984, SIVAPALAN et al., 1987, BAND et al., 1993), que é um modelo hidrológico que representa o transporte lateral inclinado da água dentro de regiões saturadas do solo. O acoplamento entre estes dois modelos pode simultaneamente representar, tanto o transporte vertical como o horizontal e suas interações.

O transporte de água dentro do solo é relativamente lento, com um deslocamento lateral de somente uns poucos metros por dia ou menos. Conseqüentemente, TOPMODEL representa o transporte de água em escalas muito mais finas que as típicas dimensões das células de grade horizontal no RAMS. O acoplamento mais apropriado é o TOPMODEL trocar a umidade do solo entre *patches* mais do que entre células de grade. Assim, na região de interesse do TOPMODEL, um *patch* é identificado como uma região na qual pode-se ganhar ou perder umidade do solo, devido ao transporte lateral. A troca de água vertical no LEAF-2 responde a distribuição de água e as taxas de transporte calculadas pelo TOPMODEL.

A versão 4.3 do RAMS faz, através do LEAF-2, uma aproximação para o tratamento de áreas urbanas. Essa aproximação consiste na modificação de alguns parâmetros da vegetação, tais como condutividade hidráulica, capacidade térmica, índice de área foliar, etc., na tentativa de obter um comportamento semelhante ao das construções. Apesar desta aproximação ser satisfatória, principalmente para áreas urbanas de pequeno porte, um

[9] Escala Sub-grade é o termo empregado para referir os fenômenos que possuem dimensões menores do que aquelas que podem ser resolvidas pelo modelo em função do espaçamento de grade utilizado.

tratamento mais apropriado para essas regiões, foi implementado ao modelo. O esquema utilizado, proposto por MASSON (2000), será discutido adiante.

Uma descrição das equações do LEAF-2 pode ser vista no Apêndice A desse trabalho.

**3.1.1.5. Microfísica e convecção.**

Nas grades de menor resolução o RAMS utiliza a parametrização convectiva baseada em KUO (1974). Em todas as outras grades, a parametrização explícita de microfísica pode ser ativada. Para a versão 4.3 foi desenvolvido um código microfísico global (*bulk*) que é uma generalização do esquema antigo e pode tratar vapor d'água, chuva, pristine, gelo, neve, agregados, *graupel* e granizo como uma distribuição gama generalizada. Esse esquema leva em conta a nucleação homogênea e heterogênea de pristine de gelo e a conversão de gelo entre as categorias de pristine grande e pequeno, resultante da deposição de vapor ou sublimação. Uma nova rotina de sedimentação permite velocidades de queda diferenciais baseadas na distribuição gama de tamanhos.

**3.1.1.6. Radiação.**

O RAMS contém dois conjuntos de esquemas radiativos: o esquema descrito por MAHRER & PIELKE (1977) (MP) e o esquema descrito por CHEN & COTTON (1983) (CC). O esquema MP possui a vantagem de ser bastante eficiente para a execução, entretanto, esse esquema não inclui o efeito de nuvens. Em simulações em que nuvens não estão presentes, este procedimento é o mais indicado, caso contrário, o esquema CC deve ser utilizado.

O esquema de radiação de onda curta de MP (ISWRTYP igual a 2 no RAMSIN) é um esquema simples que leva em consideração o espalhamento por oxigênio, ozônio e dióxido de carbono de maneira empírica e trata a absorção por vapor d'água. Efeitos da topografia também são levados em conta nesse esquema.

Para a radiação de onda longa o esquema MP (ILWRTYP igual a 2 no RAMSIN) leva em consideração a emissão e absorção infravermelha do dióxido de carbono e do vapor d'água, mas não trata nuvens ou material condensado de maneira alguma.

O esquema CC (ISWRTYP igual a 1 no RAMSIN) para a radiação de onda curta é uma solução completa da equação de transferência radiativa. O esquema CC para a radiação de onda longa (ILWRTYP igual a 1 no RAMSIN) é um esquema de 3 bandas que, da mesma maneira que o esquema de onda curta, parametriza os efeitos das nuvens.

**3.1.1.7. Turbulência.**

Quatro opções estão disponíveis para a parametrização dos coeficientes de difusão turbulenta na horizontal e na vertical. A primeira dessas opções (variável IDIFFK do

RAMSIN igual a 1), é baseada na formulação de SMAGORINSKY (1963) para os coeficientes de difusão horizontais. Segundo essa formulação, os coeficientes de difusão são calculados como o produto da taxa de deformação horizontal (gradientes horizontais da velocidade do vento) e do quadrado da escala de comprimento. A escala de comprimento é o produto do espaçamento de grade horizontal por um fator de multiplicação que depende das dimensões da grade utilizada e é definido no RAMSIN (CSX)[10]. Nessa opção, a difusão vertical é parametrizada seguindo o esquema de MELLOR & YAMADA (1982) através da energia cinética turbulenta prognosticada pelo modelo. A segunda opção (IDIFFK igual a 2) utiliza a mesma parametrização anterior para os coeficientes horizontais. Para os coeficientes verticais é utilizado o análogo unidimensional do esquema de Smagorinsky. A deformação vertical é obtida dos gradientes verticais do vento horizontal (cisalhamento vertical) e a escala de comprimento é o espaçamento vertical local multiplicado por um fator (CSZ no RAMSIN) que, assim como CSX, depende das dimensões da grade utilizada.

As opções 1 e 2 são apropriadas para o caso em que o espaçamento de grade na horizontal é muito maior que na vertical, tal que os movimentos convectivos dominantes não sejam resolvidos. Nesses casos, a difusão horizontal normalmente precisa ser mais forte (para amortecimento numérico) do que seria em bases físicas, e o modelo assume total desacoplamento da difusão horizontal e vertical em todos os aspectos, incluindo o cálculo das taxas de deformação, escalas de comprimento e componentes do tensor de cisalhamento.

Algumas modificações nos coeficientes de difusão verticais devido à estabilidade estática são utilizadas, baseadas nas formulações de LILLY (1962) e HILL (1974). A modificação de Lilly é na forma de um fator de multiplicação que depende do número de Richardson ($R_i$) e da razão entre os coeficientes de difusão de temperatura e momento na vertical ($K_h$ e $K_m$ são especificados pelo usuário através da variável ZKHKM no RAMSIN). Esse fator de multiplicação é maior do que um em casos instáveis, em que o cisalhamento do vento e/ou taxas de *lapse rate* instáveis fazem com que o número de Richardson seja baixo, e é menor que um em casos estáveis. A modificação de Hill aplica-se somente em regiões de *lapse rate* instável e consiste da adição do valor absoluto do quadrado da freqüência de Brünt-Vaisala à taxa de deformação, para obter uma escala de tempo modificada para o cálculo dos coeficientes de difusão.

[10] Este fator tem como objetivo filtrar aspectos de ondas com comprimento de onda inferiores a pelo menos duas vezes o espaçamento da grade os quais não são bem resolvidos pelo esquema numérico utilizado pelo modelo. Um valor igual a 0,135 é proposto por Lilly, entretanto, argumenta-se que o valor de 0,32 é mais eficiente na filtragem dessas ondas (WALKO & TREMBACK, 2001).

Na terceira opção (IDIFFK igual a 3), os coeficientes de difusão na horizontal e na vertical são calculados como um produto entre o tensor tensão de cisalhamento em três dimensões e o quadrado da escala de comprimento. A quarta opção (IDIFFCK igual a 4) utiliza o esquema de DEARDORFF (1980) e faz uso da energia cinética turbulenta para o cálculo dos coeficientes de difusão horizontal e vertical. Este esquema é destinado somente para a finalidade específica de simulações de grandes turbilhões (LES- *Large Eddy Simulation*) as quais consideram que os movimentos turbulentos resolvidos pelo modelo realizam a maior parte do transporte turbulento.

Tanto no esquema de Deardorff quanto no esquema de Mellor e Yamada a energia cinética turbulenta é gerada por meio dos processos de cisalhamento e empuxo e um termo pressão-trabalho parametrizado. Essa energia é destruída por esses mesmos processos e também por um termo de dissipação. Existe também a advecção e difusão de energia cinética turbulenta. O resultado desses processos permite a geração de um campo de energia cinética turbulenta do qual os coeficientes de difusão são localmente diagnosticados.

### 3.1.2. Inicialização do modelo. O pacote de análise objetiva do RAMS - ISAN.

Para a assimilação de dados de estações de superfície e de sondagens, o RAMS utiliza um método de análise objetiva, descrito por BARNES (1964). Para o caso da assimilação de dados de superfície é definida uma altura de influência para estes dados. Até esta altura a análise é feita de forma que um peso maior é atribuído aos dados de superfície em relação aos dados da grade maior. A partir desta altura, os dados de superfície perdem a influência na análise.

No caso da aplicação dos conjuntos de dados acima descritos ao RAMS, que tem três módulos principais (a análise isentrópica, o modelo atmosférico e o pacote de visualização e análise[11]), a definição da condição inicial é feita no primeiro módulo, denominado ISAN (ISentropic ANalysis package). No ISAN, o processamento é feito da seguinte maneira (PIELKE et al., 1992):

- **1 -níveis de pressão**: Acessa os dados de análises geradas numa grade maior e extrai o domínio definido para análise.
- **2- níveis isentrópicos**: Os componentes do vento horizontal, temperatura, e umidade relativa dos pontos de grade definidos no estágio 1, as radiossondagens, as observações de superfície, e qualquer outro tipo de observação (por exemplo, informações de satélites), são

[11] Dois pacotes de visualização são geralmente utilizados. O primeiro, conhecido como REVU, utiliza-se do pacote gráfico *NCAR-GRAPHICS*. O segundo, ramspost, gera arquivos no formato binário que podem ser visualizados por programas de domínio público tais como, GrADS e VIS5D.

interpolados verticalmente (linearmente em $p^{R/Cp}$) para níveis isentrópicos e na projeção estereográfica polar definidos na grade a ser utilizada durante a simulação. Em seguida é então realizada a análise objetiva na horizontal, aplicando-se parâmetros específicos para o controle da suavização. À medida que as variáveis são objetivamente analisadas, é calculada a função corrente de Montgomery, através de uma integração hidrostática de uma função de corrente analisada objetivamente, em uma condição de fronteira para um nível isentrópico próximo à tropopausa. As interpolações horizontais utilizam a técnica polinomial da média superposta de BLECK & HAAGENSON (1968). No caso dos dados de superfície, a pressão e a função corrente de Montgomery são obtidas hidrostaticamente a partir da primeira superfície isentrópica acima da terra.

- **3- estágio de inicialização**: Uma vez que o conjunto de dados isentrópicos está completo, as variáveis atmosféricas e a topografia são transferidas para a grade do modelo, utilizando a interpolação polinomial da média superposta, criando-se assim um conjunto híbrido definido nas coordenadas horizontais e verticais do modelo.

### 3.2. O esquema TEB.

No esquema TEB (*Town Energy Budget*), proposto por MASSON (2000), é utilizada uma geometria de *canyon* local em vez da usual representação de solo nu ou da modificação dos parâmetros da vegetação para a representação de áreas urbanizadas, como é o caso do esquema LEAF-2, permitindo o refinamento dos balanços radiativos bem como momento, calor turbulento e fluxos da superfície através de um tratamento fisicamente mais apropriado.

No modelo de *canyon*, inicialmente proposto por Oke e colaboradores durante a década de 70, uma rua é margeada por duas faces de paredes. Estes modelos são forçados por dados atmosféricos (radiação, ventos acima dos telhados), mas não interagem com os mesmos.

Devido à forma complexa da superfície das cidades, o balanço de energia urbana é dividido em três partes, sendo três balanços de energia em superfície considerados: telhados, ruas e paredes. Efeitos de orientação são mediados para ruas e paredes.

As regiões urbanas no esquema TEB são tratadas da seguinte maneira:

- As construções (prédios) têm todas as mesmas alturas e larguras (dimensões);
- As construções estão localizadas ao longo de ruas idênticas, das quais o comprimento é considerado bem maior que a largura; o espaço entre as faces de duas construções é definido como *canyon*;

- Qualquer orientação das ruas é possível e todas existem com a mesma probabilidade. Esta hipótese permite o cálculo da forçante média para as superfícies das ruas e paredes. Em outras palavras, quando a orientação do *canyon* aparece nas equações (com relação ao sol ou direção do vento) ela é substituída por um valor equivalente a uma média realizada em 360º.

Paredes ensolaradas ou sombreadas são tratadas em conjunto uma vez que estas são idênticas para todos os processos físicos, com exceção da radiação solar direta.

O TEB não utiliza uma única temperatura da superfície urbana (representativa de toda a cobertura urbana) e sim, três temperaturas de superfície, representativas dos telhados ($T_R$), ruas ($T_r$) e paredes ($T_w$). Para o tratamento dos fluxos de condução para/do interior das construções (telhados ou paredes) ou solo (ruas), cada tipo de superfície é discretizada em várias camadas. As equações que descrevem a evolução da temperatura das camadas são baseadas em considerações de balanço de energia.

As equações prognósticas para as camadas superficiais do telhado, paredes e ruas, de maneira genérica, podem ser escritas como:

$$C_{*1}\frac{\partial T_{*1}}{\partial t}=\left(1-d_{snow}\right)\frac{1}{d_{*1}}\left(S_*^{\#}+L_*^{\#}-H_*-LE_*-G_{*1,2}\right)+d_{snow}\frac{1}{d_{*1}}\left(G_{*snow,1}-G_{*1,2}\right) \quad (3.1)$$

O subscrito * denota R, r, w, descrevendo telhado, rua e parede respectivamente. $T_{*k}$ é a temperatura da k-ésima camada da superfície considerada (na equação acima, k=1, indicando a camada mais externa); $C_{*k}$ representa a capacidade térmica e $d_{*k}$ é a espessura da camada.

Os fluxos $S_*^{\#}, L_*^{\#}, H_*, LE_*, G_{*1,2}$ *e* $G_{*snow,1}$, denotam a radiação solar líquida, radiação infravermelha líquida, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, e condução do fluxo de calor entre a camada superficial (em contato com o ar) e a camada adjacente, condução dos fluxos de calor entre a base do manto de neve e a superfície, respectivamente. $\delta_{snow*}$ é a fração de neve na superfície (zero nas paredes).

Assume-se que a camada superficial de cada superfície é suficientemente fina, tal que a temperatura média da camada pode ser utilizada para avaliar os fluxos radiativos e turbulentos. Isto significa que as temperaturas da superfície $T_*$ são calculadas como:

$$T_* = T_{*1}$$

Para as outras camadas a temperatura é obtida através de uma simples equação de condução de calor. Para a k-ésima camada:

$$C_{*k}\frac{\partial T_{*k}}{\partial t}=\frac{1}{d_{*k}}\left(G_{*k-1,k}-G_{*k,k+1}\right) \quad (3.2)$$

Nessas equações, o fluxo de condução entre as camadas k e k+1 (para k < n , em que n é o número de camadas) é:

$$G_{*k,k+1} = \overline{l}_{k,k+1} \frac{T_{*k} - T_{*k+1}}{\frac{1}{2}\left(d_{*k} + d_{*k+1}\right)} \tag{3.3}$$

com

$$\overline{l}_{k,k+1} = \frac{d_{*k} + d_{*k+1}}{\left(d_{*k} / l_k\right) + \left(d_{*k+1} / l_{k+1}\right)}, \tag{3.4}$$

sendo $l_k$ a condutividade térmica para a camada $k$.

As condições de fronteira inferior para telhados e paredes são dadas pela temperatura interna das construções. Para as ruas é utilizada uma fronteira inferior de fluxo zero.

### 3.2.1. Evolução dos reservatórios de água.

Devido à presença do esquema de temperaturas no TEB, a umidade específica de saturação e o fluxo turbulento de calor sensível podem ser calculados mais facilmente. A precipitação líquida é interceptada pelos telhados e ruas e existe um escoamento para o sistema de bueiros. Ruas e telhados são impermeáveis e podem ser cobertos por uma certa quantidade de água, parametrizados pelas variáveis $W_r$ e $W_R$, respectivamente. Em vez de definir uma umidade relativa, é mais prudente tratar a fração da superfície coberta por água, $\delta_r$ e $\delta_R$. Esta parte é saturada, enquanto que a outra parte é considerada seca. Água evapora quando a umidade do ar é não saturada até que tenha desaparecido da superfície impermeável.

A fração da superfície (livre de neve) ocupada por água líquida é calculada como:

$$d_* = \left(W_* / W_{*\max}\right)^{2/3}, \tag{3.5}$$

onde $W_{*\max}$ é a quantidade máxima de água sobre a superfície.

Orvalho urbano também é considerado (no caso de fluxo de calor latente negativo) e requer um tratamento especial: quando existem condições favoráveis para formação de orvalho (umidade do ar maior que a umidade de saturação da superfície), a superfície é considerada úmida. ($\delta_*$ =1). Isto permite um fluxo de calor latente negativo e assim queda de orvalho que pode preencher os reservatórios de interceptação. Estes tratamentos são deduzidos daqueles para reservatórios de interceptação de folhagens em esquemas de vegetação (DEARDORFF, 1978).

Adição de fontes de água antropogênicas não foram retidas no TEB. Entretanto, fluxos antropogênicos de vapor d'água diretamente para o ar existem no esquema.

A equação para a evolução dos reservatórios de água é:

$$\frac{\partial W_*}{\partial t} = R - LE_* / L_v, \quad (W_* < W_{*\max}) \tag{3.6}$$

onde R é a taxa de precipitação (kg $m^{-2}$ $s^{-1}$) e $L_v$ é o calor latente de vaporização.

Os reservatórios são todos de pequena capacidade e o excesso de água é perdido como *runoff* (os valores dos máximos são iguais a 1 kg $m^{-2}$).

### 3.2.2. Balanço de onda longa

O aprisionamento de radiação de onda longa pelas superfícies do *canyon* é calculado com uma re-emissão sendo considerada.

Os fatores de visão do céu (*sky-view factor*) são necessários e calculados para a geometria do TEB por:

$$\Psi_r = \left[(h/w)^2 + 1\right]^{1/2} - h/w \tag{3.7}$$

$$\Psi_w = \frac{1}{2}\left\{h/w + 1 - \left[(h/w)^2 + 1\right]^{1/2}\right\} / (h/w) \tag{3.8}$$

Nessas equações $w$ representa a largura da rua e $h$ a altura dos prédios.

Estes fatores representam a fração do céu vista de uma rua e uma parede respectivamente, comparada à fração do céu que uma superfície horizontal plana veria sem obstrução. O fator de visão do céu para o telhado é igual a 1. Se os prédios são muito baixos $\Psi_r$ tende a 1 e $\Psi_w$ tende a 0,5 (uma parede vê metade do céu). Neste caso, os fluxos radiativos de onda longa das ruas não serão perturbados pelas paredes. Por outro lado, se os prédios são altos, ambos os fatores de céu tendem a zero e as trocas radiativas ocorrerão em maior parte entre as paredes e menos energia escapará para o céu.

A radiação líquida absorvida pelas ruas (fração livre de neve) e paredes é dada por:

$$\begin{aligned} L_r^* &= e_r \Psi_r L^{\downarrow} - e_r s T_r^4 + e_r e_w (1-\Psi_r) s T_w^4 \\ &+ e_r (1-e_w)(1-\Psi_r)\Psi_w L^{\downarrow} + e_r e_w (1-e_w)(1-\Psi_r)(1-2\Psi_w) s T_w^4 \\ &+ e_r (1-e_w)(1-\Psi_r)\Psi_w s \overline{e_r T_r^4} \end{aligned} \tag{3.9}$$

$$\begin{aligned} L_w^* &= e_w \Psi_w L^{\downarrow} - e_w s T_w^4 + e_r \Psi_w s \overline{e_r T_r^4} \\ &+ e_w^2 (1-2\Psi_w) s T_w^4 + e_w (1-\overline{e_r}) \Psi_w \Psi_r L^{\downarrow} \\ &+ e_w (1-e_w)\Psi_w (1-2\Psi_w) L^{\downarrow} + e_w^2 (1-e_w)(1-2\Psi_w)^2 s T_w^4 \\ &+ e_w^2 (1-\overline{e_r}) \Psi_w (1-\Psi_r) s T_w^4 + e_w (1-e_w)\Psi_w (1-2\Psi_w) s \overline{e_r T_r^4} \end{aligned} \tag{3.10}$$

onde

$$\overline{e_r} = (1 - d_{snow_r}) e_r + d_{snow_r} e_{r_{snow}} \tag{3.11}$$

$$\overline{e_r T_r^4} = \left(1 - d_{snow_r}\right) e_r T_r^4 + d_{snow_r} e_{r_{snow}} T_{snow_r}^4 \tag{3.12}$$

Nessas equações $\varepsilon$ é a emissividade e $\sigma$ a constante de Stefan-Boltzmann (5,67 x $10^{-8}$ W $m^{-2}$ $K^{-4}$).

O balanço de radiação de onda longa no topo do manto de neve pode ser definido pela inversão das características das ruas cobertas por neve e livres de neve na equação 3.9. Para deduzir as 3.9 e 3.10, foi utilizado o fato de que se $\Psi_r$ representa a contribuição do céu para a visão da rua, então (1 - $\Psi_r$) é a contribuição das duas paredes. Para o balanço de uma parede, o fator de visão do céu é $\Psi_w$, o fator de visão da rua é $\Psi_w$ (por simetria), e o fator de visão da face da parede oposta é (1 - 2$\Psi_w$).

### 3.2.3. Radiação solar.

#### 3.2.3.1. Radiação solar direta.

Devido ao efeito de sombra, são necessários cálculos especiais para estimar o fluxo solar recebido pelas paredes ou ruas.

Considerando $S^{\Downarrow}$ como sendo a radiação solar direta recebida pela superfície dos telhados, $q$ o ângulo entre a direção do sol e o eixo do *canyon* e $l$ o ângulo zenital solar, para o caso de uma rua perpendicular à direção do sol ($\theta = \pi/2$), $\lambda_0$ = arctan ($w/h$) é definido como o ângulo zenital para o qual o sol começa a iluminar a rua. Vale notar que, independente da posição do sol, uma das duas paredes está na sombra, estando a outra parcialmente iluminada.

Os fluxos solares diretos médios recebidos pelas paredes e ruas, para uma rua perpendicular à direção do sol, são:

$$S_w^{\Downarrow}\left(q = \frac{p}{2}\right) = \begin{cases} \frac{1}{2}\frac{w}{h} S^{\Downarrow} & \text{se } l > l_0 \\ \frac{1}{2}\tan(l) S^{\Downarrow} & \text{se } l < l_0 \end{cases} \tag{3.13}$$

$$S_r^{\Downarrow}\left(q = \frac{p}{2}\right) = \begin{cases} 0 & \text{se } l > l_0 \\ \left(1 - \frac{h}{w}\tan(l)\right) S^{\Downarrow} & \text{se } l < l_0 \end{cases} \tag{3.14}$$

Para considerar as outras orientações do *canyon*, deve-se trocar w por $w$/sen($q$) nas expressões acima e então multiplicar os fluxos nas paredes por sen($q$).

Considerando $q_0$ como sendo a orientação crítica do *canyon* para a qual a rua não é larga o suficiente para ser iluminada ou para qual a radiação é mínima quando o sol está alto o suficiente, tem-se:

$$\theta_0 = \text{arcsen}\left[\min\left(\frac{w}{h}\frac{1}{\tan(\lambda)},1\right)\right] \tag{3.15}$$

O cálculo do fluxo médio com relação à orientação do *canyon* é realizado com duas integrações, uma entre $q = 0$ e $q = q_0$, e outra entre $q = q_0$ e $q = p/2$. Os fluxos solares diretos para as paredes, ruas e telhados ficam:

$$S_r^{\Downarrow} = S^{\Downarrow}\left[\frac{2q_0}{p} - \frac{2}{p}\frac{h}{w}\tan(l)(1-\cos(q_0))\right] \tag{3.16}$$

$$S_w^{\Downarrow} = S^{\Downarrow}\left[\frac{w}{h}\left(\frac{1}{2} - \frac{q_0}{p}\right) + \frac{1}{p}\tan(l)(1-\cos(q_0))\right] \tag{3.17}$$

$$S_R^{\Downarrow} = S^{\Downarrow} \tag{3.18}$$

**3.2.3.2. Reflexões da radiação solar.**

A radiação solar espalhada recebida pelas superfícies ($S_*^{\downarrow}$) é diretamente deduzida do fator de visão do céu. Devido à forma do *canyon* e o possível alto albedo das superfícies (tinta branca, neve), o balanço de radiação de onda curta é calculado pela resolução de um sistema geométrico para um número infinito de reflexões. As reflexões são assumidas isotrópicas.

Define-se $M_*$ como a soma das reflexões contra a rua e parede:

$$M_r = \frac{R_r(0) + (1-\Psi_r)\overline{a_r}[R_w(0) + \Psi_w a_w R_r(0)]}{1-(1-2\Psi_w)a_w + (1-\Psi_r)\Psi_w \overline{a_r} a_w}, \tag{3.19}$$

$$M_w = \frac{R_w(0) + \Psi_w a_w R_r(0)}{1-(1-2\Psi_w)a_w + (1-\Psi_r)\Psi_w \overline{a_r} a_w} \tag{3.20}$$

com

$$R_r(0) = \overline{a_r} S_r^{\Downarrow} + \overline{a_r} S_r^{\downarrow} \tag{3.21}$$

$$R_w(0) = a_w S_w^{\Downarrow} + a_w S_w^{\downarrow} \tag{3.22}$$

$$\overline{a_r} = (1-d_{snow_r})a_r + d_{snow_r} a_{r_{snow}} \tag{3.23}$$

A radiação solar total absorvida por cada tipo de superfície é:

$$S_r^* = (1-a_r)S_r^{\Downarrow} + (1-a_r)S_r^{\downarrow} + (1-a_r)(1-\Psi_r)M_w \tag{3.24}$$

$$S_w^* = (1-a_w)S_w^{\Downarrow} + (1-a_w)S_w^{\downarrow} + (1-a_w)(1-2\Psi_w)M_w + (1-a_w)\Psi_w M_r \tag{3.25}$$

$$S_R^* = (1-a_R)S_R^{\Downarrow} + (1-a_R)S_R^{\downarrow} \tag{3.26}$$

sendo $a$ o albedo de cada superfície.

### 3.2.4. Fluxos antropogênicos.

Devido à atividade humana, calor e umidade são liberados para a atmosfera. As duas fontes principais são o aquecimento doméstico e a combustão.

O aquecimento doméstico é resolvido explicitamente pela consideração de uma temperatura interna constante independente da temperatura externa (padrão é 290.15 K – 17ºC).

Fontes de combustão são divididas em duas contribuições no TEB: industrial e veicular. Os fluxos de calor e umidade para essas fontes são especificados pelo usuário de acordo com as informações disponíveis para essas atividades na região de estudo. Esses fluxos não modificam diretamente o balanço de energia em superfície, pois são liberados para o ar. Os fluxos relacionados à atividade veicular modificarão o balanço de ar no *canyon*. Os fluxos relacionados à atividade industrial podem influenciar a atmosfera diretamente.

### 3.2.5. Fluxos turbulentos.

A resolução do modelo atmosférico utilizado deve ser capaz de representar os movimentos na subcamada de rugosidade urbana.

Para propriedades mecânicas na camada de rugosidade (perfis de variância de velocidade, variâncias adimensionais da velocidade, espectro das componentes do vento) a utilização da teoria da similaridade local de Monin-Obukhov (TSMO com o uso de uma escala de comprimento local) é uma boa parametrização. Sendo assim, o TEB calcula os fluxos de *momentum* para toda a cobertura urbana (ou suburbana) com a formulação do comprimento de rugosidade ($z_{0town}$ = h/10) e coeficientes de estabilidade de MASCART et al. (1995) independente das posições relativas do nível atmosférico e espessura da subcamada de rugosidade. Os coeficientes de estabilidade são utilizados para calcular a resistência aerodinâmica $RES_R$ entre os telhados e a atmosfera.

A temperatura, em particular o fluxo turbulento de calor, não pode ser satisfatoriamente reproduzida pela TSMO local. A aproximação utilizada no TEB é supor que existem duas fontes principais de calor da cobertura artificial para a atmosfera, levando a dois fluxos turbulentos de calor: os telhados e o sistema do *canyon*. As contribuições dos dois fluxos são mediadas com relação a suas áreas horizontais de maneira a representar a mistura na subcamada de rugosidade urbana.

Para os telhados, os efeitos sobre a temperatura e umidade específica causados pela diferença de altura entre o nível atmosférico e o nível do telhado são corrigidos utilizando-se a função de Exner.

### 3.3. Validação do acoplamento entre o RAMS e o esquema TEB.

Com o objetivo de melhorar a representação dos processos que ocorrem nas regiões urbanas foi realizado um acoplamento entre o modelo RAMS e o esquema TEB. O acoplamento foi feito de maneira tal que nos pontos de grade correspondentes a algum tipo de ocupação urbana, o RAMS utilize o esquema TEB. Nos pontos de grade correspondentes a qualquer outro tipo de ocupação do solo o RAMS utiliza o seu modelo de interação solo-vegetação-atmosfera (LEAF-2).

Originalmente, o TEB é parte integrante de um SVAT desenvolvido pelo Meteo-France denominado ISBA (*Interface Soil Biosphere Atmosphere*, NOILHAN & MAHFOUF, 1996). Para o acoplamento desse esquema com o RAMS foi necessária a adaptação de suas variáveis e da sintaxe do código para que fosse possível a sua utilização em processamento paralelo. Um grande esforço foi dedicado a este trabalho de forma tal a permitir que o acoplamento fosse utilizado não só para fins diagnósticos, mas também utilizado nos centros de previsão operacional. Para sua validação foram necessárias várias simulações, buscando um melhor ajuste às condições da RMSP, uma vez que informações precisas sobre os fluxos antropogênicos não estavam disponíveis.

Nessa seção serão apresentados os resultados relativos a esse acoplamento bem como a validação do mesmo.

Para a validação do acoplamento realizado entre o modelo RAMS e o esquema TEB foram utilizadas séries temporais de temperatura, umidade relativa e umidade específica (calculada a partir das duas primeiras) ao nível de aproximadamente dois metros acima do solo. Esses dados são rotineiramente coletados pela rede automática da CETESB (Companhia de Tecnologia de Saneamento Ambiental do Estado de São Paulo), da qual foram selecionadas quatro estações localizadas dentro da RMSP. Também foram utilizados dados da estação convencional do IAG-AF, localizada no Parque da Água Funda. As coordenadas das estações utilizadas são:

- Ibirapuera - lat 23º 34’ 55” S e 46º 39’ 25” W ( lat –23,5819 ; lon –46,6569)
- Pq. D. Pedro II - lat 23º 32’ 43” S e lon 46º 37’ 45” W (lat – 23,54527 ; lon –46,6291)
- São Miguel Paulista - lat: 23°30’00” S e lon 46°27’30” W (lat –23,5 ; lon –46,4583)
- São Caetano do Sul – lat 23º 36’ 10” S e 46º 34’ 20” W (lat -23,6027 ; lon –46,57222)
- IAG-AF - lat 23º 39’ S e lon 46º 37’W ( lat –23,65 ; lon –46,61666)

O domínio relativo à segunda grade do modelo e a localização das estações são apresentados na Figura 3.1. Também incluído nessa figura está a topografia da região, obtida pelo processo descrito no Capítulo 2.

O período da comparação utilizado nessa análise é de 72 horas, iniciando-se às 00 Z de 01 agosto de 1999 e terminando às 00 Z do dia 4 de agosto de 1999, e corresponde à primeira semana da 1ª fase de medidas intensivas do Projeto Temático FAPESP "Meteorologia e Poluição do Ar em São Paulo".

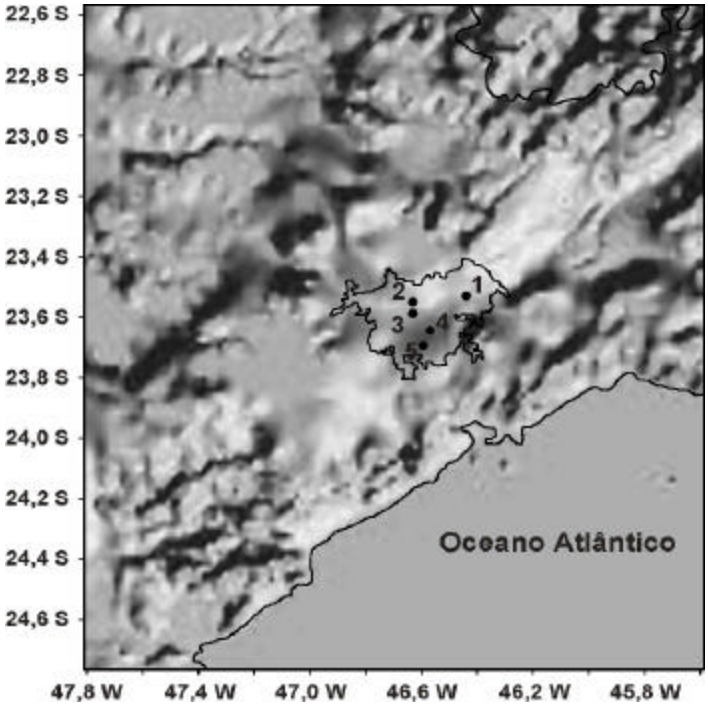



*Figura 3.1 : Domínio da segunda grade utilizada nesta comparação. A topografia da região aparece em sombreado ao fundo. A região metropolitana de São Paulo aparece no contorno no centro do domínio. Os números indicam as cinco estações utilizadas, como se segue: 1) São Miguel Paulista; 2) Pq. D. Pedro II; 3) Ibirapuera; 4) São Caetano do Sul e; 5) IAG-AF.*

Apesar dos dados utilizados terem sido previamente avaliados quanto a sua consistência pela CETESB, como não se conhece o procedimento utilizado para a avaliação da qualidade dos dados das estações, foi realizada uma análise através de um procedimento estatístico. Este procedimento é baseado no cálculo dos desvios de cada série a partir de uma série suavizada obtida dos mesmos. As séries suavizadas foram calculadas para cada estação utilizando-se um período de quatro meses.

As séries suavizadas são obtidas da seguinte maneira:

1) Obtém-se as medianas móveis [M(k)] de cinco elementos, ou seja, cada conjunto de cinco elementos é colocado em ordem crescente e o terceiro maior valor deste conjunto é considerado como mediana;

2) De modo semelhante, a partir dessa nova série, calculam-se as medianas S(k) de três elementos;

3) Aplica-se um filtro de Hann (PRESS et al., 1992) com o objetivo de se atribuir um peso maior ao valor central:

$$P(k) = \frac{S(k-1)}{4} + \frac{S(k)}{2} + \frac{S(k+1)}{4} \tag{3.27}$$

Desvios destas séries maiores que um desvio padrão foram analisados individualmente para garantir a consistência dos dados. Dados considerados inconsistentes não foram utilizados.

A umidade específica, em $gkg^{-1}$, foi obtida através da temperatura, pressão na superfície e umidade relativa, utilizando-se da seguinte expressão:

$$q = \frac{e\ e}{p-(1-e)e}, \tag{3.28}$$

onde:

- $\varepsilon = M_v/M_d \approx 0{,}622$
- p é a pressão na superfície
- *e* é a pressão de vapor que pode ser obtida através de:

$$e = \frac{e_s UR}{100} \tag{3.29}$$

sendo $e_s$ a pressão de vapor de saturação, dada por BOLTON (1980) como:

$$e_s = 6{,}112 \exp\left(\frac{T \times 17{,}67}{T + 243{,}5}\right) \tag{3.30}$$

Vale notar que, para o cálculo da umidade específica observada, em algumas estações onde os dados de pressão não estavam disponíveis, foi necessária a utilização dos valores de pressão de outras estações. O critério para a substituição de valores foi baseado numa Análise de Clusters (não apresentada) com as séries de temperatura e umidade relativa das cinco estações. Para as estações Parque D. Pedro II e São Miguel Paulista foram utilizados os dados da estação São Caetano do Sul. Para a estação do Ibirapuera foi utilizada a série de pressão da estação IAG-AF. Nenhuma correção em função da diferença de altitude ou distância entre as estações foi aplicada.

### 3.3.1. Configuração do modelo RAMS.

Foram utilizadas três grades aninhadas com um espaçamento de grade horizontal de 16, 4 e 1 km para as grades 1, 2 e 3, respectivamente. O domínio das três grades utilizadas é apresentado na Figura 3.2. Na vertical, foram utilizados 28 níveis em coordenadas sigma, com um espaçamento inicial de 70 m próximo à superfície e uma amplificação por um fator de 1,2 até a altura de 1000 m (grade telescópica) para permitir um melhor detalhamento da Camada Limite. Acima de 1000 m, o espaçamento permaneceu constante e igual a 1000 m. A Tabela 3.1 mostra algumas das opções utilizadas nesta validação. Para a representação da ocupação do solo na primeira grade foram utilizados os arquivos fornecidos pelo programa IGBP e para as grades 2 e 3 foram utilizados os arquivos anteriormente descritos no Capítulo 2.

Em todas as simulações foram utilizadas as análises do modelo global do CPTEC, com resolução de 1,875º na horizontal, em um intervalo de seis horas, para a inicialização heterogênea com a inclusão dos dados de temperatura e umidade relativa obtidos da rede da CETESB.

Para a validação, foram utilizados dados de temperatura, umidade relativa e umidade específica referentes ao primeiro nível da terceira grade do modelo (resolução de 1 km), que é de 33,4 m acima da superfície. Foram extraídos os resultados dos pontos de grade mais próximos de cada estação de observação (obtidos automaticamente no software GrADS).

Como não existe a possibilidade de extração da umidade específica diretamente durante a geração dos arquivos binários, que são utilizados para visualização, esta variável foi calculada a partir da razão de mistura através da expressão:

$$\frac{1}{q} = \frac{1}{r} + 1 \tag{3.31}$$

onde r é a razão de mistura em (g/g) e q é a umidade específica (g/g). Posteriormente, q é convertido para unidades de g/kg (multiplicado por 1000).

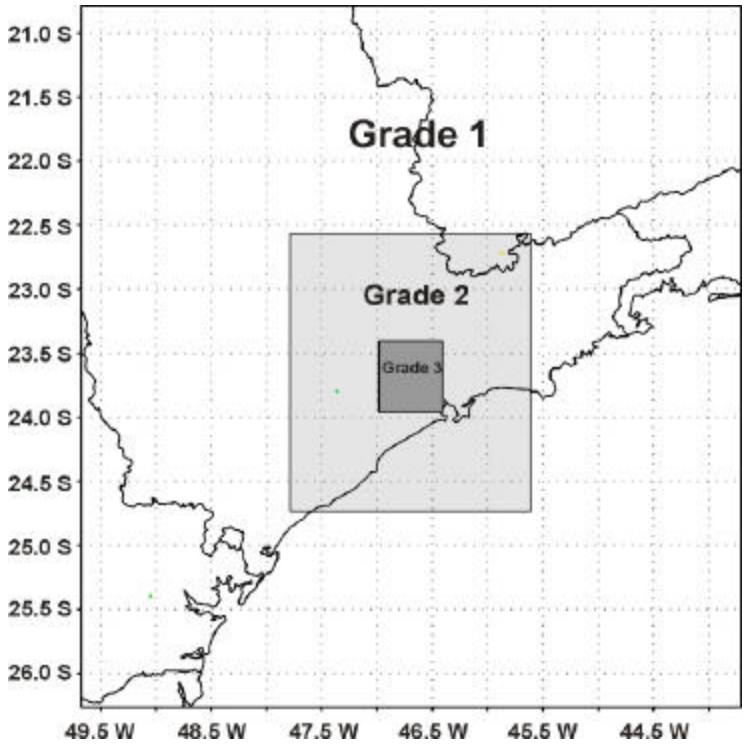



*Figura 3.2: Domínio das três grades utilizadas na validação do acoplamento entre o RAMS e o esquema TEB.*

*Tabela 3.1: Opções disponíveis no RAMS utilizadas nesta validação.*

| | |
|---|---|
| Número de pontos na região de fronteira lateral utilizados para *nudging* | 5 |
| Escala de tempo de *nudging* nas fronteiras laterais | 3600 s |
| Escala de tempo de *nudging* no topo do domínio | 10800 s |
| Condição de Fronteira lateral | KLEMP & WILHELMSON (1978) |
| Parametrização de radiação de onda curta/longa | CHEN & COTTON (1983) |
| Freqüência de atualização na tendência de radiação<br>Parametrização de Cumulus | 1800 s<br><br>KUO (1974) |
| Número de camadas no solo | 4 (-2,0, -1,5, -0,25 e –0,05 m) |
| Grau de saturação nas camadas de solo | 0,49, 0,44, 0,42 e 0,35 |
| Parametrização de Turbulência | Deformação Anisotrópica (SMAGORINSKY, 1963) baseada nas modificações das formulações de HILL (1974) e LILLY (1962). |

### 3.3.2. Configuração do TEB.

Na simulação realizada com o esquema TEB foram utilizadas duas configurações correspondentes aos dois tipos de ocupação urbana. A Tabela 3.2 mostra a diferença entre elas.

*Tabela 3.2: Parâmetros do esquema TEB.*

| Parâmetro | Urbano tipo 1 | Urbano tipo 2 |
|---|---|---|
| Altura das construções | 50 m | 5 m |
| Largura das construções | 25 m | 5 m |
| $Z_0$ | 0,8 m | 0,6 m |
| Fonte veicular de calor sensível | 30 W/m$^2$ (máximo) | 20 W/m$^2$ (máximo) |
| Fonte veicular de calor latente | 7 W/m$^2$ (máximo) | 5 W/m$^2$ (máximo) |
| Fonte industrial de calor sensível | 20 W/m$^2$ | 30 W/m$^2$ |
| Fonte industrial de calor latente | 40 W/m$^2$ | 50 W/m$^2$ |

As fontes veiculares de calor sensível e latente foram ajustadas a um ciclo diurno correspondente a uma dupla gaussiana para representar os horários de maior circulação de veículos, seguindo o esquema identificado em CASTANHO (1999) que mostra o ciclo das emissões veiculares para a RMSP. Inicialmente, foram utilizados valores semelhantes aos utilizados por KHAN & SIMPSON (2001) que, através de uma estimativa feita baseada no consumo diário de diesel e gasolina para a cidade de Brisbane, Austrália, construíram um ciclo diurno das contribuições antropogênicas no qual existiam os dois picos relacionados às horas de maior circulação de veículos. Entretanto, esses valores tiveram que ser ajustados às condições específicas da RMSP. A Figura 3.3 apresenta esse ciclo ajustado para a classe urbana do tipo 1. Outro ajuste realizado foi a diminuição das contribuições antropogênicas veiculares no primeiro dia de simulação. O dia 01 de agosto foi um domingo e, portanto, existia um número bastante inferior de veículos em circulação. Para uma melhor representação desse dia, foi utilizado um fator correspondente a 10 % dos valores apresentados na Figura 3.3. As fontes industriais foram mantidas constantes, pois, segundo CASTANHO (1999), não existe diferença significativa na atividade industrial ao longo dos dias da semana.

Com o objetivo de validar o acoplamento e comparar os resultados com a formulação original do RAMS, foram realizadas duas simulações, sendo a primeira com o esquema LEAF-2 e a segunda com o esquema TEB. Para verificar o efeito da utilização do procedimento de *nudging* no centro do domínio, ou seja, trazer os valores simulados mais próximos das análises do CPTEC e das observações, dando um caráter diagnóstico aos resultados obtidos, foi realizada uma terceira simulação com a aplicação de *nudging* no centro

das grades, com um peso de 10800 segundos. Para verificar o efeito das fontes antropogênicas de calor sensível e latente, foi realizada uma quarta simulação sem a presença dessas fontes. Essa última simulação nos fornece uma amostra da grande vantagem de utilização do esquema TEB. Com a alteração das fontes antropogênicas, principalmente as veiculares, é possível a especulação sobre os benefícios trazidos por medidas governamentais, tais como o rodízio municipal de veículos.

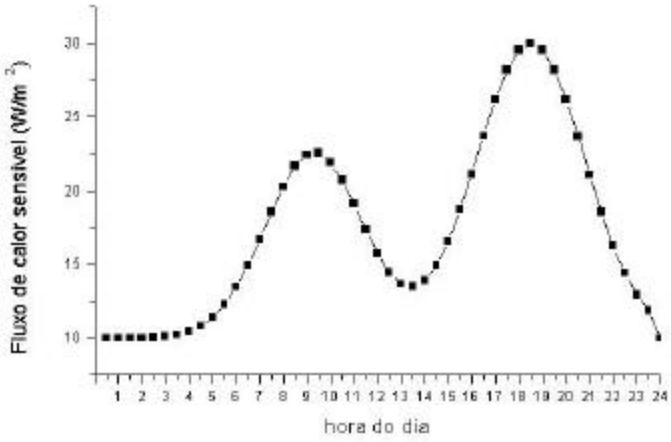



*Figura 3.3: Ciclo diurno do fluxo de calor sensível devido à fonte veicular para o tipo urbano 1.*

### 3.3.3. Resultados qualitativos.

As Figuras 3.4-3.8 apresentam as séries temporais de temperatura (topo), umidade relativa (meio) e umidade específica (base) para as cinco localizações utilizadas nesta comparação. As linhas em preto, vermelho, verde e azul representam as observações, as simulações com o LEAF-2, as simulações com o TEB sem a utilização de *nudging* central e as simulações com o TEB utilizando o *nudging* central, respectivamente.

Em geral, todas as três simulações representam bem as oscilações observadas no ciclo diurno de temperatura e umidade relativa. Porém, para a umidade específica os valores estão bem diferentes das observações, principalmente após o segundo dia de simulação, em que esta é bem superior a observação em praticamente todas as simulações. A estação São Caetano do Sul é a que apresenta uma maior variabilidade.

#### 3.3.3.1. Análise das séries de temperatura.

A fase dos máximos de temperatura é muito bem representada por todas as simulações. Os horários de máxima temperatura não diferem mais que aproximadamente 2 horas dos valores observados em todas as estações. A amplitude dos máximos é melhor representada pelo LEAF-2 no domingo e pelo TEB nos outros dias, com exceção da estação S. M. Paulista onde o LEAF-2 representa melhor os máximos em todos os dias. As maiores diferenças encontradas são inferiores a 2 ºC para o TEB e 3ºC para o LEAF-2. O LEAF-2 geralmente subestima os valores de máximo.

A fase e amplitude dos mínimos não são tão bem representadas. A maior diferença está nas primeiras horas de simulação. Nesse período o TEB é bastante superior ao LEAF-2 que apresenta diferenças de até 4 ºC. De maneira geral, o TEB apresenta melhores resultados com relação aos mínimos de temperatura.

A inclusão do *nudging* central tem um maior efeito durante o período noturno trazendo uma melhora significativa aos resultados.

#### 3.3.3.2. Análise das séries de umidade relativa.

Em geral, as fases de máxima e mínima umidade relativa são bem representadas. O TEB leva vantagem na representação dos mínimos de umidade relativa praticamente durante todo o período, especialmente no segundo dia de simulação. Nos dois primeiros dias o LEAF-2 antecipa esses mínimos em até 4 horas enquanto que o TEB está praticamente em fase com as observações. No terceiro dia, as simulações diferem bastante das observações com relação ao mínimo de umidade relativa. Apesar de haver uma pequena melhora do LEAF-2 com relação ao horário de mínima umidade relativa, os valores simulados estão bem acima dos observados. O TEB apresenta valores um pouco melhores, mas também superestima os valores mínimos de umidade relativa. Nesse dia, verifica-se que a inclusão do *nudging* central tem uma influência maior e traz os resultados mais próximos às observações.

Com relação à fase e amplitude dos máximos de umidade relativa existe um certo equilíbrio entre o TEB e o LEAF-2. Esses máximos ocorrem durante o período noturno e, assim como para a temperatura, não são tão bem representados. Nesse período verifica-se que a inclusão do *nudging* não contribui para uma melhora nos resultados.

#### 3.3.3.3. Análise das séries de umidade específica.

Para a umidade específica, as fases dos máximos e mínimos diferem significativamente das observações, não deixando claro qual dos esquemas fornece os melhores resultados. Nas primeiras horas de simulação existe uma pequena vantagem do TEB sobre o LEAF-2. Nos dois primeiros dias de simulação, durante o período noturno, o LEAF-2 tem uma tendência a subestimar a umidade específica. Os valores obtidos com o TEB, apesar de oscilarem bastante em torno das observações, são mais realistas.

Como foi dito anteriormente, para o cálculo da umidade específica foi necessária a utilização de dados de pressão de outras estações (somente as estações IAG e São Caetano do Sul possuíam essa informação). Como não foi realizada nenhuma correção para compensar a diferença de altitude entre as estações e também não foi considerado nenhum gradiente horizontal de pressão, devido à distância entre as estações (apesar desse efeito ser pequeno), é possível que este procedimento seja a causa de diferenças tão grandes. Entretanto, mesmo para as estações em que os dados de pressão estavam disponíveis, os resultados foram insatisfatórios.

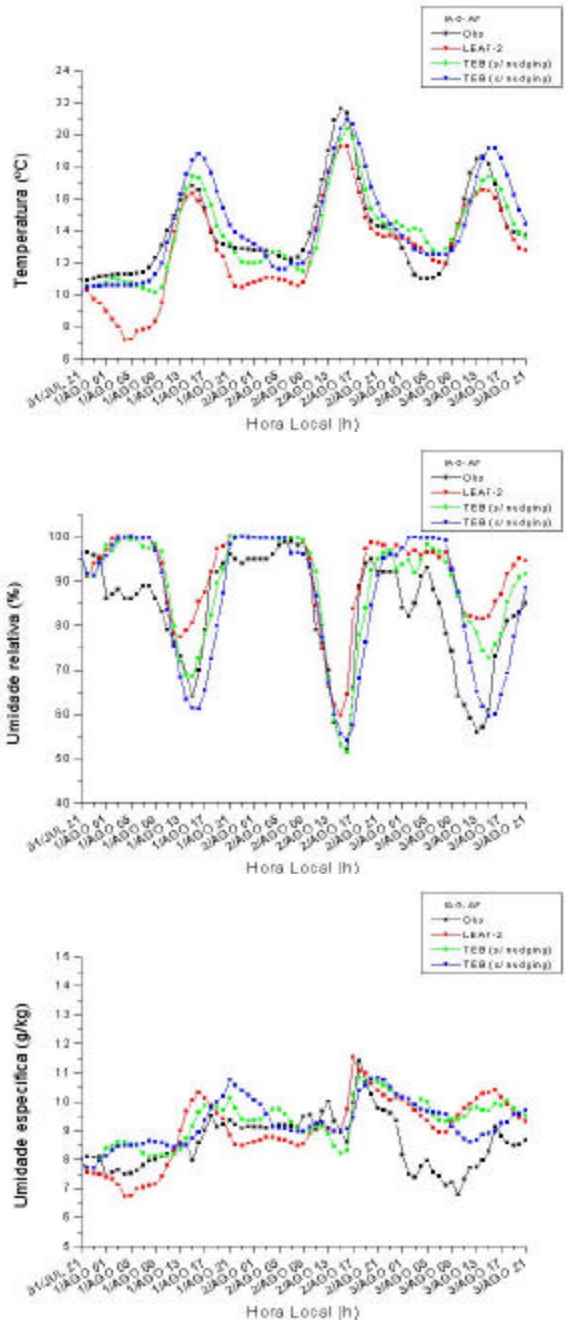



*Figura 3.4: Comparação entre dados de estação e as três simulações utilizando o RAMS para temperatura (topo), umidade relativa (centro) e umidade específica (base) para a estação IAG-AF. A simulação 1 foi realizada utilizando o LEAF-2 (vermelho) e as simulações 2 e 3 foram realizadas utilizando o esquema TEB sendo uma delas feita sem a utilização de "nudging" central(verde) e a outra com a utilização de "nudging" central (azul). As simulações foram realizadas no período de 00 Z 1 de Agosto de 1999 (21 HL 31 jul 99) até 00 Z 4 de agosto de 1999 (21 HL 3 ago 99).*

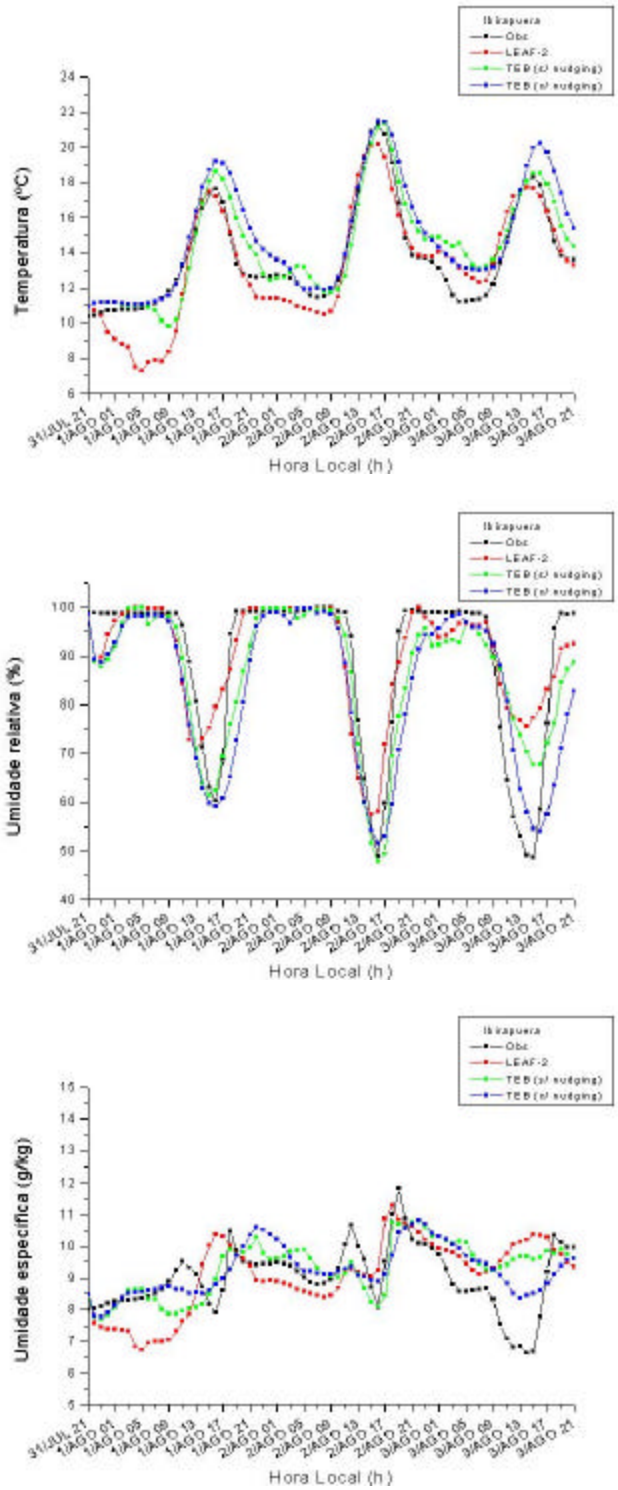



*Figura 3.5: Mesmo que na Figura 3.4 para a estação Ibirapuera*

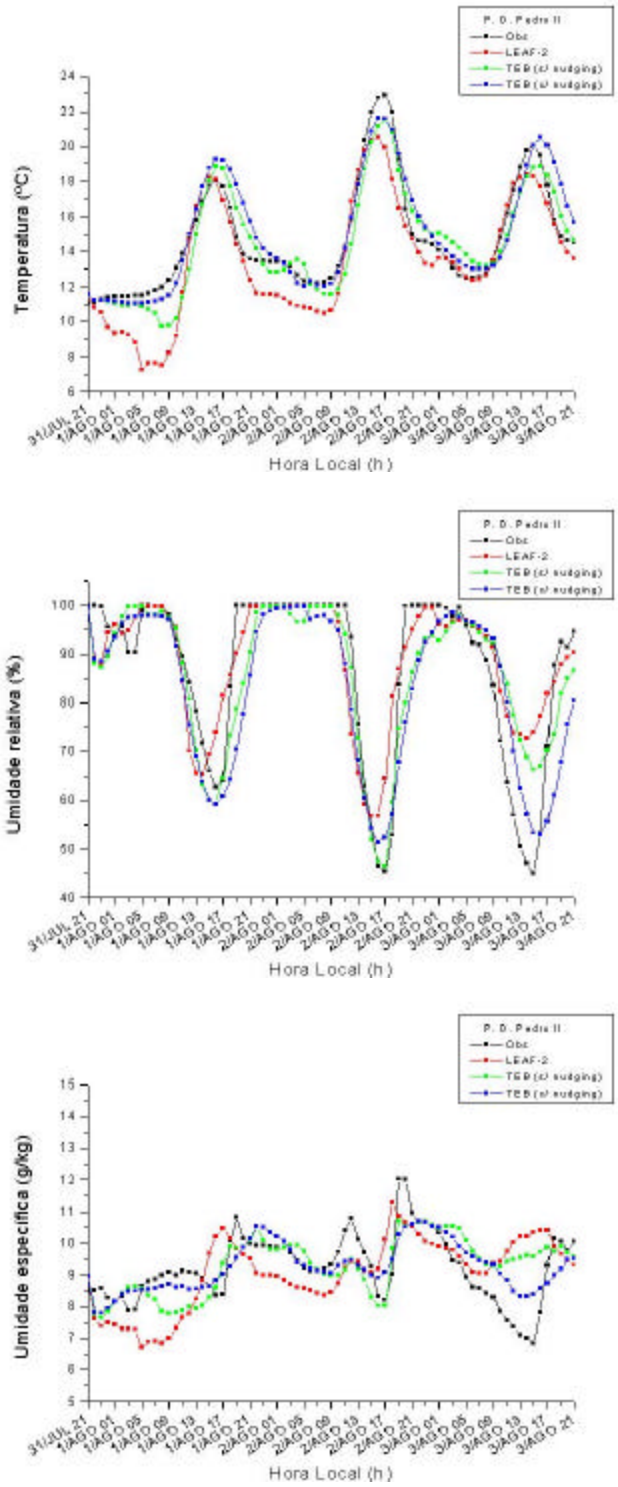



*Figura 3.6: Mesmo que na Figura 3.4 para a estação Pq. D. Pedro II*

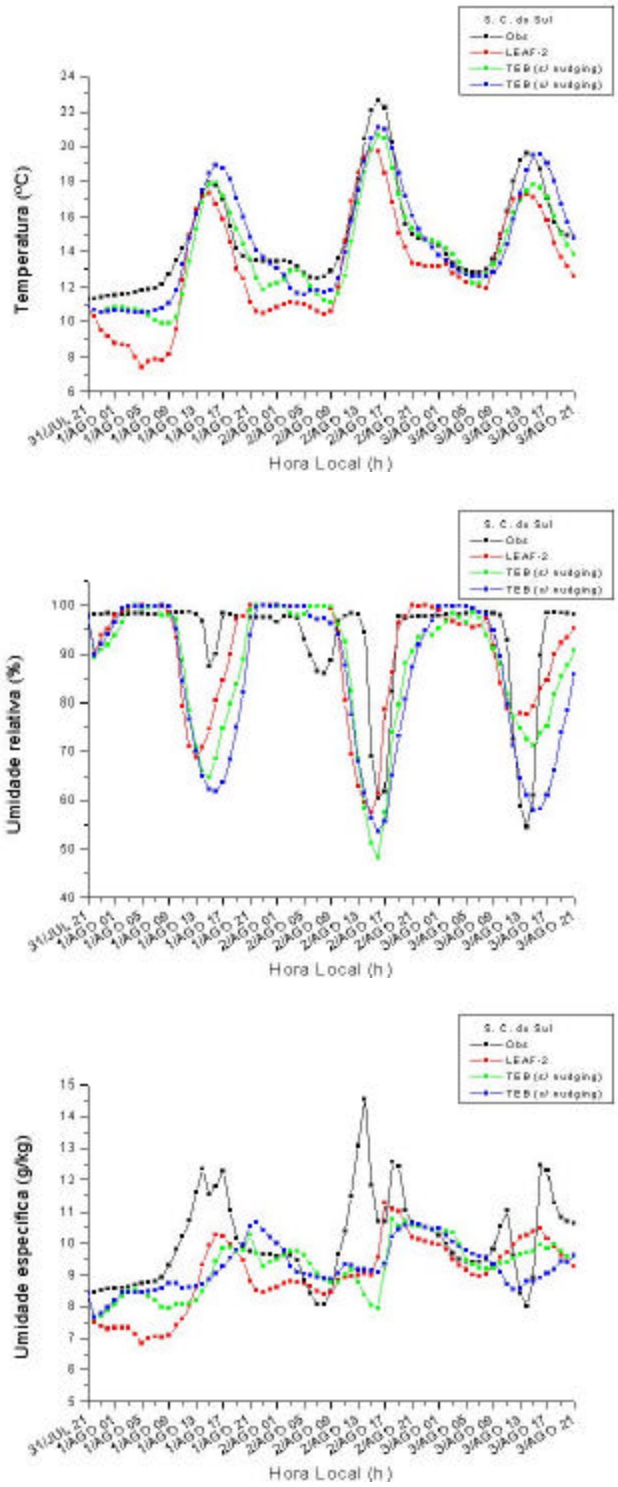



*Figura 3.7: Mesmo que na Figura 3.4 para a estação São Caetano do Sul*

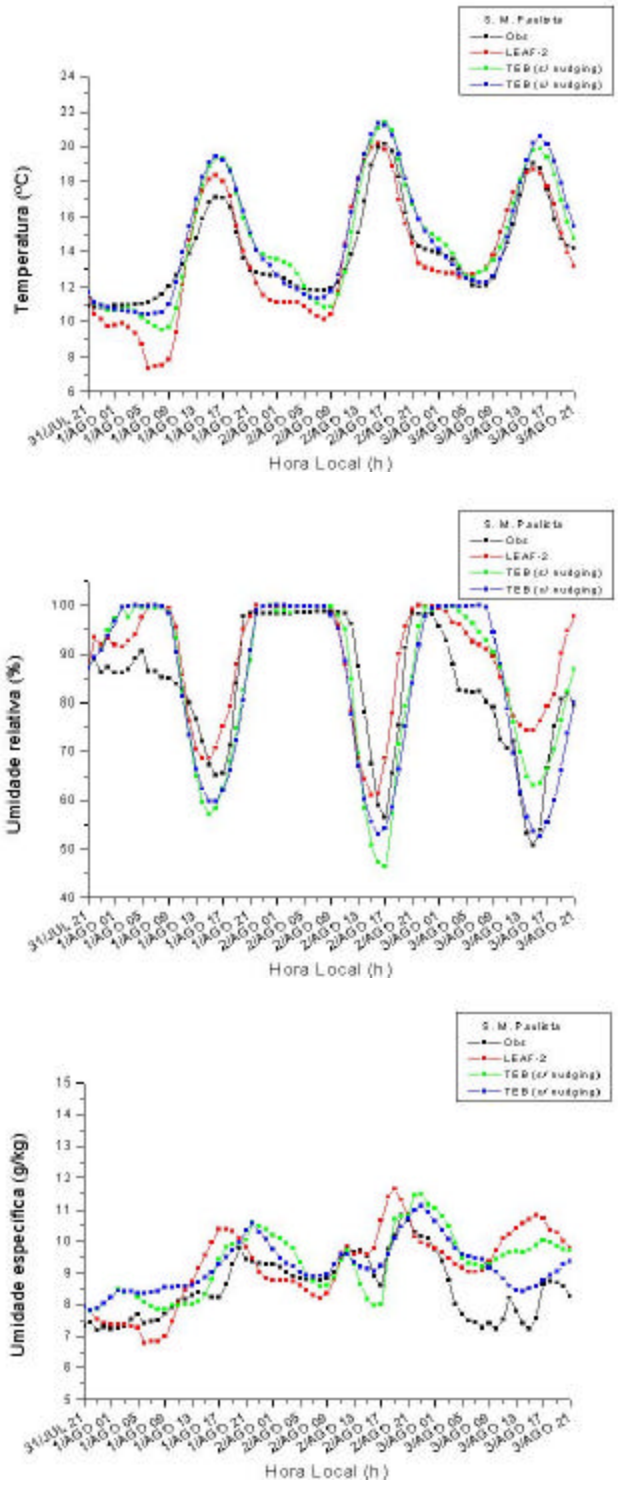



*Figura 3.8: Mesmo que na Figura 3.4 para a estação São Miguel Paulista*

### 3.3.4. Resultados quantitativos.

Além da comparação anterior, foram realizados alguns testes estatísticos para esta avaliação. O primeiro foi o cálculo das correlações entre observações e simulações para cada estação. A correlação é uma mostra da associação linear entre duas variáveis. Altas correlações indicam um bom acordo entre as fases das oscilações, ou seja, as variações ocorrem num mesmo sentido simultaneamente. O método utilizado nesta análise é conhecido como correlação linear de Pearson (WILKS, 1995), dada pela razão entre a covariância existente entre duas variáveis e o produto de seus desvios padrão, ou seja,

$$r_{xy} = \frac{\mathrm{cov}(x,y)}{s_x s_y} = \frac{\frac{1}{n-1}\sum_{i=1}^{n}\left[\left(x_i - \bar{x}\right)\left(y_i - \bar{y}\right)\right]}{\left\{\left[\frac{1}{n-1}\right]\sum_{i=1}^{n}\left(x_i - \bar{x}\right)^2\right\}^{1/2}\left\{\left[\frac{1}{n-1}\right]\sum_{i=1}^{n}\left(y_i - \bar{y}\right)^2\right\}^{1/2}} \tag{3.32}$$

Apesar das correlações fornecerem uma boa informação sobre a relação linear entre as simulações e as observações, elas não levam em conta os desvios (*bias*) que podem estar presentes na previsão e nem uma amostra da acurácia das simulações. Sendo assim, é necessário utilizar-se de métodos complementares que possibilitem identificar qual das parametrizações fornece os melhores resultados. Um desses métodos é o chamado erro médio (ME), dado por:

$$ME = \frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n}\left(y_k - o_k\right) = \bar{y} - \bar{o}, \tag{3.33}$$

que é simplesmente a diferença entre a média das simulações e a média das observações e, portanto, expressa o desvio da simulação. O erro médio é representativo de toda a série de simulações não fornecendo informações sobre erros individuais. Sendo assim, ele não representa uma medida de acurácia. Simulações que em média são maiores que as observações apresentam ME > 0 e simulações que em média são menores que as observações apresentam ME < 0.

Para a medida da acurácia das simulações, utiliza-se o erro médio quadrático (MSE), dado por:

$$MSE = \frac{1}{n}\sum_{k=1}^{n}\left(y_k - o_k\right)^2 \tag{3.34}$$

que é a média quadrática das diferenças entre pares de simulações e observações. Valores elevados de MSE indicam alto nível de discrepância entre simulações e observações. A raiz quadrada do MSE (RMSE) tem as mesmas dimensões das previsões e observações, podendo ser considerada como a magnitude típica dos erros das simulações.

PIELKE (2002) apresenta um outro parâmetro ($RMSE_{UB}$) para avaliar a habilidade (*skill*) de uma simulação:

$$RMSE_{UB} = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{k=1}^{N} \left[ \left( y_k - \overline{y} \right) - \left( o_k - \overline{o} \right) \right]^2 \right\}^{1/2}, \tag{3.35}$$

que representa a raiz do erro médio quadrático após a remoção de um desvio médio. É importante notar que este procedimento considera que a distribuição é aproximadamente normal. As análises que foram realizadas nesse trabalho não levam em conta esse fato e servem apenas como um complemento aos outros parâmetros que serão analisados.

Segundo PIELKE (2002), o *skill* de uma simulação é demonstrado nas seguintes condições:

1) $\sigma_{sim} \cong \sigma_{obs}$;

2) RMSE < $\sigma_{obs}$;

3) $RMSE_{UB} < \sigma_{obs}$,

sendo $\sigma_{obs}$ o desvio padrão das observações e $\sigma_{sim}$ o desvio padrão das simulações.

Esses métodos foram aplicados às três simulações realizadas. Os resultados das simulações em comparação com as observações são apresentados nas tabelas a seguir e referidos como uma Análise de *skill*.

Os resultados para as séries de umidade relativa (Tabela 3.3) mostram que o modelo LEAF-2 apresenta correlações um pouco menores que as simulações com o TEB, sendo superior apenas na estação IAG-AF. Porém, para a mesma estação, o modelo LEAF-2 apresenta o maior erro médio e também o maior erro médio quadrático, tendo o maior erro médio de todas as estações. O erro médio obtido em todas as simulações para a estação do IAG-AF é bem maior do que nas outras estações. Um dos possíveis motivos para isso é o fato de que a região onde esta estação está localizada é predominantemente composta por áreas verdes e alguns lagos (Região do Parque da Água Funda) não caracterizando uma região urbanizada tal como seus arredores. Simulações em maior resolução podem melhorar os resultados para esta localidade. O erro médio quadrático das simulações com o LEAF-2 é ligeiramente maior na maioria das estações, mas os resultados são bastante próximos para todas as parametrizações. Isto mostra que as simulações com o TEB são um pouco mais

acuradas que as simulações com o LEAF-2 para a umidade relativa. A análise do erro médio não deixa claro se existe alguma tendência a superestimar ou subestimar a previsão ou diagnóstico da umidade relativa e parece ser dependente da localização. Dada sua magnitude, verifica-se que as simulações realizadas com ambas as parametrizações fornecem bons resultados em termos de desvios, ou seja, são relativamente precisas.

*Tabela 3.3: Análise de "skill" para umidade relativa.*

| | Estação IAG-AF | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,844 | 10,807 | 8,324 | 6,891 | 9,849 | 12,821 |
| TEB (s/ nud.) | 0,831 | 9,030 | 5,400 | 7,237 | 12,126 | 12,821 |
| TEB (c/ nud.) | 0,772 | 9,923 | 2,518 | 9,598 | 15,094 | 12,821 |
| | Estação Ibirapuera | | | | | |
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,833 | 9,242 | 0,557 | 9,225 | 11,474 | 16,332 |
| TEB (s/ nud.) | 0,856 | 8,880 | -2,944 | 8,378 | 13,776 | 16,332 |
| TEB (c/ nud.) | 0,827 | 10,975 | -5,599 | 9,440 | 15,952 | 16,332 |
| | Estação Pq. D. Pedro II | | | | | |
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,844 | 9,750 | 1,524 | 9,631 | 12,465 | 17,541 |
| TEB (s/ nud.) | 0,859 | 9,018 | -1,238 | 8,932 | 14,557 | 17,541 |
| TEB (c/ nud.) | 0,840 | 10,339 | -3,904 | 9,574 | 16,224 | 17,541 |
| | Estação São Caetano do Sul | | | | | |
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,476 | 11,810 | -2,885 | 11,452 | 11,688 | 10,789 |
| TEB (s/ nud.) | 0,585 | 12,373 | -5,576 | 11,046 | 13,169 | 10,789 |
| TEB (c/ nud.) | 0,571 | 15,013 | -7,865 | 12,789 | 15,510 | 10,789 |
| | Estação São Miguel Paulista | | | | | |
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,792 | 9,606 | 5,204 | 8,074 | 11,522 | 13,214 |
| TEB (s/ nud.) | 0,811 | 9,420 | 1,380 | 9,319 | 16,053 | 13,214 |
| TEB (c/ nud.) | 0,803 | 10,090 | 0,291 | 10,086 | 17,033 | 13,214 |

Seguindo os critérios propostos por PIELKE (2002), com relação ao RMSE e ao $RMSE_{UB}$, apenas a estação São Caetano do Sul apresenta valores maiores que o desvio padrão de umidade relativa observado. Esta estação é também a que apresenta os menores valores de correlação. Apesar de não se ter conhecimento sobre as condições de instalação dos instrumentos nessa estação, é possível que haja problemas de exposição ou do próprio instrumento utilizado para as medidas. A comparação entre o desvio padrão das simulações e das observações compromete um pouco o *skill*. Entretanto, baseando-se nos outros parâmetros estatísticos, o *skill* das simulações para a umidade relativa para o período de 72 horas é

satisfatório. Os resultados mostram que o esquema TEB sem a utilização de *nudging* central é ligeiramente superior ao esquema LEAF-2, apresentando valores mais acurados e precisos para a umidade relativa. A utilização de *nudging* central não trouxe melhorias aos resultados. Na maioria das vezes houve um aumento do RMSE e ME e as correlações foram sempre inferiores àquelas obtidas na simulação sem a utilização de *nudging* central.

*Tabela 3.4: Análise de "skill" para temperatura.*

| | Estação IAG-AF | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,889 | 1,831 | -1,225 | 1,360 | 2,993 | 2,716 |
| TEB (s/ nud.) | 0,888 | 1,265 | -0,193 | 1,250 | 2,577 | 2,716 |
| TEB (c/ nud.) | 0,887 | 1,430 | 0,363 | 1,383 | 3,014 | 2,716 |
| | Estação Ibirapuera | | | | | |
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,915 | 1,415 | -0,445 | 1,343 | 3,300 | 2,800 |
| TEB (s/ nud.) | 0,919 | 1,300 | 0,636 | 1,134 | 2,873 | 2,800 |
| TEB (c/ nud.) | 0,932 | 1,616 | 1,158 | 1,127 | 3,115 | 2,800 |
| | Estação Pq. D. Pedro II | | | | | |
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,921 | 1,804 | -1,203 | 1,344 | 3,455 | 3,052 |
| TEB (s/ nud.) | 0,928 | 1,167 | -0,220 | 1,146 | 3,004 | 3,052 |
| TEB (c/ nud.) | 0,936 | 1,153 | 0,298 | 1,114 | 3,176 | 3,052 |
| | Estação São Caetano do Sul | | | | | |
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,924 | 2,153 | -1,764 | 1,234 | 3,227 | 2,815 |
| TEB (s/ nud.) | 0,945 | 1,244 | -0,837 | 0,921 | 2,787 | 2,815 |
| TEB (c/ nud.) | 0,930 | 1,179 | -0,278 | 1,146 | 3,122 | 2,815 |
| | Estação São Miguel Paulista | | | | | |
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,918 | 1,534 | -0,353 | 1,493 | 3,469 | 2,572 |
| TEB (s/ nud.) | 0,962 | 1,305 | 0,681 | 1,113 | 3,350 | 2,572 |
| TEB (c/ nud.) | 0,964 | 1,403 | 0,821 | 1,138 | 3,399 | 2,572 |

Para a temperatura (Tabela 3.4), as correlações obtidas com o LEAF-2 são, em geral, inferiores àquelas obtidas com o TEB, sendo ligeiramente superior apenas na estação do IAG. As correlações obtidas para a temperatura são maiores que para a umidade relativa mostrando que em termos de fase, as simulações para temperatura são melhores. Os erros médios quadráticos nas simulações com o TEB também são inferiores e mostram que a temperatura pode ser simulada com bastante precisão pelas duas parametrizações, apresentando valores inferiores a 1 °C para todas as estações nas simulações realizadas com o TEB. Em geral, todas as simulações apresentam um bom *skill* com uma melhor concordância para o TEB sem a

utilização de *nudging*. Novamente, não houve melhora significativa na utilização de *nudging* central.

*Tabela 3.5: Análise de "skill" para umidade específica.*

| | Estação IAG-AF | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,439 | 1,176 | 0,449 | 1,087 | 1,126 | 0,911 |
| TEB (s/ nud.) | 0,441 | 1,143 | 0,705 | 0,899 | 0,791 | 0,911 |
| TEB (c/ nud.) | 0,542 | 1,052 | 0,668 | 0,812 | 0,780 | 0,911 |
| | Estação Ibirapuera | | | | | |
| Simulações | R | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,247 | 1,319 | 0,086 | 1,316 | 1,135 | 1,019 |
| TEB (s/ nud.) | 0,418 | 1,055 | 0,294 | 1,013 | 0,854 | 1,019 |
| TEB (c/ nud.) | 0,636 | 0,830 | 0,255 | 0,790 | 0,761 | 1,019 |
| | Estação Pq. D. Pedro II | | | | | |
| Simulações | r | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,257 | 1,328 | -0,148 | 1,320 | 1,115 | 1,064 |
| TEB (s/ nud.) | 0,508 | 0,980 | 0,080 | 0,977 | 0,895 | 1,064 |
| TEB (c/ nud.) | 0,739 | 0,714 | 0,040 | 0,713 | 0,753 | 1,064 |
| | Estação São Caetano do Sul | | | | | |
| Simulações | r | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,546 | 1,600 | -1,065 | 1,195 | 1,105 | 1,371 |
| TEB (s/ nud.) | 0,259 | 1,633 | -0,841 | 1,399 | 0,836 | 1,371 |
| TEB (c/ nud.) | 0,303 | 1,564 | -0,812 | 1,337 | 0,742 | 1,371 |
| | Estação São Miguel Paulista | | | | | |
| Simulações | r | RMSE | ME | $RMSE_{UB}$ | $\sigma_{sim}$ | $\sigma_{obs}$ |
| LEAF-2 | 0,528 | 1,261 | 0,666 | 1,071 | 1,205 | 0,976 |
| TEB (s/ nud.) | 0,631 | 1,138 | 0,759 | 0,848 | 1,010 | 0,976 |
| TEB (c/ nud.) | 0,792 | 0,899 | 0,676 | 0,592 | 0,781 | 0,976 |

As correlações para umidade específica (Tabela 3.5) mostram que praticamente não existe concordância de fase entre observações e simulações, apresentando valores inferiores a 0,5 na maior parte das estações nas simulações sem a utilização de *nudging* central. Existe um certo equilíbrio entre o TEB e o LEAF-2, mas todos os resultados estão bem distantes da realidade. A principal causa dessa baixa correlação é a grande diferença após o segundo dia de simulação. As observações mostram uma queda significativa de umidade durante o dia, enquanto que todas as simulações mantêm valores relativamente elevados. O RMSE para quase todas as estações foi mais alto que o desvio padrão das observações em todas as simulações. A comparação entre os desvios padrão também mostra uma grande diferença. Apesar dos erros médios serem relativamente pequenos para esta variável, o *skill* de todas as simulações foi considerado baixo.

### 3.3.5. Efeito das fontes antropogênicas sobre a temperatura média.

Para verificar o efeito causado pelas fontes antropogênicas sobre a temperatura na RMSP, foi realizada uma simulação na qual essas fontes não foram consideradas. Os resultados dessa simulação foram comparados com os resultados obtidos na simulação utilizada para validar o esquema TEB, apresentada nas seções anteriores. Essa comparação foi feita através do cálculo de temperaturas médias entre as cinco estações utilizadas na validação. A Figura 3.9 apresenta as séries de temperatura média para essas duas simulações.

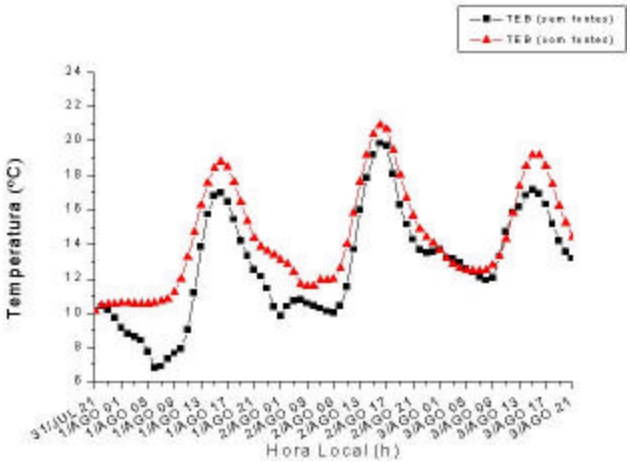



*Figura 3.9: Comparação entre as simulações com a utilização de fontes antropogênicas e sem a utilização das mesmas. As séries de temperatura foram obtidas através de uma média para o nível de 33,4 m para as cinco estações utilizadas na validação do esquema TEB.*

Na Figura 3.9 verifica-se que as maiores diferenças nas séries de temperatura correspondem ao período noturno, principalmente nas primeiras horas de simulação, mostrando a importância da inclusão dos fluxos antropogênicos para a obtenção de simulações mais realísticas.

A Figura 3.10 mostra as diferenças calculadas entre as duas simulações para essa variável. Nas primeiras horas de simulação, nos períodos da noite e início da manhã, observam-se diferenças de até 4º C. Durante os períodos entre as 13 e 21 HL as diferenças variam entre 1,5º C e 2,5º C. No segundo dia de simulação, as diferenças encontradas durante a noite e primeiras horas da manhã variam entre 0,8º C e 3º C.

Em decorrência da superestimativa da umidade no terceiro dia de simulação, em alguns horários observam-se diferenças negativas, indicando que a inclusão dos fluxos contribuiu para uma diminuição na temperatura média na RMSP. Entretanto, como foi visto nas seções anteriores, após 48 horas de simulação, os resultados não são muito confiáveis.

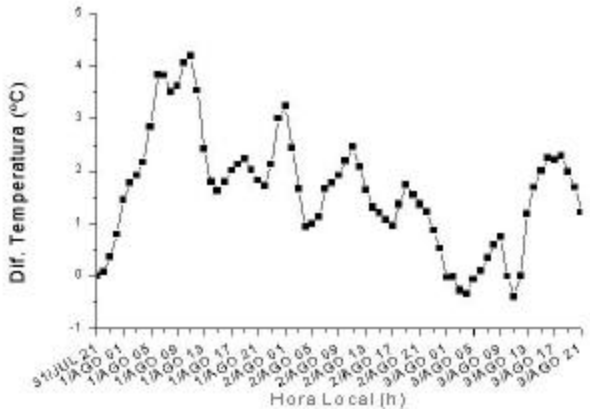



*Figura 3.10: Diferença de temperatura ao nível de 33,4 m entre a simulação com a utilização das fontes antropogênicas e a simulação sem a utilização das mesmas.*

### 3.3.6. Conclusões sobre a validação do modelo.

Como se pôde notar das seções anteriores, a introdução do esquema TEB na representação dos processos de superfície que ocorrem na RMSP, através do seu acoplamento com o modelo LEAF-2, trouxe uma melhora aos resultados obtidos pela modelagem numérica com o modelo RAMS. Uma melhora notável é observada nas primeiras horas de simulação em função da inclusão das fontes antropogênicas.

Os resultados obtidos com o TEB mostraram que esse esquema fornece resultados bastante confiáveis para previsões de até 48 horas, período esse geralmente utilizado nos centros de previsão de tempo operacional.

Apesar dos valores obtidos com o esquema TEB terem sido apenas um pouco superiores ao LEAF-2, dada a grande diversidade de fatores que não são bem conhecidos e a possibilidade de um melhor ajuste dos mesmos dentro deste esquema, espera-se que simulações futuras com as modificações adequadas, obtidas de experimentos específicos, possam fornecer resultados superiores e bem próximos à realidade.

A principal vantagem do TEB reside no fato de existirem representações dos processos físicos associados à camada limite urbana. Portanto, o TEB é mais adequado para estudos sobre impacto de modificações da estrutura urbana sobre a circulação atmosférica local, além de possibilitar o estudo de medidas como o Rodízio Municipal de Veículos através da modificação das contribuições das fontes antropogênicas de calor associados à emissão veicular.

Através da comparação entre as simulações com a utilização das fontes antropogênicas e sem a utilização das mesmas, verificou-se que a inclusão dessas fontes é responsável por diferenças de temperaturas de até 4º C, sendo que a maior influência dessas fontes se dá no período noturno.

# 4. Circulações Locais e sua influência sobre a dispersão de poluentes.

Neste capítulo serão apresentados os resultados de algumas simulações realizadas durante o inverno do ano de 1999. Todas elas foram feitas com o esquema TEB, descrito no capítulo anterior e têm diferentes objetivos. O primeiro conjunto de simulações tem o objetivo de verificar qual o papel de diferentes forçantes sobre a intensidade e propagação da brisa marítima, fator esse, determinante na dispersão de poluentes sobre a RMSP. A primeira forçante considerada foi a circulação de grande escala durante o período utilizado para a validação do esquema TEB. A segunda forçante é a topografia complexa da região, que pode gerar circulações do tipo vale-montanha, principalmente nas porções à leste e noroeste da RMSP. A terceira forçante é a ilha de calor urbana gerada pelo próprio efeito de urbanização e pelas atividades humanas na RMSP. O papel da umidade do solo sobre esse tipo de circulação local também foi analisado. A interação entre a ilha de calor urbana e a brisa lacustre faz parte do segundo conjunto de simulações. Algumas análises sobre o impacto dos grandes corpos d'água localizados na RMSP foram realizadas através da diferença entre uma simulação com a presença desses corpos d'água e uma outra em que eles foram substituídos pelo tipo de vegetação predominante na área onde eles se encontram. O terceiro conjunto de simulações verifica o efeito da urbanização na geração de circulações associadas à ilha de calor urbana. Finalmente, alguns dados observacionais obtidos pela rede automática da CETESB foram utilizados na avaliação do impacto causado pela ilha de calor urbana e da brisa marítima sobre a dispersão de alguns poluentes.

## 4.1. Análise da circulação de grande escala e seu papel sobre a intensidade e propagação da brisa marítima.

Essa seção tem o objetivo de verificar a situação da circulação de grande escala e o comportamento da brisa marítima durante o período utilizado para a validação do modelo (01 de agosto de 1999 – 04 de agosto de 1999). Para isso, foi feita uma assimilação dos dados do modelo global do CPTEC e dos dados de superfície numa grade com resolução horizontal de 140 km, sendo utilizados 40 pontos nas direções zonal e meridional e 30 níveis verticais com o espaçamento inicial de 70 metros (o que coloca o primeiro nível do modelo na altura de 33,4 m) e com um aumento por um fator de 1,2 até o nível de 1000 m.

As figuras a seguir apresentam a evolução do campo de vento (m/s) ao nível de 33,4 m acima da superfície e da pressão reduzida ao nível médio do mar para o período analisado.

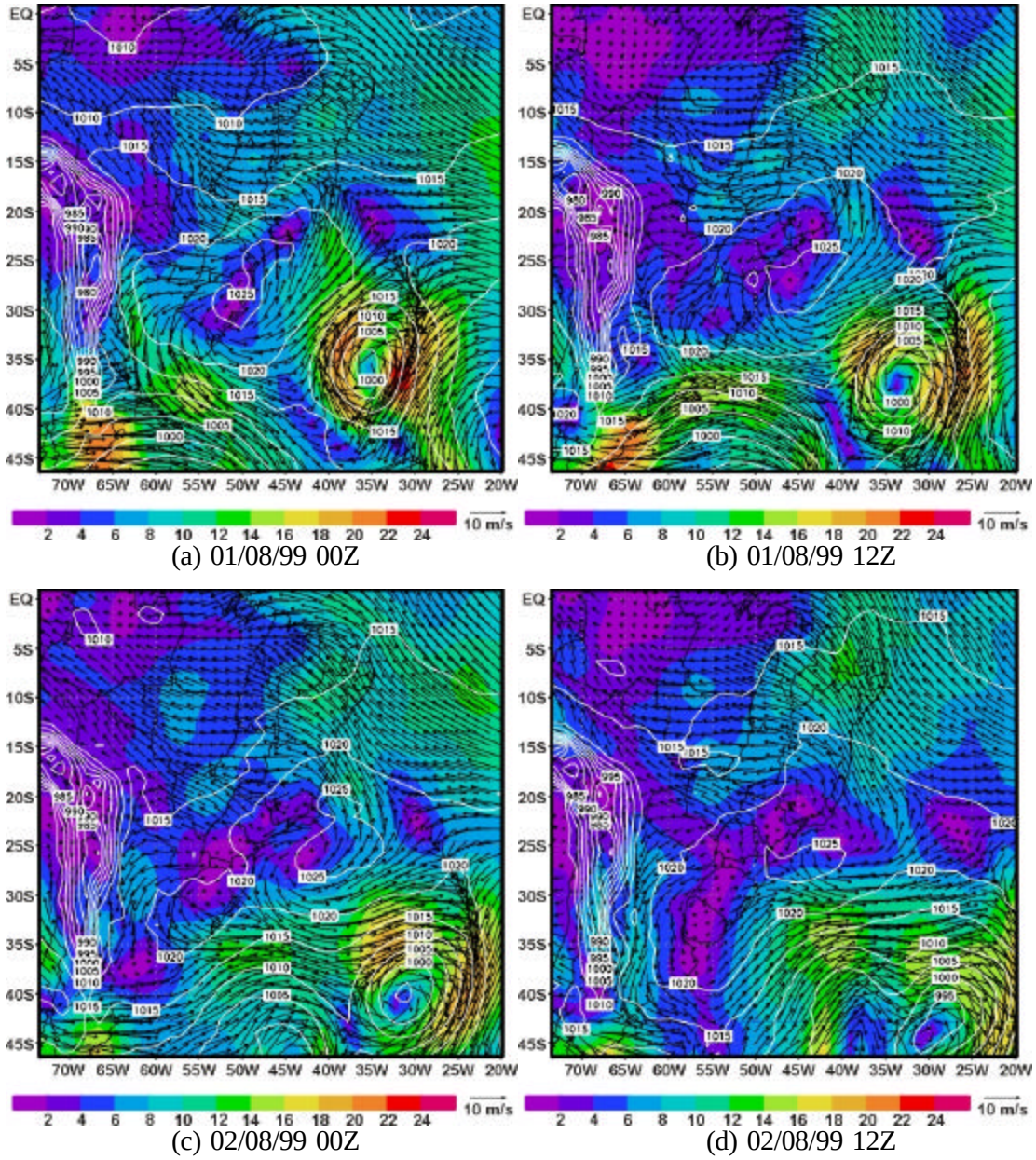
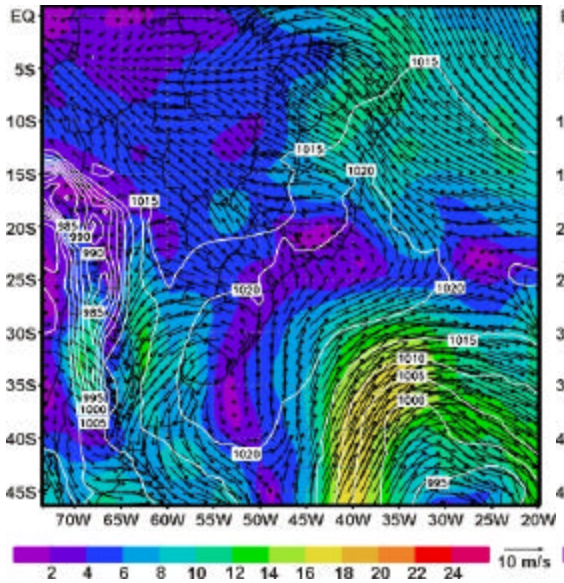
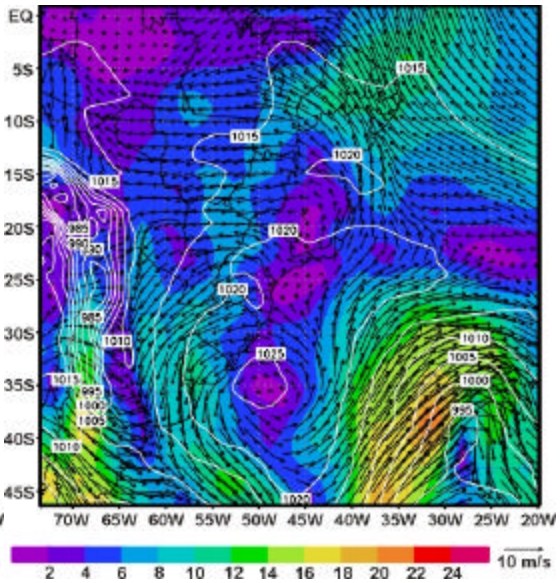


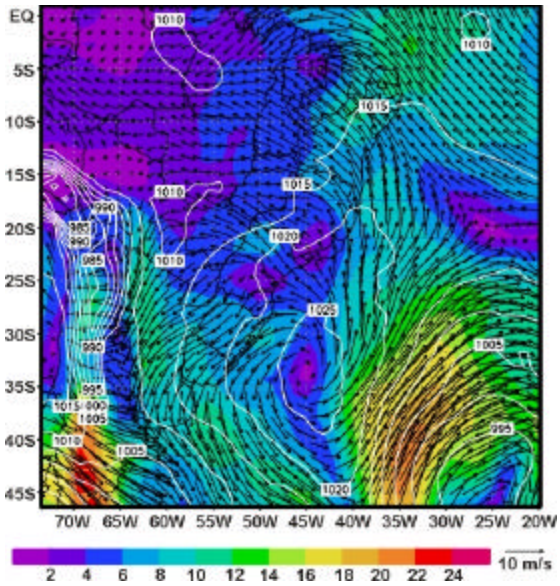

*Figura 4.1 : Evolução do campo do vento (m/s) o nível de 33,4 m acima da superfície e pressão reduzida ao nível médio do mar (hPa) durante o período analisado. Em (a) 00Z do dia 01/08/99, em (b) 12Z do dia 01/08/99, em (c) 00Z do dia 02/08/99, em (d) 12Z do dia 02/08/99, em (e) 00Z do dia 03/08/99, em (f) 12Z do dia 03/08/99 e em (g) 00Z do dia 04/08/99. As barras de cores indicam a magnitude do vento em m/s.*




(e) 03/08/99 00Z




(f) 03/08/99 12Z




(g) 04/08/99 00Z

*Figura 4.1: Continuação.*

No horário das 00 Z do dia 01 de agosto (Figura 4.1a) verifica-se a presença de uma zona de baixa pressão centrada em aproximadamente 36º S e 35º W associada à passagem de um sistema frontal que, nesse horário, já estava sobre o oceano. Os ventos nessa região variam entre 5 e 25 m/s. O surgimento de uma segunda zona de baixa pressão pode ser identificado em latitudes mais altas, cerca de 55º W. Nas porções Sul e Sudeste do Brasil, verifica-se o domínio de uma zona de pressão relativamente alta (não muito organizada), centrada em 26º S e 50º W. Esta zona de alta pressão faz com que os ventos sejam de quadrante S-SE em toda a região Sudeste e Brasil Central. Sobre o Estado de São Paulo,

predominam os ventos de quadrante S com intensidade variando entre 4 e 6 m/s em toda a porção leste e ventos de quadrante SE no interior do estado com intensidades variando entre 6 e 12 m/s.

No horário das 12 Z do dia 01 de agosto (Figura 4.1b), a zona de baixa pressão sofre um pequeno deslocamento para leste e um certo enfraquecimento. Os ventos têm intensidade variando entre 5 e 20 m/s. O segundo centro de baixa pressão desloca-se para nordeste, contribuindo para o deslocamento da região de alta pressão sobre o continente. A zona de alta pressão, além de sofrer um deslocamento para nordeste, se expande e causa um enfraquecimento dos ventos no litoral do estado de São Paulo em conseqüência de seu posicionamento. Na porção noroeste do estado os ventos têm intensidade entre 4 e 6 m/s e são de SE-E e nas porções leste e nordeste de NE com intensidades entre 2 e 6 m/s.

No período noturno (Figura 4.1c), observa-se um deslocamento para leste dos centros de baixa pressão e um predomínio da alta pressão por praticamente todo o continente. Um segundo núcleo de alta pressão começa a se formar sobre o Rio Grande do Sul. Ocorre uma pequena intensificação dos ventos sobre o leste do Estado de São Paulo com ventos predominantemente de NE no litoral.

Às 12 Z do dia 2 de agosto, as zonas de baixa pressão praticamente se acoplam. A intensidade dos ventos nessa região varia entre 3 e 15 m/s. O núcleo de alta pressão que estava próximo ao litoral paulista sofre um deslocamento para leste fazendo com que os ventos na porção leste do estado sejam de NE. O segundo núcleo de alta pressão é mais evidente nesse horário e está localizado entre o Uruguai e o Rio Grande do Sul. Os ventos no leste do estado de São Paulo apresentam-se relativamente fracos, variando entre 1 e 4 m/s.

O acoplamento das zonas de baixa pressão forma um grande cavado a leste de 45º W, e que vai até a latitude de aproximadamente 27º S por volta das 00 Z do dia 03 de agosto (Figura 4.1e). Nesse horário, ventos moderados (4 m/s) de quadrante SE são observados no litoral paulista.

Durante o período da manhã do mesmo dia (Figura 4.1f), a região de alta pressão que estava no sul do país sofre um pequeno deslocamento para leste e se fortalece, juntamente com o deslocamento do cavado. No Estado de São Paulo, predominam os ventos de SE no interior, de S no sul do estado e ventos fracos de E na porção leste-nordeste.

Finalmente, no horário das 00 Z do dia 04 de agosto (Figura 4.1g), verifica-se a organização da zona de alta pressão sobre o oceano cerca de 34º S e 45º W. Este posicionamento da alta faz com que os ventos em todo o estado se intensifiquem, atingindo intensidades entre 4 e 10 m/s.

Durante todo o período analisado, verifica-se que não houve a ocorrência de ventos de quadrante SW ou NW sobre o Estado de São Paulo. Ventos desses quadrantes, dependendo de sua intensidade, são conhecidos por contribuir negativamente na propagação da brisa marítima e sua penetração continente adentro. Sendo assim, serão analisados os ventos nos quadrantes NE, E, SE e S que ocorreram no período em conseqüência da presença das duas zonas de alta pressão.

A seguir, serão apresentados os resultados obtidos da simulação realizada para a validação do modelo para o mesmo período. Os campos de vento apresentados são relativos à segunda grade do modelo, com uma resolução espacial de 4 km, para que se possa verificar a extensão de propagação da brisa e sua intensidade, dependendo da situação de grande escala atuante, ou seja, do posicionamento dos centros de alta pressão.

A Figura 4.2 mostra o campo do vento para o horário das 11 Z (08 HL) do dia 01 de agosto de 1999. Apesar dos ventos utilizados para a inicialização do modelo serem de SE (em conseqüência do resfriamento do continente em relação ao oceano ser maior) verifica-se a formação de uma brisa terrestre no litoral de São Paulo. Nessa figura, fica também evidenciado o papel da topografia na circulação de brisa. É possível notar que a brisa terrestre não se caracteriza em toda a faixa litorânea. Fica clara a presença da frente de brisa, porém, a brisa terrestre não é intensa o suficiente para penetrar no oceano, dada a configuração dos ventos na noite anterior (predominantes de SE em todo o leste do Estado).

Regiões de topografia relativamente plana ou que não apresentem uma variação abrupta de altitude em direção ao oceano, como é o caso da região de Registro e litoral Sul do estado, não são favoráveis à formação da brisa terrestre quando da presença de ventos relativamente fortes de quadrante SE, gerados pela circulação de grande escala. Na região entre a RMSP e a cidade de Santos, em decorrência da presença da escarpa da Serra do Mar, o efeito conhecido por ventos de montanha (ventos que vêm do alto das elevações em direção às regiões mais baixas em conseqüência da taxa diferencial de resfriamento para diferentes altitudes) soma-se ao efeito do resfriamento diferencial entre terra e água, possibilitando a formação da brisa terrestre. O efeito da topografia sobre a circulação de brisa será melhor abordado na próxima seção. Ainda nessa figura, verifica-se a presença de ventos fortes ao norte e noroeste da RMSP também originados pelo efeito Vale-Montanha.

Por volta das 13 Z (não mostrado), a circulação de brisa marítima já é evidente sobre o continente bem próxima à linha de costa em quase todo o litoral. A frente de brisa atinge a porção sul da RMSP (23,7º S – 46,5º W) por volta das 15 Z e fica praticamente estacionada nessa posição por várias horas.

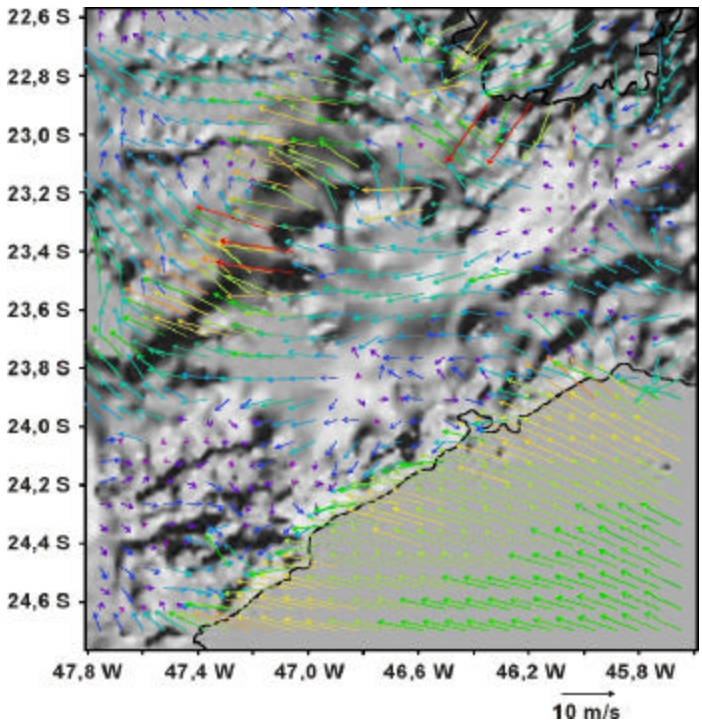



*Figura 4.2: Campo do vento ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 11 Z do dia 01/08/99.*

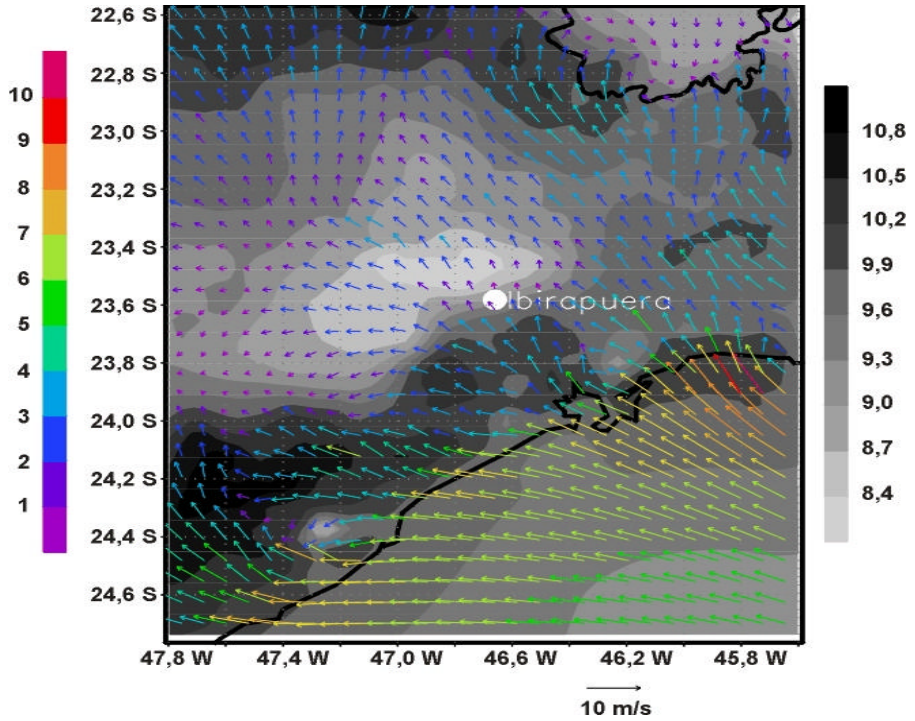



*Figura 4.3: Campo do vento e razão de mistura para o horário das 19 Z do dia 01/08/1999. A barra de cores à esquerda indica a intensidade do vento (m/s) e a barra da direita indica a razão de mistura (g/kg).*

Por volta das 19 Z, a frente de brisa atinge o centro da RMSP, conforme pode ser visto na Figura 4.3. Na região do parque do Ibirapuera (indicada na figura) a intensidade dos ventos é de aproximadamente 2 m/s. Nessa região é possível identificar o gradiente de razão de mistura delimitando a frente de brisa. Nota-se que existe uma bifurcação dos ventos ao sul do parque do Ibirapuera em resposta ao aumento da rugosidade da superfície na RMSP. Entre 21 Z e 22 Z a brisa se combina com a circulação já existente na região e perde sua caracterização.

Com a entrada da brisa marítima houve um aumento significativo de umidade, como era de se esperar. No horário das 14 Z, a razão de mistura na região do Ibirapuera era de aproximadamente 7,8 g/kg. Os ventos nesse horário eram de aproximadamente 2 m/s. Após a passagem da brisa a razão de mistura atinge valores de aproximadamente 10 g/kg e os ventos nessa região chegam a 4 m/s por volta das 20 Z.

No segundo dia de simulação, por volta das 03 Z já é possível notar no litoral a formação de uma brisa terrestre. Essa circulação atinge sua máxima penetração no oceano por volta das 11 Z, conforme pode ser verificado na Figura 4.4. Nesse horário, os ventos próximos à linha de costa já dão indícios do início da brisa marítima. Na RMSP, os ventos apresentam-se fracos (entre 2,5 e 3,0 m/s) e de quadrante NE. A razão de mistura é da ordem de 9,5 g/kg. Na região à noroeste da RMSP já não se observam ventos tão fortes como os do dia anterior.

Por volta das 19 Z, a brisa marítima atinge o sul da RMSP (cerca de 4 horas mais tarde que no dia anterior). Os ventos na célula de brisa têm intensidade em torno de 3 e 5 m/s e são semelhantes aos do dia anterior. Com a chegada da brisa na região do parque do Ibirapuera (Figura 4.5), há um grande aumento na razão de mistura atingindo um máximo de cerca de 10,7 g/kg, sendo esse, o maior valor observado para esta região durante todo o período analisado. A chegada da brisa se dá por volta das 20 Z. Observa-se nesse horário o alto nível de umidade no litoral paulista e sobre o oceano, com valores superiores a 12 g/kg.

É interessante notar que, apesar da frente de brisa ter sofrido um atraso em sua chegada na porção sul da RMSP com relação ao dia anterior, seu avanço por sobre a cidade ocorreu bem mais rápido (cerca de 1 hora após sua chegada na porção sul). Como será visto na próxima seção, este fato é decorrência, ou pelo menos tem grande contribuição, da formação de circulações locais geradas pela ilha de calor urbana. KHAN & SIMPSON (2001), obtiveram resultados semelhantes para a área urbana de Brisbane, Austrália.

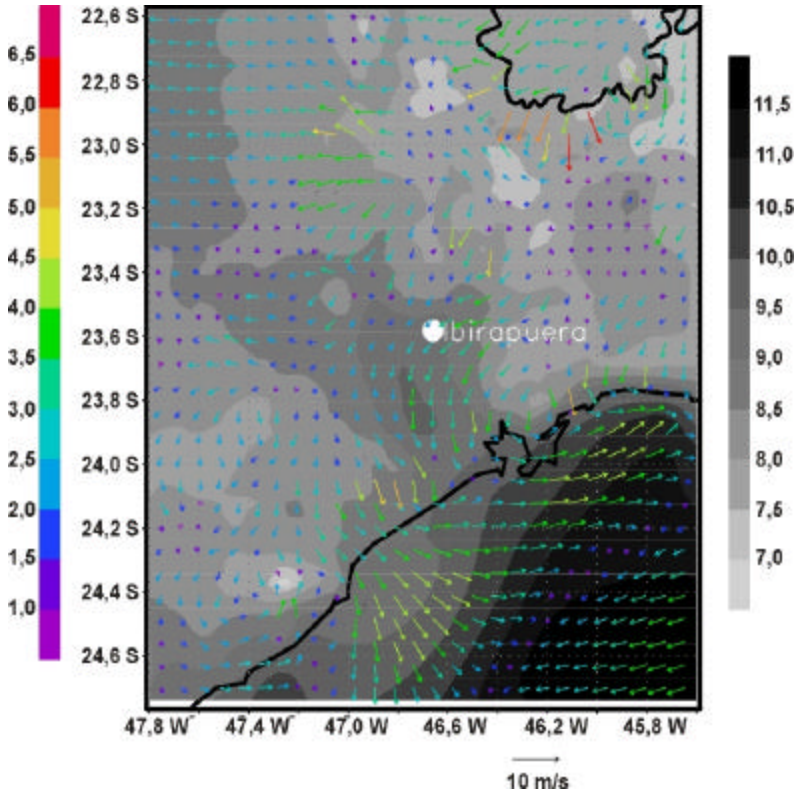



*Figura 4.4: Mesmo que na Figura 4.3 para o horário das 11Z do dia 02/08/1999.*

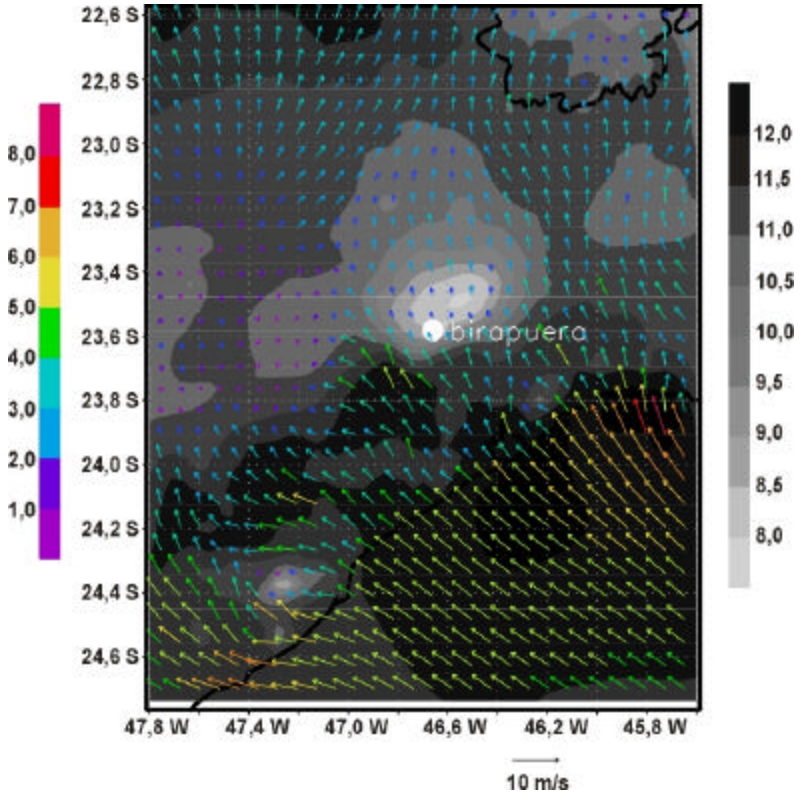



*Figura 4.5: Mesmo que na Figura 4.3 para o horário das 20Z do dia 02/08/1999.*

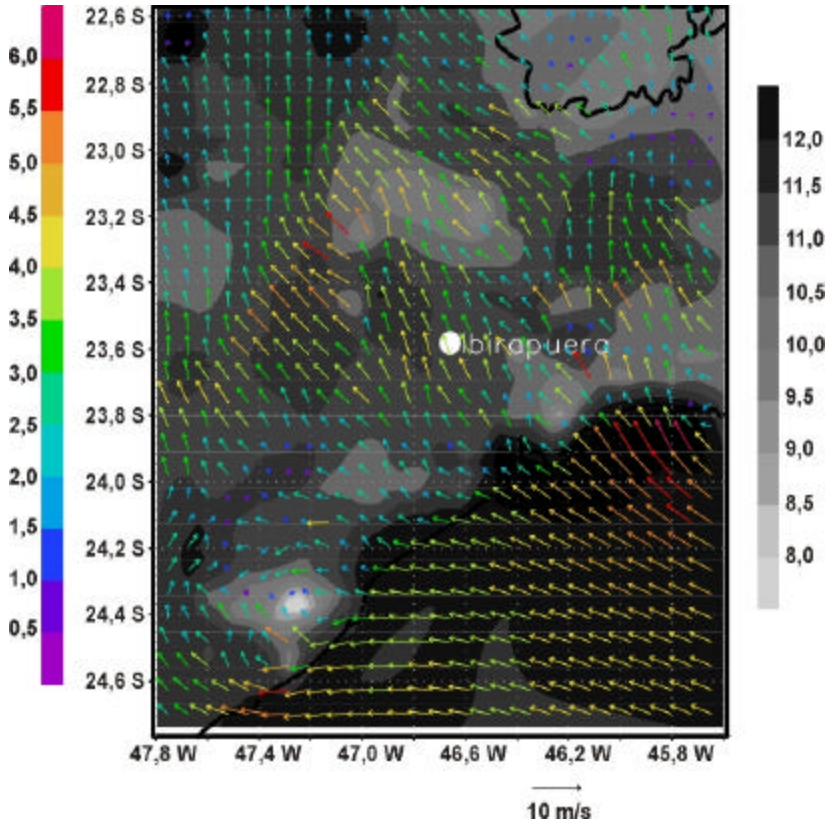



*Figura 4.6: Mesmo que na Figura 4.3 para o horário das 23Z do dia 02/08/1999.*

Outra diferença observada entre o dia 01 e o dia 02 de agosto é a penetração da brisa sobre o interior do estado. No primeiro dia, após sua chegada na RMSP, os ventos sofrem uma redução em intensidade e logo se desfaz a célula de brisa. No segundo dia, a célula de brisa se funde com as circulações geradas pela cadeia de montanhas localizada à noroeste da RMSP e chega a ultrapassar a região de Campinas (Figura 4.6). Entretanto, a umidade associada à brisa não ultrapassa a RMSP na maior parte da região que define a frente de brisa. Apenas em sua porção sudoeste há indícios desse transporte de umidade. É provável que a brisa apenas sirva como um mecanismo de intensificação da circulação já existente naquela região. Nesse horário (23 Z), os ventos na RMSP têm intensidade variando entre 3,5 e 5 m/s. Na região supostamente definida como a frente de brisa, ventos superiores a 5 m/s são observados.

No horário das 11 Z do dia 03/08/99 (Figura 4.7), os ventos à noroeste da RMSP se intensificam em conseqüência da circulação gerada pelas elevações existentes na região. Ventos de montanha de até 9 m/s são observados nesse horário. Simultaneamente, no litoral paulista, verifica-se que a brisa terrestre não teve a mesma intensidade dos dias anteriores e quase não é percebida. A mudança na direção dos ventos nessa região mostra que a brisa

marítima começa a se formar. Há uma pequena redução na umidade sobre todo o domínio da grade. Na RMSP, a razão de mistura é da ordem de 9,5 g/kg e a intensidade dos ventos é da ordem de 4 m/s.

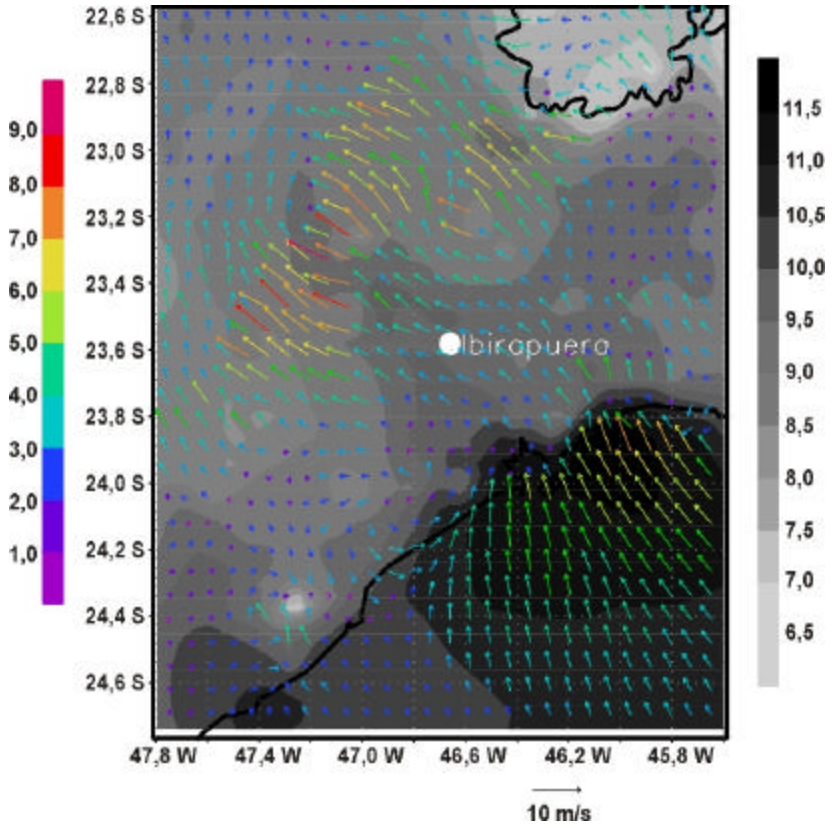



*Figura 4.7: mesmo que na Figura 4.3 para o horário das 11Z do dia 03/08/1999.*

Durante o período da tarde do dia 03 de agosto, devido à situação de grande escala favorável, a brisa marítima teve uma propagação mais rápida, atingindo a RMSP por volta das 17 Z. Porém, dada a configuração de ventos fortes de SE previamente à ocorrência da brisa, a propagação de sua frente não fica tão clara nas análises realizadas. Uma inspeção nas séries de temperatura e umidade para as estações do IAG-AF (Figura 3.4) e do Ibirapuera (Figura 3.5) mostra que após às 17 Z houve uma queda na temperatura e um aumento considerável na umidade por volta das 21 Z, dando indícios da passagem da brisa por essas localidades.

As principais diferenças encontradas durante o período analisado ocorreram entre os dias 01 e 02. No primeiro dia, o posicionamento da zona de alta pressão, localizado à nordeste da RMSP e litoral, impôs um regime de ventos de NE sobre todo o estado. Essa pode ser uma das razões pela qual a brisa marítima teve uma propagação menor. Após sua chegada na RMSP, a brisa enfraquece e logo perde sua caracterização. Por outro lado, este mesmo posicionamento da zona de alta pressão, fez com que a brisa terrestre ocorrida entre esses dias

fosse mais intensa e atingisse uma distância maior sobre o oceano. Com o deslocamento da primeira zona de alta pressão para nordeste, uma segunda zona de alta pressão se formou no sul do país impondo um regime de ventos de S e SE sobre o estado de São Paulo. Nesse dia, a brisa marítima teve uma intensidade semelhante à do dia anterior, porém, a velocidade de propagação da frente de brisa foi bem maior. O posicionamento do cavado à sudeste do litoral também contribui para essa configuração. Aparentemente, a brisa ultrapassa a RMSP e se acopla com a circulação gerada pela depressão existente à NW e chega a penetrar no interior do estado. Entretanto, como não há transporte de umidade acompanhando a "frente de brisa", é possível que a brisa apenas contribua para a intensificação dessa circulação já existente. Em concordância com a análise feita para o dia anterior, a brisa terrestre foi muito fraca, em conseqüência do posicionamento da zona de alta pressão.

Apesar do pequeno período estudado, fica claro que o posicionamento das zonas de alta pressão é determinante na intensificação/desintensificação da célula de brisa e na sua propagação. Entretanto, é necessário que se realize um maior número de experimentos para confirmar esses efeitos.

### 4.2. O efeito da topografia sobre a brisa marítima.

Para verificar o papel da topografia sobre a brisa marítima foram realizados alguns experimentos hipotéticos. Para isso, foram criados vários arquivos de topografia correspondentes a 0%, 40%, 80% e 100% da topografia real. O modelo foi inicializado com uma sondagem retirada das análises do modelo global do CPTEC com a modificação nos valores do vento, que foram reduzidos (aproximadamente 0 m/s). As simulações foram realizadas para um período de 48 horas sendo iniciadas as 06 Z do dia 01 de agosto de 1999. Em todas as simulações foi utilizada uma grade com espaçamento horizontal de 4 km. Na vertical, foram utilizados 23 níveis em coordenadas sigma, com um espaçamento inicial de 100 m próximo à superfície e uma amplificação por um fator de 1,2 até a altura de 1000 m (grade telescópica) para permitir um melhor detalhamento da Camada Limite. Acima de 1000 m, o espaçamento permaneceu constante e igual a 1000 m. Para a análise, foram extraídas informações sobre o vento projetado numa linha perpendicular à linha de costa (45º da direção original), aqui referenciado como vento de brisa.

As Figuras 4.8-4.11 mostram perfis verticais do vento de brisa para o ponto de longitude de 46,146 W e latitude 23,955 S que fica próximo à linha de costa (primeiro ponto em terra localizado sobre a linha perpendicular à costa). Na Figura 4.8, correspondente à simulação sem topografia, verifica-se que no primeiro dia a brisa marítima tem início entre 15

Z e 16 Z (12 HL – 13 HL). A intensidade máxima dos ventos dentro da célula de brisa atinge cerca de 4 m/s por volta das 20 Z (17 HL). A extensão da circulação com ventos de sudeste é de aproximadamente 600 m. A corrente de retorno tem intensidade máxima de 3 m/s e tem uma extensão vertical da ordem de 800 m (de 700 até 1500 m). Os ventos de sudeste se mantêm por um período de aproximadamente 13 horas. Por volta das 07 Z (04 HL) verifica-se a inversão na direção dos ventos dando início à brisa terrestre. Os ventos na célula de brisa atingem valores máximos na corrente principal de aproximadamente 2 m/s e na corrente de retorno cerca de 3 m/s. A extensão vertical é de aproximadamente 600 m na corrente principal e 900 m na corrente de retorno. Os ventos de noroeste na corrente principal se mantêm por um período de aproximadamente 10 horas. No segundo dia de simulação a circulação de brisa é mais intensa, com ventos superiores a 4 m/s na corrente de brisa e ventos superiores a 3 m/s na corrente de retorno. A extensão vertical também é maior, sendo de aproximadamente 900 m na corrente de brisa e de 1200 m na corrente de retorno.

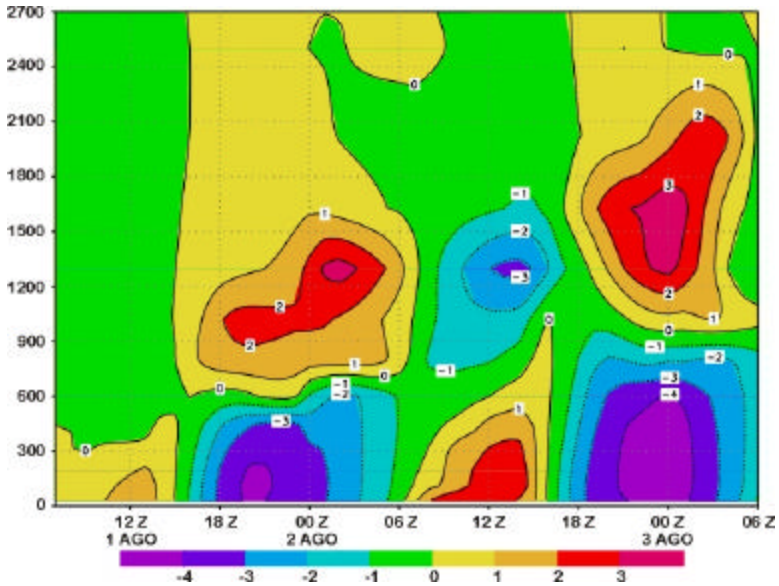



*Figura 4.8: Perfil vertical da projeção do vento na direção perpendicular a linha de costa em São Paulo (vento de brisa) para a longitude de 46,146 W e latitude 23,955 S para o caso de topografia nula. (a barra de cores indica a intensidade do vento em m/s)*

Na Figura 4.9, correspondente à simulação utilizando 40% do valor real da topografia, verifica-se que a brisa tem início um pouco mais cedo, por volta das 14 Z. A corrente de brisa sofre uma pequena intensificação e a região de velocidade máxima fica um pouco mais elevada indo desde a superfície até aproximadamente 500 m no primeiro dia e até aproximadamente 700 m no segundo dia. As correntes de retorno sofrem uma pequena desintensificação e já não se apresentam em forma de circulação fechada, provavelmente acopladas com a circulação de retorno originada pelas elevações da escarpa da Serra do Mar.

A brisa terrestre também sofre uma pequena intensificação. Verifica-se no segundo dia de simulação que a brisa terrestre tem início um pouco mais cedo, por volta das 04 Z (01 HL), e que os ventos na corrente principal atingem cerca de 4 m/s. Entretanto, a extensão vertical da corrente principal é bem menor do que na simulação sem a topografia, atingindo aproximadamente 300 m. Esta circulação permanece por um período de aproximadamente 10 horas.

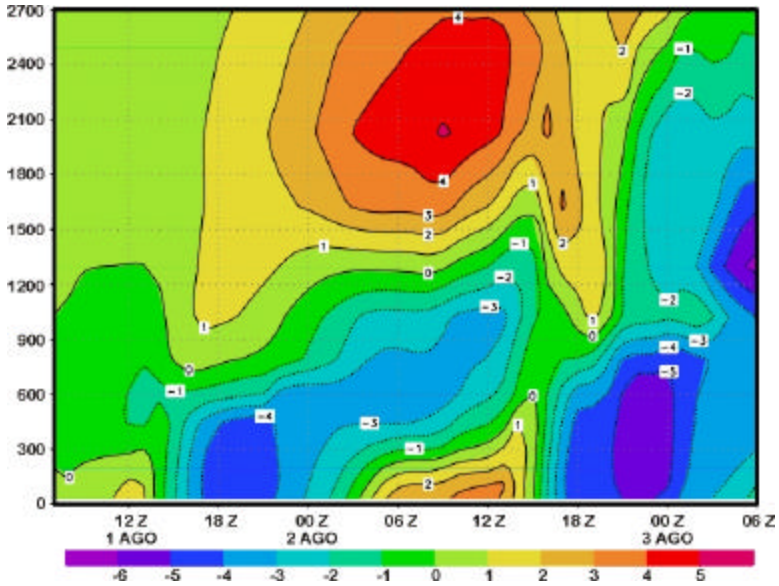



*Figura 4.9: Mesmo que na Figura 4.8 para o caso de topografia com 40 % do valor real.*

Na Figura 4.10 e na Figura 4.11, correspondentes às simulações utilizando 80 e 100 % do valor real de topografia, respectivamente, verifica-se que a brisa tem início gradativamente mais cedo. Os núcleos de velocidade máxima têm uma extensão vertical maior, indo desde a superfície até cerca de 900 m. Na região de velocidade máxima da corrente principal de brisa marítima, a intensidade do vento varia entre 4 e 6 m/s. A corrente de retorno fica melhor definida na simulação com o uso da topografia real, porém, com ventos bem fracos. A brisa terrestre, na simulação com a topografia real, tem início por volta das 03 Z (00 HL) e tem uma duração de aproximadamente 10 horas, com ventos de intensidade variando entre 2 e 4 m/s na região de velocidade máxima da corrente principal. A extensão da corrente principal é de aproximadamente 500 m. A corrente de retorno da brisa terrestre é mais bem definida que a da brisa marítima. O centro de velocidade máxima nessa corrente possui ventos com intensidade superior a 8 m/s e está localizado a uma altura de aproximadamente 1300 m. A extensão vertical dessa corrente é de 1300 m. Estes efeitos são causados pela associação da brisa marítima com os ventos de vale-montanha.

Durante o período noturno, os ventos frios vindos do topo das montanhas em direção ao vale são chamados de vento de montanha. A extensão da circulação varia entre 10 e 400 m dependendo do vale. Velocidades da ordem de 1 a 8 m/s são freqüentemente observadas. Uma fraca circulação de retorno carregando ar quente é chamada de ventos anti-montanha (STULL, 1988).

Durante o dia, ar quente escoa calmamente em direção ao topo das montanhas, formando o chamado vento de vale. A corrente de ar relativamente frio acima (corrente de retorno) é chamada de vento anti-vale. A Figura 4.12 mostra estas componentes do vento ao longo do vale.

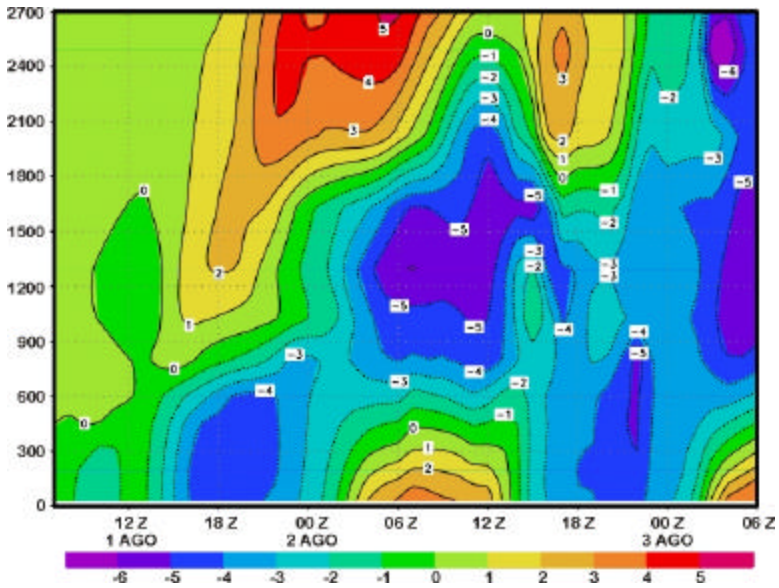



*Figura 4.10: Mesmo que na Figura 4.8 para o caso de topografia com 80 % do valor real.*

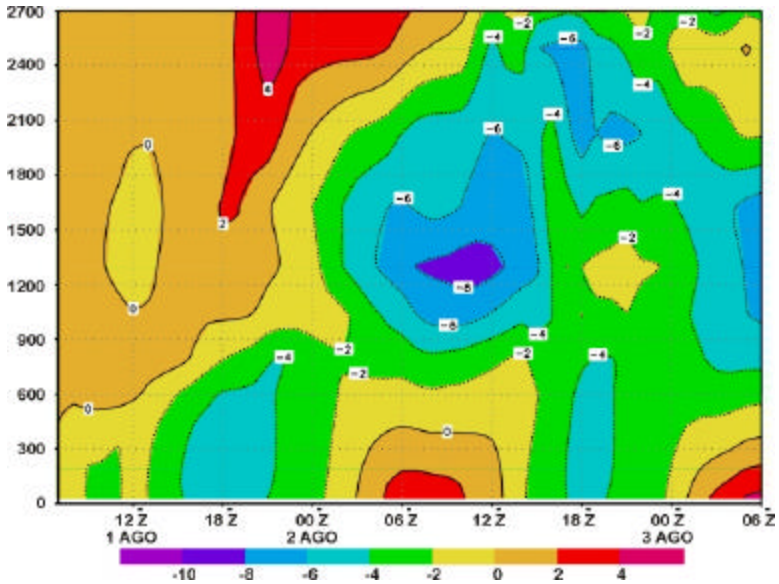



*Figura 4.11:* Mesmo que na *Figura 4.8* para o caso de topografia real.

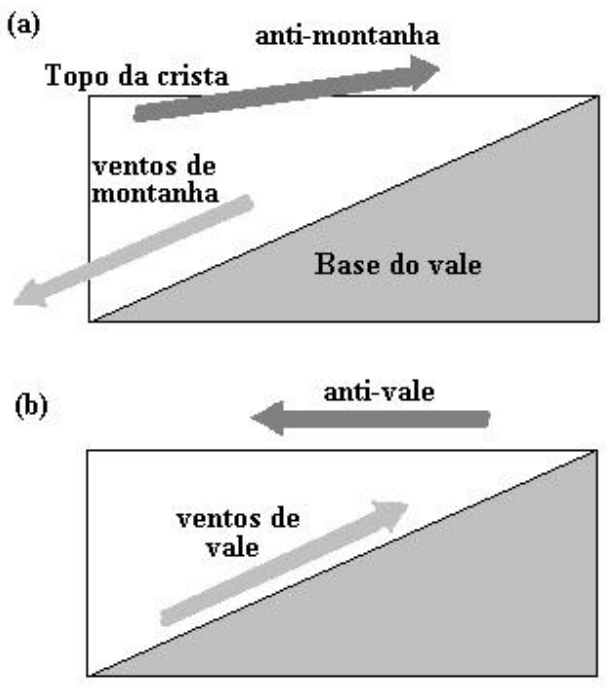



*Figura 4.12: Ventos ao longo do vale. (a) ventos de montanha e anti-montanha (noite). (b) ventos de vale e anti-vale (dia) Adaptado de STULL, 1988.*

Nas Figuras 4.13-4.16 são apresentados os perfis verticais do vento de brisa para o ponto de longitude de 46,536º W localizado na porção sudeste da RMSP. Na Figura 4.13, correspondente à simulação sem a topografia, a brisa marítima atinge a RMSP por volta das 22 Z (19 HL). A velocidade de propagação da frente de brisa é de aproximadamente 8,6 km/h (60 km em aproximadamente 7 horas). A corrente de brisa atinge seu máximo por volta das 00 Z com velocidades de até 5 m/s. A extensão vertical máxima é da ordem de 900 m no primeiro dia de simulação e de 1200 m no segundo. Na corrente de retorno os ventos são da ordem de 2-3 m/s com uma extensão vertical de aproximadamente 1200 m no primeiro dia e 1500 m no segundo. Os ventos de sudeste nessa região permanecem por um período de aproximadamente 11 horas nos dois dias de simulação. A inversão na direção dos ventos ocorre por volta das 10 Z (07 HL) no segundo dia de simulação. Os ventos nessa circulação são relativamente fracos (cerca de 1 m/s) tanto na corrente principal quanto na corrente de retorno.

Com o aumento da topografia (Figuras 4.14 – 4.16), a intensidade da brisa aumenta, chegando a atingir valores da ordem de 10 m/s na região de velocidade máxima, localizada acima de 400 m. A extensão vertical para o caso em que a topografia foi de 80% do valor real

(Figura 4.15) é superior a 1100 m. A brisa atinge a RMSP por volta das 18 Z (15 HL) e a velocidade de propagação da frente de brisa é de aproximadamente 12 m/s para este caso.

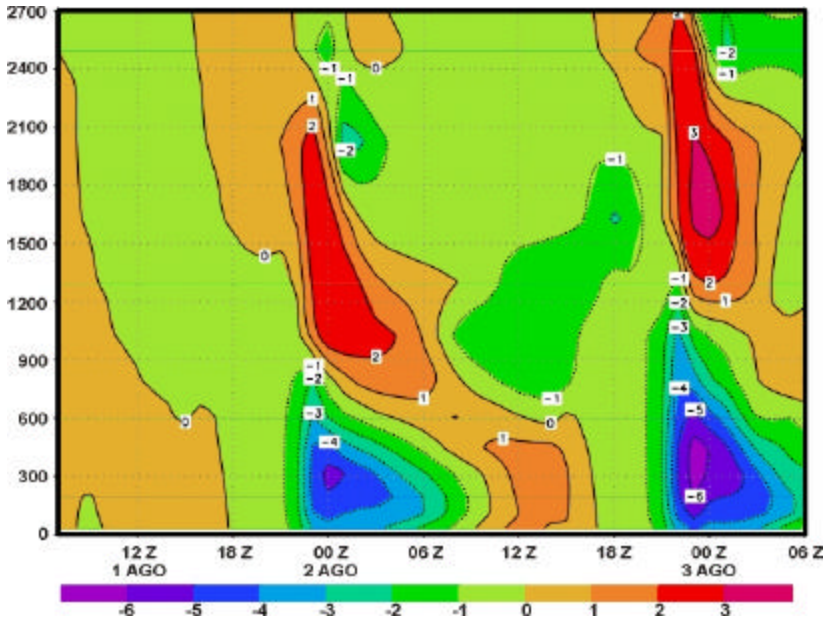



*Figura 4.13: Perfil vertical da projeção do vento na direção perpendicular a linha de costa em São Paulo (vento de brisa) para a longitude de 46,536º W para o caso de topografia nula.*

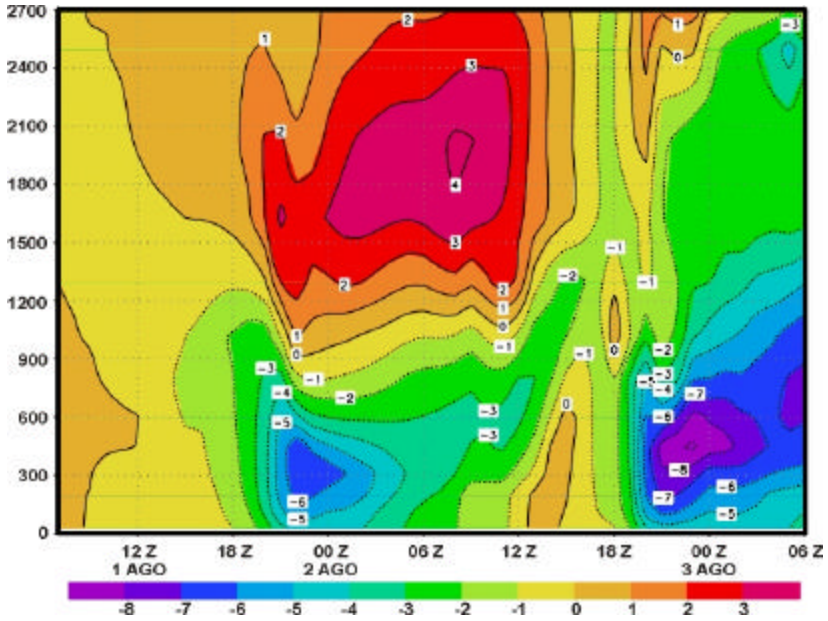



*Figura 4.14: Mesmo que na Figura 4.13 para o caso de topografia com 40 % do valor real.*

Para o caso com a topografia real (Figura 4.16), verifica-se a chegada da brisa marítima por volta das 18 Z (15 HL) nos dois dias. A região de velocidade máxima apresenta ventos com intensidades de 10 m/s a uma altura de 450 m. A corrente principal no primeiro

dia tem uma extensão vertical de aproximadamente 900 m (300 a mais que no caso sem topografia) e é superior a 1000 m no segundo. No primeiro dia de simulação é possível identificar uma corrente de retorno com extensão vertical de 1300 m e ventos de até 4 m/s. No segundo dia essa corrente está acima dos 2500 m. Nota-se que após a chegada da brisa no primeiro dia, não há uma inversão na direção dos ventos próximos à superfície que caracterizariam a presença da brisa terrestre nessa região.

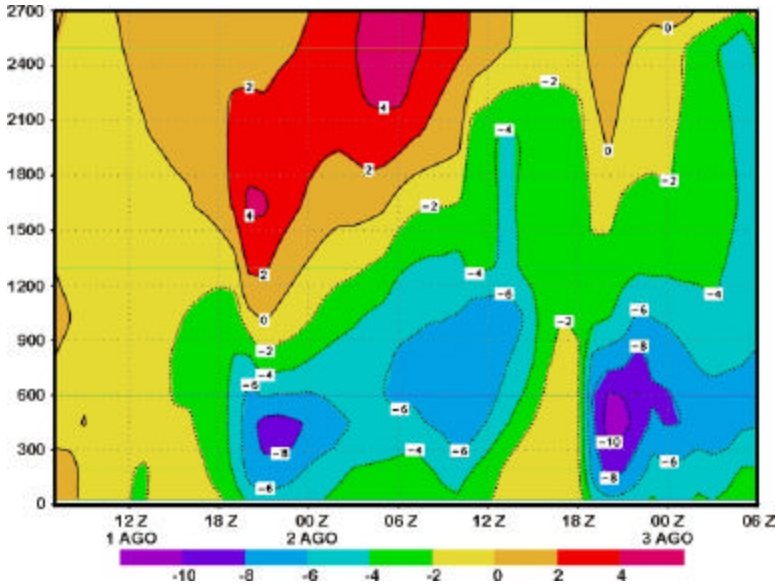



*Figura 4.15: Mesmo que na Figura 4.13 para o caso de topografia com 80 % do valor real.*

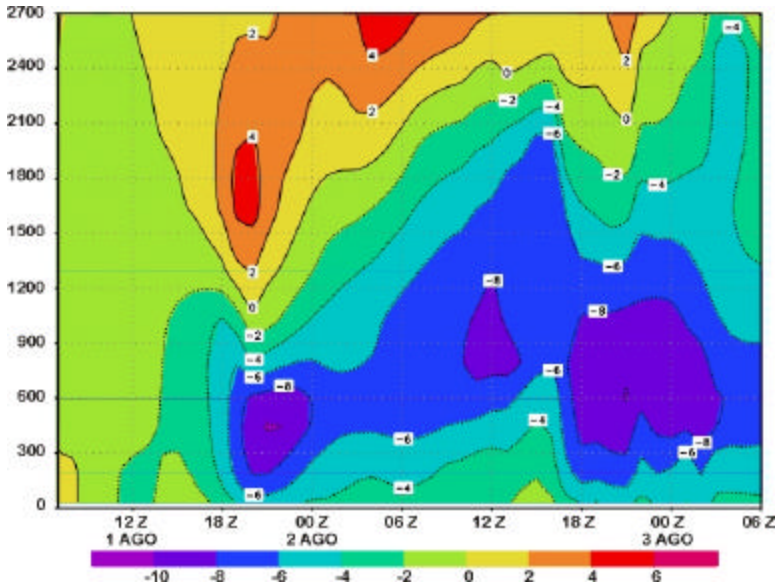



*Figura 4.16: Mesmo que na Figura 4.13 para o caso de topografia real.*

### 4.2.1. Conclusões.

Os experimentos realizados mostram que a brisa marítima, bem como a brisa terrestre, sofrem grande influência da topografia. Os principais aspectos que podem ser observados dessas simulações são:

- A topografia contribui para uma antecipação no horário de início da brisa marítima. As circulações do tipo vale-montanha geradas pela Serra do Mar se combinam com as circulações da brisa marítima.
- Existe uma intensificação dos ventos na célula de brisa e uma maior extensão vertical dessa célula em decorrência do acoplamento brisa marítima e circulações vale-montanha.
- A topografia contribui para um avanço mais rápido da frente de brisa que, no caso de topografia real, tem uma velocidade de aproximadamente 12 km/h.
- Em decorrência do efeito topográfico, circulações do tipo brisa terrestre não são observadas na RMSP.

Os resultados aqui obtidos confirmam as afirmações de SILVA (1986) e VIDALE (1992).

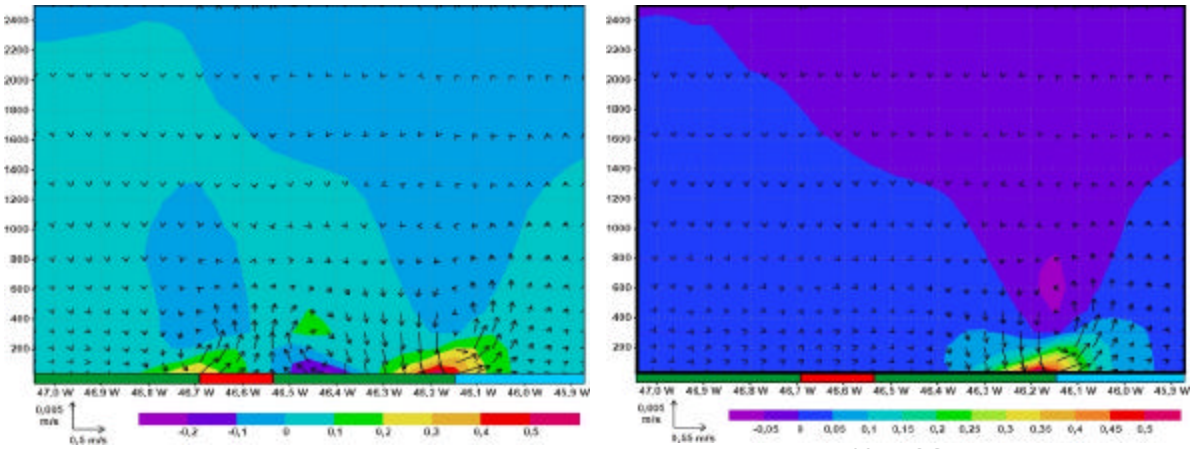
## 4.3. A interação entre a ilha de calor urbana e a brisa marítima.

Como referência para esta análise, semelhantemente à análise realizada na seção anterior, foi realizado um corte numa direção perpendicular a linha de costa e que passa pelos pontos de longitude 46,575º W e latitude 23,559º S, correspondente à região do Parque Dom Pedro II, localizado na RMSP, e de longitude 46,146º S e latitude de 23,955º S, correspondente ao ponto localizado na costa. A distância entre os dois pontos é de aproximadamente 62 km (calculado através do Sistema de Informações Geográficas SPRING).

Foram realizadas duas simulações sendo a primeira delas com a presença da cidade (simulação CC) e a segunda sem a presença da mesma (simulação SC). Ambas as simulações foram realizadas sem a presença da topografia na tentativa de observar apenas o efeito causado pela presença da RMSP sobre a brisa marítima. Para as duas simulações foi utilizada uma grade com espaçamento horizontal de 4 km. Na vertical, foram utilizados 23 níveis em coordenadas sigma, com um espaçamento inicial de 100 m próximo à superfície e uma amplificação por um fator de 1,2 até a altura de 1000 m, mantendo o espaçamento constante (1000 m) acima dessa altura. O dia escolhido para a análise foi o dia 01 de agosto de 1999,

que, por ser um domingo, apresenta um efeito menor das fontes antropogênicas, destacando assim o efeito das construções. O efeito das fontes antropogênicas será destacado adiante, quando será verificado também o papel da umidade do solo.

Nas primeiras horas de simulação, que correspondem ao período noturno, observa-se a formação de ventos de noroeste, indicando o aparecimento da brisa terrestre que se forma em função do resfriamento do continente. A Figura 4.17 (a e b) mostra o perfil vertical do vento de brisa para o horário das 09 Z (06 HL) para as simulações com cidade e sem cidade, respectivamente, onde é possível observar essa circulação. Nesse horário, observa-se que na simulação com a presença da cidade (Figura 4.17a) existe uma segunda célula de circulação nas proximidades da região urbana, causada pelo efeito de ilha de calor. Nessa região, existe uma convergência de ventos na porção sudeste da área urbana com movimento ascendente até o nível de 600 m, causando uma re-circulação do ar sobre a RMSP.



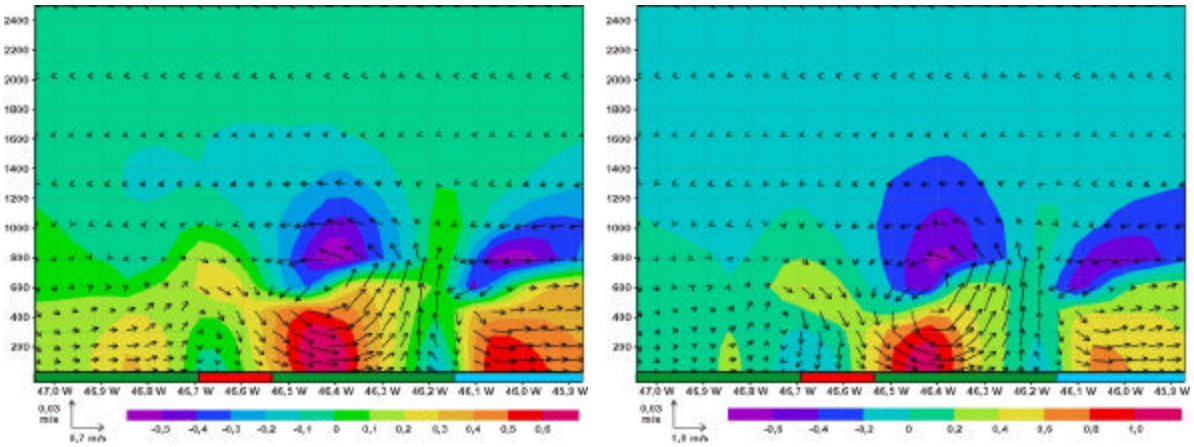
09 Z CC (a) 09 Z SC (b)

*Figura 4.17: Perfil vertical da projeção do vento na direção perpendicular a linha de costa em São Paulo (» 45º), "vento de brisa", para as simulações com cidade (CC) e sem cidade (SC) no horário das 09 Z. A barra de cores superior, na base da figura, indica as regiões do oceano (azul claro), algum tipo de vegetação (verde) e região urbana (vermelho).A barra de cores inferior indica a intensidade do vento de brisa (em m/s). Os vetores correspondem à composição entre o vento de brisa e o componente vertical do vento (w). A intensidade desses componentes é apresentada no canto inferior esquerdo de cada figura.*

Esta configuração permanece até a 8ª hora de simulação (14 Z) até que às 15 Z (12 HL) se inicia a circulação de brisa marítima, conforme pode ser verificado na Figura 4.18 (a e b). Com o início da brisa marítima há uma divisão da circulação de brisa terrestre em duas células sendo uma localizada sobre o oceano e uma outra localizada entre a RMSP e a linha de costa. A extensão vertical da célula de brisa terrestre é bastante parecida nas duas simulações. A corrente principal tem uma extensão de aproximadamente 600 m com ventos de NW de até 0,8 m/s e a corrente de retorno tem uma extensão vertical de aproximadamente

500 m com ventos de SE de até 0,6 m/s. Na região onde se inicia a brisa marítima, verifica-se movimento ascendente desde a superfície até mais ou menos 1000 m.

Na região localizada a noroeste da RMSP (regiões à esquerda da área vermelha nas figuras), observa-se que na simulação com cidade existem ventos de NW mais fortes que na simulação sem cidade em decorrência do efeito convergente causado pela região urbana.



15 Z CC (a) 15 Z SC (b)

*Figura 4.18: Mesmo que na Figura 4.17 para o horário das 15 Z.*

As Figuras 4.19(a – p) apresentam a evolução temporal da brisa marítima para as duas simulações.

No horário das 19 Z (16 HL) verifica-se corrente abaixo da frente de brisa, na simulação com a cidade, a presença de ventos de SE até o centro da região urbana enquanto que à noroeste da RMSP os ventos são de NW causando convergência no centro da cidade. A frente de brisa está localizada aproximadamente em 46,3º W. Na simulação sem cidade, entre a área urbana e a frente de brisa, existe uma região com ventos de NW impedindo a progressão da frente de brisa, mantendo esta um pouco à sudeste de 46,3º W. A intensidade dos ventos na célula de brisa marítima é semelhante nos dois casos.

Às 20 Z (17 HL), na simulação com cidade, já existem correntes ascendentes relativamente intensas na porção noroeste da RMSP e na região da frente de brisa. A frente de brisa está localizada aproximadamente em 46,45º W. A região de ventos de NW permanece entre a área urbana e a frente de brisa na simulação sem cidade. A frente de brisa nesse caso está localizada em aproximadamente 46,35º W.

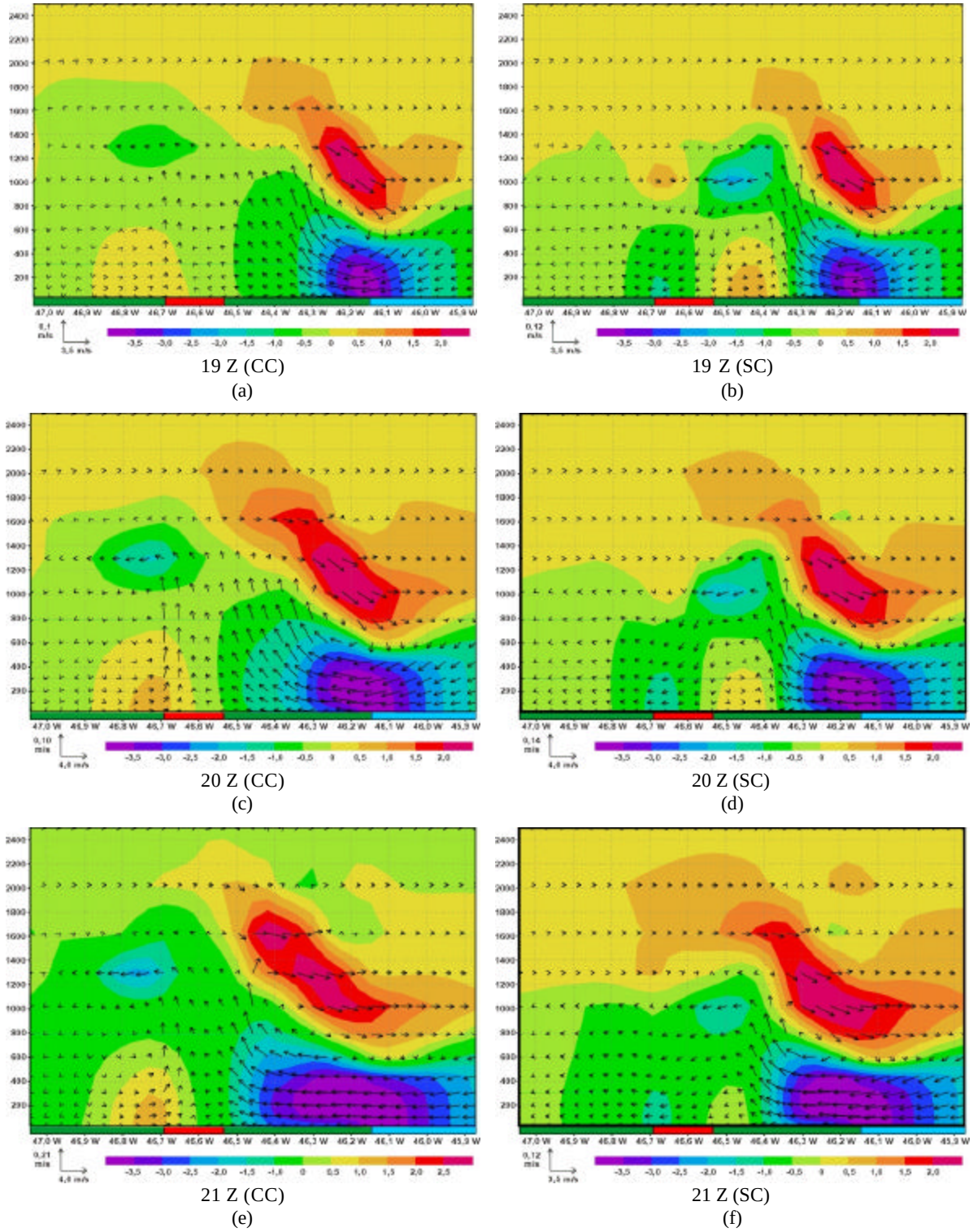
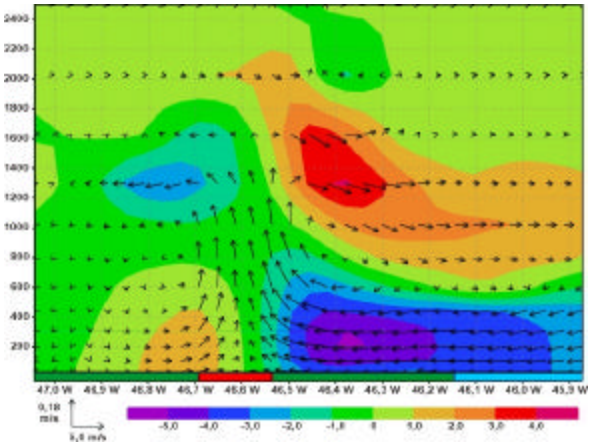
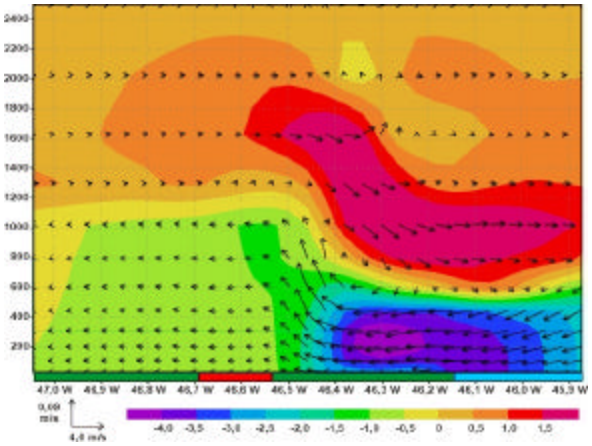


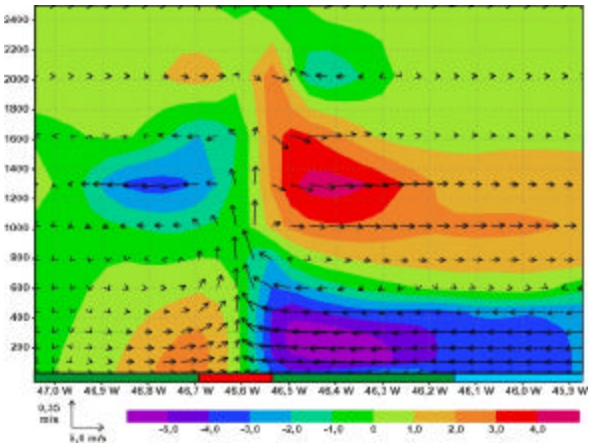

*Figura 4.19: Evolução temporal da brisa marítima para as simulações com cidade (CC) e sem cidade (SC). A barra de cores superior, na base da figura, indica as regiões do oceano (azul claro), algum tipo de vegetação (verde) e região urbana (vermelho). A barra de cores inferior indica a intensidade do vento de brisa (em m/s). Os vetores correspondem à composição entre o vento de brisa e o componente vertical do vento (w). A intensidade desses componentes é apresentada no canto inferior esquerdo de cada figura.*



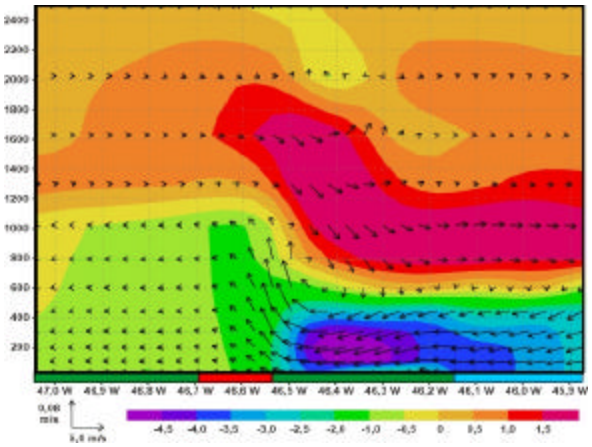
22 Z (CC)
(g)



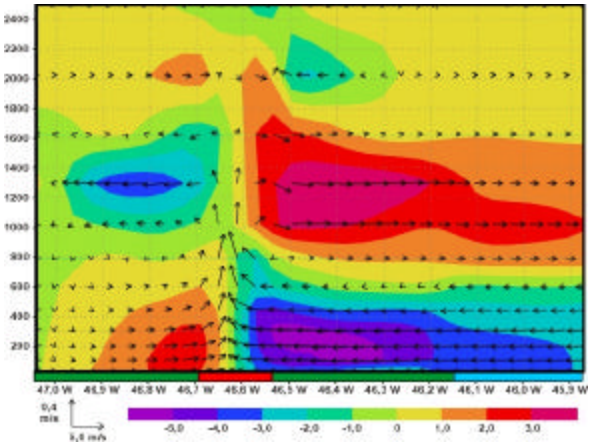
22 Z (SC)
(h)



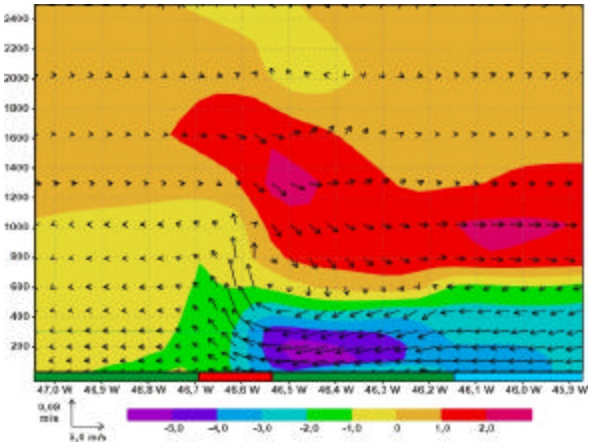
23 Z (CC)
(i)



23 Z (SC)
(j)

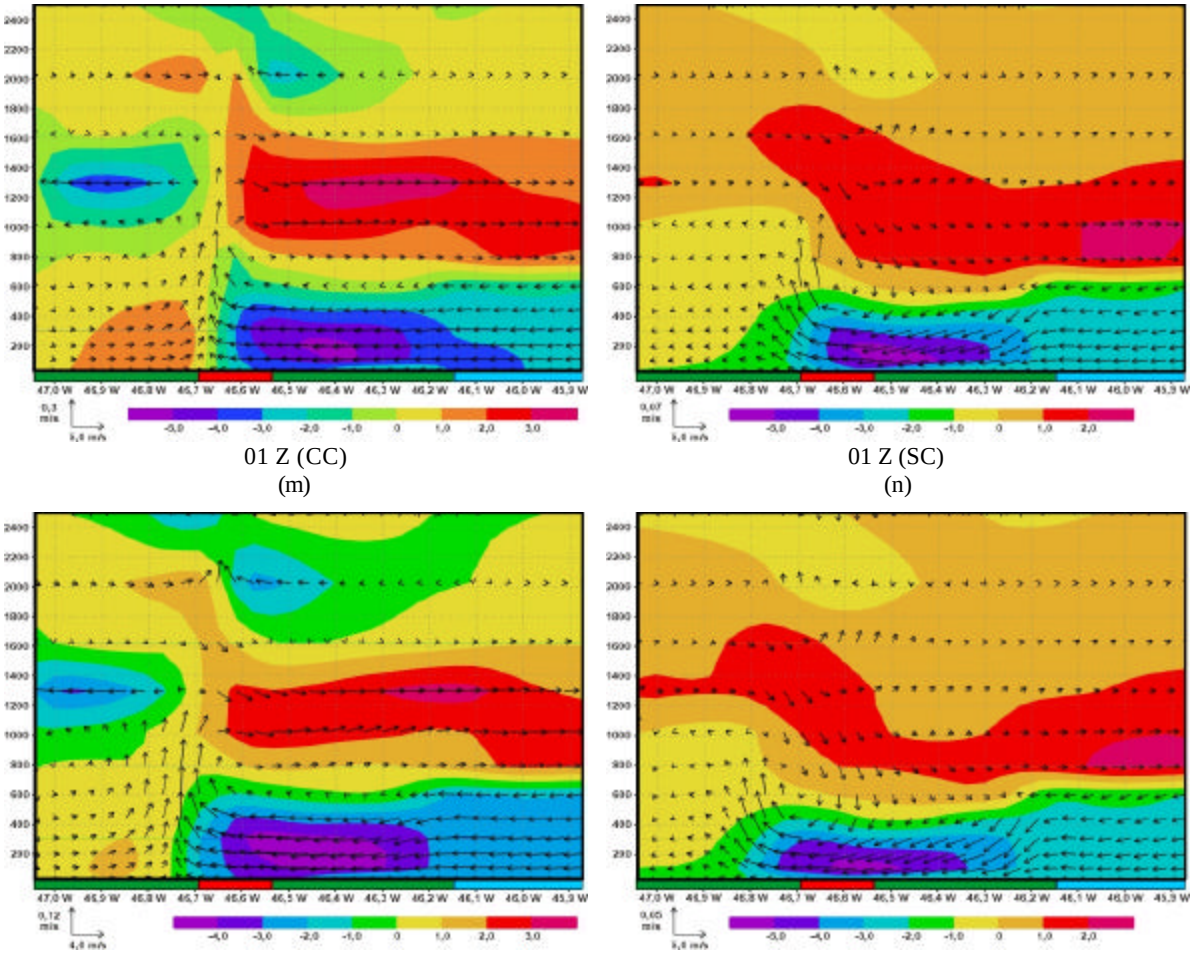


00 Z (CC)
(k)



00 Z (SC)
(l)

*Figura 4.19: Continuação.*



01 Z (CC)
(m)

01 Z (SC)
(n)

02 Z (CC)
(o)

02 Z (SC)
(p)

*Figura 4.19: Continuação.*

A circulação de ilha de calor fica bem visível no horário das 21 Z (18 HL). Nesse horário, na simulação com a cidade, a célula de brisa tem sua frente localizada em aproximadamente 46,5º W e tem uma extensão vertical de aproximadamente 1800 m. Na corrente principal os ventos de SE tem intensidade de até 3,5 m/s e na corrente de retorno ventos de NW com intensidades maiores que 2 m/s. Na simulação sem cidade a extensão vertical da célula de brisa é semelhante àquela da simulação com cidade. A região com ventos de NW que estava entre a frente de brisa e a região urbana desaparece. A frente de brisa está localizada em aproximadamente 46,4º W.

A chegada da brisa marítima na RMSP acontece por volta das 22 Z (19 HL) na simulação com cidade. A corrente ascendente localizada no centro da cidade apresenta ventos de até 0,18 m/s, indo desde a superfície até aproximadamente 1600 m. Neste caso, a velocidade média de propagação da frente de brisa foi de 2,4 m/s (8,6 km/h). No mesmo

horário, na simulação sem a cidade, a frente de brisa esta localizada em aproximadamente 46,5º W. As correntes ascendentes nesse caso são mais fracas com ventos de intensidade de 0,09 m/s. Os ventos na célula de brisa também são mais fracos variando entre 4 m/s na corrente principal e 1,5 m/s na corrente de retorno.

Até as 00 Z (21 HL), a frente de brisa permanece na mesma posição na simulação com a cidade. Há uma intensificação das correntes ascendentes que apresentam ventos de intensidade de até 0,4 m/s. Na simulação sem a cidade, a brisa marítima atinge a RMSP por volta das 00 Z (cerca de duas horas mais tarde que na simulação com cidade), tendo uma velocidade de propagação de 1,85 m/s (6,6 km/h). As correntes ascendentes associadas à frente de brisa apresentam ventos de até 0,09 m/s. Os ventos na corrente principal têm intensidade de 5,0 m/s e na corrente de retorno de 2,0 m/s. A célula de brisa nesse caso tem uma extensão vertical um pouco menor que no caso da simulação com a cidade.

Entre às 01 Z (22 HL) e 02 Z (23 HL) a brisa marítima passa pela RMSP na simulação com a cidade. Nesses horários, verifica-se uma propagação mais rápida da frente de brisa na simulação sem a presença da cidade. Isto se deve ao fato de que a circulação gerada pela ilha de calor mantém ventos de NW corrente abaixo da frente de brisa, bloqueando a passagem desta última. No caso sem cidade, essa "barreira" não existe, permitindo uma propagação mais rápida.

Um aspecto importante observado nessas simulações é a grande diferença existente na intensidade das correntes ascendentes nas duas simulações. A presença da região urbana contribui para velocidades verticais cerca de 5 vezes mais fortes do que seriam caso ela não existisse. Essas correntes ascendentes contribuem consideravelmente para o transporte vertical de umidade. A Figura 4.20 apresenta uma amostra desse fato. Nessa figura, são apresentados os perfis verticais de razão de mistura (g/kg) para as duas simulações no horário das 00 Z (21 HL). Nota-se, sobre a região urbana, a grande diferença entre as simulações. Por exemplo, as isolinhas que delimitam os valores entre 6,5 e 7,0 g/kg encontram-se entre 1400 e 1600 m na simulação com cidade. As mesmas isolinhas estão numa região menos espessa em torno de 1100 m na simulação sem cidade. Dependendo do teor de umidade e das condições de estabilidade da atmosfera esse fato pode contribuir para a formação de nuvens e até, precipitação, fator importante para a dispersão de poluentes no inverno.

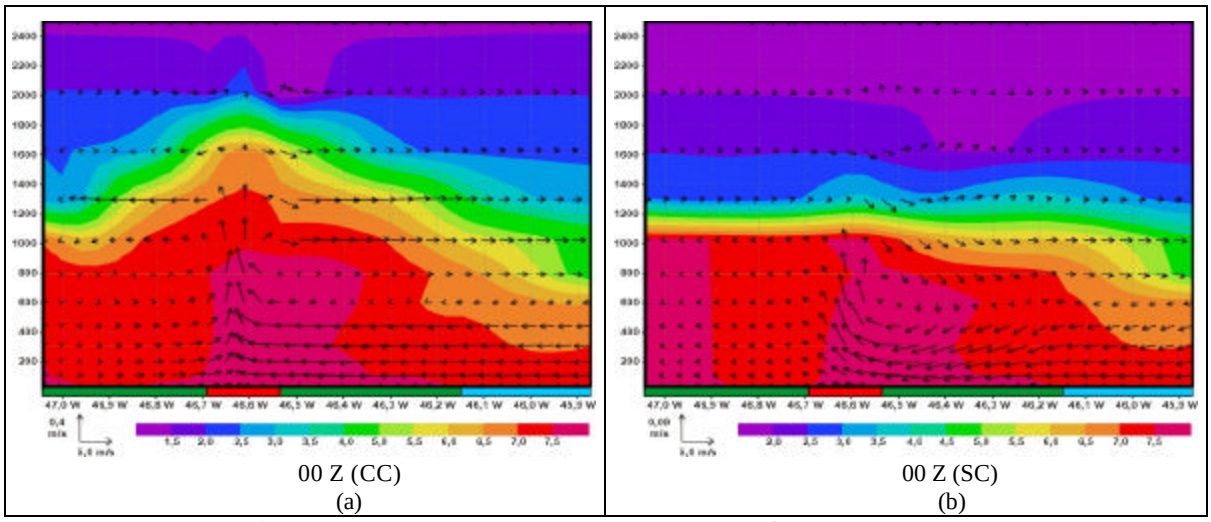



*Figura 4.20: Perfil vertical da razão de mistura para o horário das 00 Z para as simulações com cidade (CC) e sem cidade (SC). A barra de cores superior, na base da figura, indica as regiões do oceano (azul claro), algum tipo de vegetação (verde) e região urbana (vermelho). A barra de cores inferior indica a razão de mistura (em g/kg). Os vetores correspondem à composição entre o vento de brisa e o componente vertical do vento (w). A intensidade desses componentes é apresentada no canto inferior esquerdo de cada figura.*

### 4.3.1. O papel da umidade do solo e das fontes antropogênicas.

Outro aspecto analisado foi o impacto causado pela umidade do solo nas circulações de brisa e ilha de calor. Foi realizada uma simulação com a presença da cidade e com uma redução de 30 % na umidade do solo em cada uma das camadas. A Figura 4.21mostra o corte vertical do vento de brisa, juntamente com a componente vertical do vento, para o horário das 15 Z (12 HL), instante em que se percebe o início da brisa marítima junto à linha de costa. Observa-se que nesse horário a circulação de brisa marítima já tem ventos de sudeste com intensidades entre 0,2 e 0,4 m/s. Na região da cidade, existe um pequeno núcleo com ventos de sudeste, entre o seu centro e sua porção noroeste, mais intensos que na simulação com o solo úmido (Figura 4.18a). Os ventos de NW nessa região são bem menos intensos que no caso de solo úmido. A circulação de brisa terrestre, remanescente do dia anterior, é um pouco mais intensa e sua extensão vertical é semelhante ao caso de solo úmido.

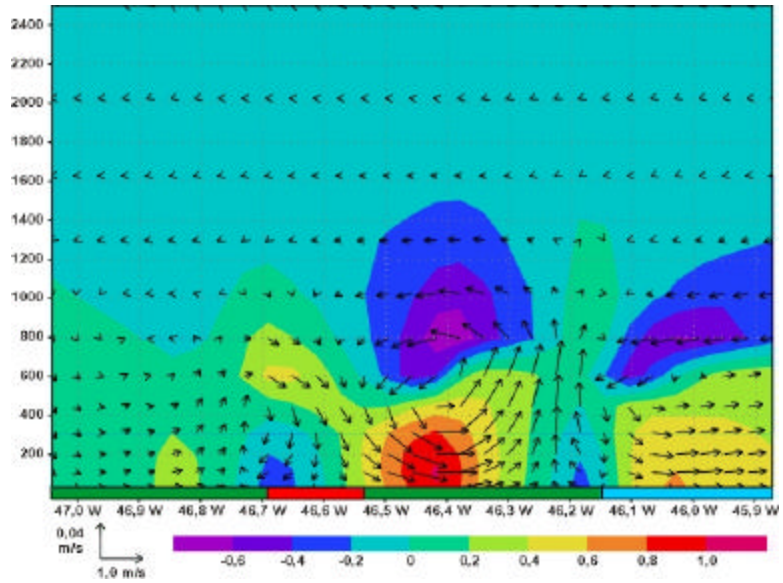
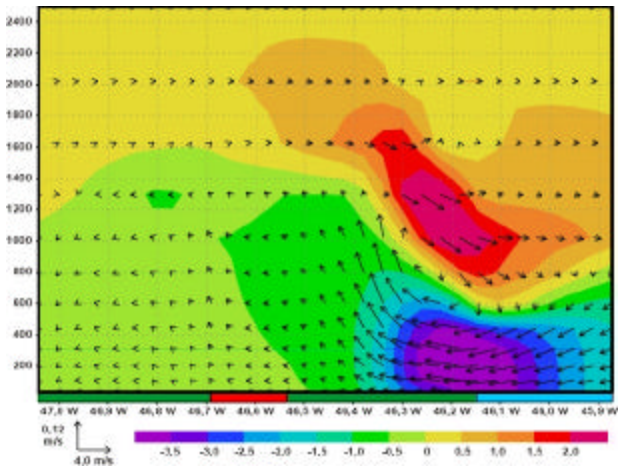


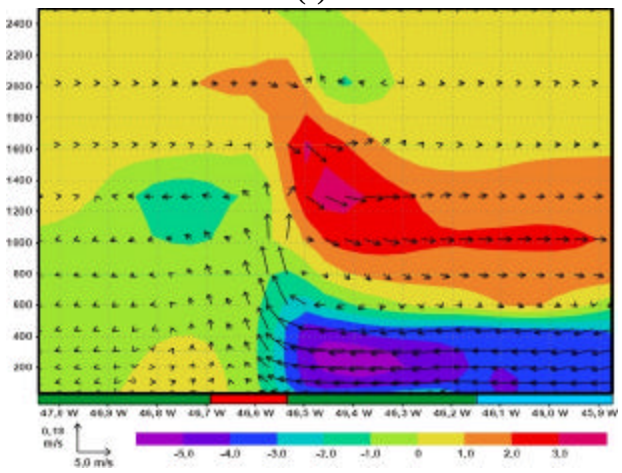

*Figura 4.21: Perfil vertical da projeção do vento na direção perpendicular a linha de costa em São Paulo (» 45º), o "vento de brisa", para a o horário das 15 Z (12HL) para o caso de solo seco. A barra de cores superior indica as regiões do oceano (azul claro), algum tipo de vegetação (verde escuro) e região urbana (vermelho).*

A Figura 4.22 (a-c) mostra a evolução temporal do vento de brisa na qual é possível acompanhar a propagação da frente de brisa para o caso de solo seco. No horário das 20 Z (17 HL) a frente de brisa está localizada em aproximadamente 46,4º W, com ventos de intensidade de 3,5 m/s na corrente principal e de 2,0 m/s na corrente de retorno, semelhantemente ao caso de solo úmido. A grande diferença entre as duas simulações para esse horário é a configuração dos ventos na área urbana. Na simulação com solo úmido (Figura 4.19 c), em decorrência do contraste de temperatura entre a região urbana e as áreas vizinhas, existe uma região de convergência, com ventos de NW entre o centro da cidade e aproximadamente 46,9º W e ventos de SE entre o centro da cidade e a frente de brisa. Nota-se na Figura 4.22a que essa zona de convergência não aparece quando o solo esta relativamente seco. Isso acontece porque com a redução na umidade do solo o contraste de temperatura é bem menor, pois há um aumento na razão de Bowen nas áreas vizinhas à região urbana. Como pode ser verificado na comparação entre os dois casos, a ausência dessa zona de convergência contribui para um certo atraso na chegada da frente de brisa sobre a RMSP. A chegada da brisa marítima na RMSP, para o caso de solo seco, se dá por volta das 23 Z (20 HL), sofrendo um atraso de cerca de 1 hora quando comparada com a simulação de solo úmido (Figura 4.22b). Nesse horário, é possível notar uma certa convergência sobre o centro

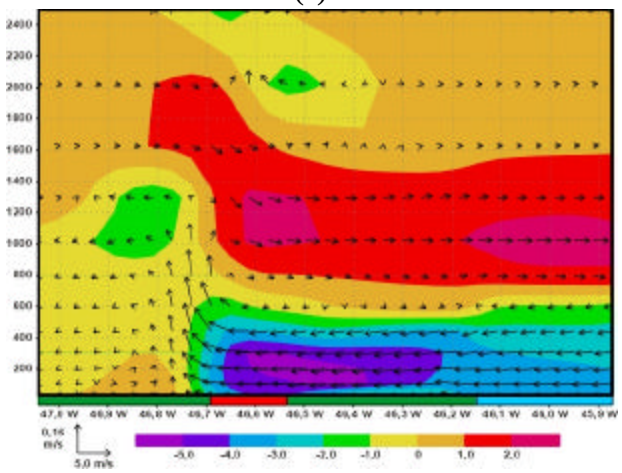
da cidade em resposta ao efeito de ilha de calor, com ventos fracos de NW entre 46,9º W e o centro da cidade.



(a)



(b)



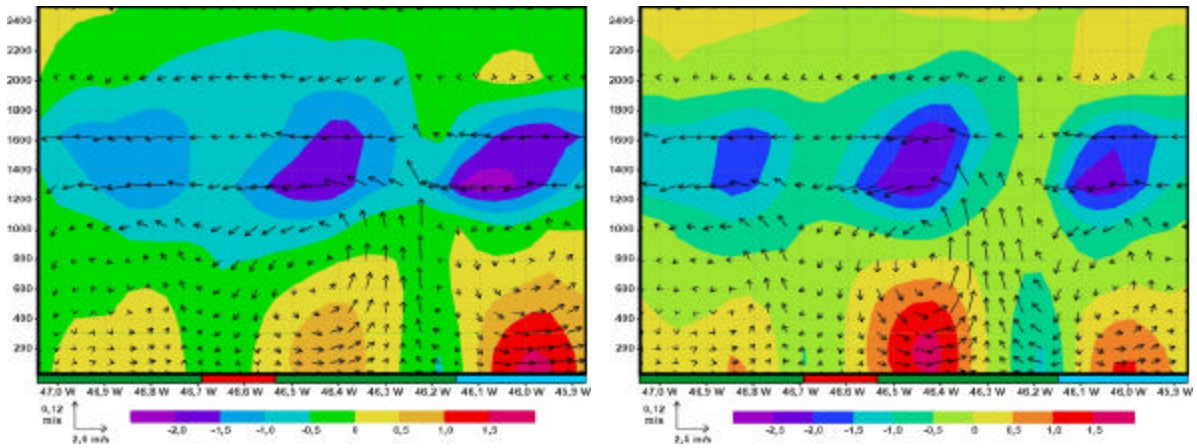
(c)

*Figura 4.22: Evolução temporal do vento de brisa para o caso de solo seco. As figuras são correspondentes aos horários das 20 Z (a), 23 Z (b) e 01 Z (c).*

Como a região de ventos de NW não é tão intensa como no caso de solo úmido, a passagem da brisa marítima sobre a RMSP ocorre mais rapidamente. Na Figura 4.22c, relativa ao horário das 01 Z (22 HL), verifica-se que a frente de brisa está localizada à noroeste da região urbana, não permanecendo por muito tempo sobre a cidade como no caso da simulação com solo úmido. Outro fato importante é que as correntes ascendentes, no caso de solo seco, foram um pouco menos intensas que no caso de solo úmido.

Esses resultados mostram que a umidade do solo pode ser fundamental para a formação de uma ilha de calor. Com o solo mais úmido a velocidade de propagação da frente de brisa é maior quando comparada ao caso de solo seco. No caso analisado até agora utilizou-se um dia em que a contribuição das fontes antropogênicas não é tão intensa (10 % da contribuição dos dias de semana), como é o caso dos finais de semana. A seguir, serão apresentados alguns resultados para dias em que essas fontes têm uma contribuição maior. As análises a seguir, são relativas ao segundo dia de simulação referente ao dia 02 de agosto de 1999, em que as fontes antropogênicas utilizadas para a validação do acoplamento RAMS-TEB estiveram presentes em suas totalidades.

A Figura 4.23 (a e b) apresenta o perfil vertical do vento de brisa para as simulações com cidade e com a modificação na umidade do solo para o horário das 16 Z, instante em que se percebe o início da brisa marítima. Em conseqüência de um maior desenvolvimento da brisa terrestre durante o período noturno e primeiras horas da manhã, a brisa marítima teve seu início cerca de 1 hora mais tarde que no dia anterior. É possível observar nesse horário que a brisa terrestre foi um pouco mais intensa e teve uma extensão vertical maior na simulação com o solo seco. A parte da circulação com ventos de NW entre região urbana e a frente de brisa, remanescente da circulação de brisa terrestre do dia anterior, apresenta ventos cerca de 1,5 m/s mais fortes na corrente principal. Na corrente de retorno os valores são parecidos nas duas simulações. Com o solo seco, em conseqüência de um maior contraste térmico entre o continente e o oceano, a intensidade dos ventos na região onde tem início a brisa marítima é maior e a extensão dessa circulação é bem superior àquela observada com o solo úmido. À noroeste da região urbana já é possível notar o aparecimento de ventos de NW em resposta ao aquecimento existente na cidade, agora reforçado pelas fontes antropogênicas.



(a) (b)

*Figura 4.23: Perfil vertical da projeção do vento na direção perpendicular a linha de costa em São Paulo (» 45º), "vento de brisa", para as simulações com solo úmido (a) e com solo seco (b) no horário das 16 Z do segundo dia de simulação (02 de agosto de 1999). Os vetores correspondem à composição entre o vento de brisa e o componente vertical do vento (w). A intensidade desses componentes é apresentada no canto inferior esquerdo de cada figura.*

A propagação da brisa marítima sobre o continente pode ser vista na Figura 4.24. Na simulação com o solo úmido a brisa atinge a RMSP por volta das 21 Z (Figura 4.24a). Nesse caso, a velocidade de propagação da frente de brisa é de aproximadamente 3,3 m/s (12 km/h). A célula de brisa tem uma extensão vertical da ordem de 2000 m, sendo que na corrente principal, com extensão vertical entre 800 e 900 m, os ventos de SE atingem velocidades de até 5 m/s e na corrente de retorno, com extensão vertical de 700 m, ventos de NW com intensidades de até 3 m/s. A zona de convergência no centro da área urbana está bem estabelecida nesse horário, formando uma circulação com extensão vertical um pouco menor que a célula de brisa marítima e com ventos pouco menos intensos. Na simulação com solo seco, verifica-se que a frente de brisa ainda não atingiu a RMSP. A intensidade dos ventos nas correntes principal e de retorno é similar a da simulação com solo úmido, tendo uma extensão vertical um pouco menor, porém, com uma extensão horizontal maior. Embora seja possível notar uma certa convergência sobre a área urbana nesse caso, ela é bem menos intensa que no caso de solo úmido. A chegada da brisa nesse caso ocorre cerca de 1 hora mais tarde, tendo, portanto, uma velocidade de propagação de aproximadamente 2,8 m/s (10 km/h).

No horário das 23 Z a convergência sobre a RMSP é clara nas duas simulações (Figura 4.24 c e d). No caso da simulação com solo úmido, as correntes ascendentes são um pouco mais intensas (0,7 m/s) que na simulação com solo seco (0,5 m/s). As correntes principais e de retorno das células apresentam extensões verticais similares no caso de solo úmido. Há

uma pequena diferença na extensão das células no caso de solo seco. A intensidade dos ventos na corrente principal, neste último caso, é cerca de 1 m/s mais intensa que no caso de solo úmido.

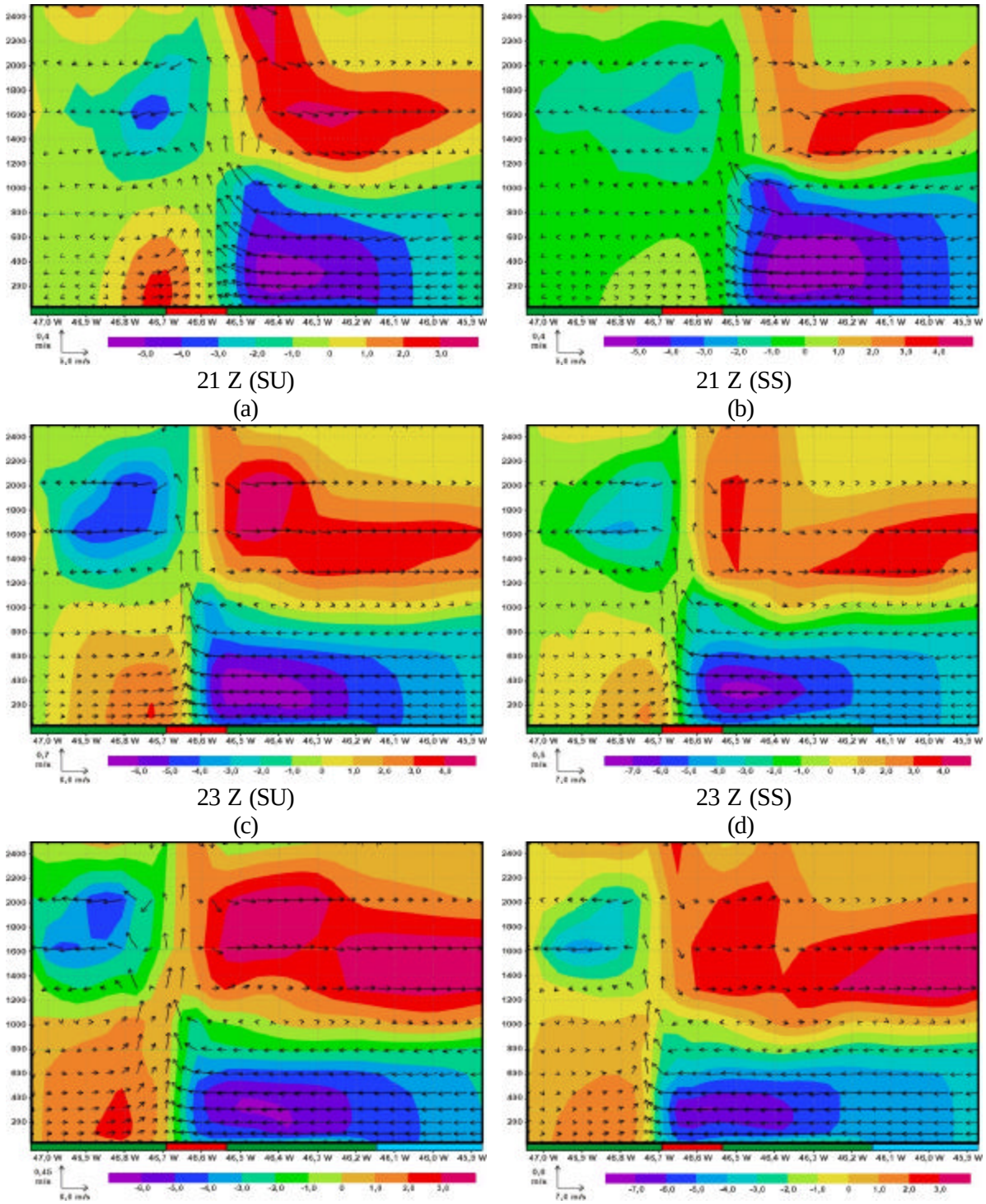



*Figura 4.24: Evolução temporal da brisa marítima para as simulações com solo úmido (SU) e solo seco (SS) para segundo dia de simulação (02 de agosto de 1999).*

Ainda nesse horário (23 Z), é possível observar que a frente de brisa teve uma propagação mais rápida e já se encontra no limite noroeste da RMSP, apresentando um comportamento similar ao do dia anterior. Por volta das 00 Z (Figura 4.24 e e f) a frente de brisa já deixou a RMSP no caso de solo seco e se localiza na borda da mesma na simulação com solo úmido. Nesse horário, a extensão horizontal da brisa marítima é um pouco maior na simulação com solo seco (notar que as cores correspondem a valores diferentes nas duas simulações) bem como a intensidade dos ventos.

Com essas simulações, buscou-se entender quais os efeitos das circulações geradas pela ilha de calor urbana sobre a brisa marítima. Alguns dos efeitos observados nessa análise se somam àqueles obtidos nas simulações sobre o efeito topográfico. Entretanto, alguns aspectos que são exclusivamente devidos à ocupação urbana puderam ser destacados. As principais conclusões desta análise são:

- O efeito de ilha de calor contribui para um avanço mais rápido da brisa marítima na porção sudoeste da RMSP;
- Na porção noroeste da RMSP existe um pequeno atraso na chegada da brisa em conseqüência das circulações geradas pela ilha de calor;
- A presença da cidade contribui para uma intensidade maior dos ventos na circulação de brisa marítima;
- Devido a forte convergência no centro da cidade, a frente de brisa permanece na mesma posição por algumas horas;
- A diminuição na umidade do solo, caso comum durante o período de inverno na região, pode diminuir ou até mesmo neutralizar o efeito de ilha de calor devido a diminuição do contraste de temperatura entre a cidade e suas vizinhanças, principalmente nos dias em que a contribuição de fontes antropogênicas não é tão expressiva;
- Com o solo mais seco, a brisa marítima tem uma maior intensidade e maior extensão horizontal. Há um pequeno aumento na extensão vertical nesse caso.
- As fontes antropogênicas reduzem a influência da umidade do solo.

### 4.4. Os efeitos da brisa lacustre na RMSP.

Nessa seção, serão verificados os efeitos causados pelos grandes corpos d'água localizados nas porções sul e sudoeste da RMSP sobre a circulação, temperatura e umidade da região. O primeiro desses corpos d'água é a represa de Guarapiranga, localizada na região sudoeste da Grande São Paulo, na divisa com os municípios de Itapecerica da Serra e Embu-Guaçu, aproximadamente entre as latitudes de 23,73º S e 23,65º S e entre as longitudes de

46,78º W e 46,71º W, possuí uma área de aproximadamente 23,13 km$^2$. O segundo é a represa Billings, localizada nas regiões sul e sudeste da Grande São Paulo, tendo 70% de suas águas localizadas no município de São Bernardo do Campo, aproximadamente entre as latitudes de 23,85º S e 23,68º S e entre as longitudes de 46,68º W e 46,43º W, ocupando uma área de aproximadamente 100,97 km$^2$. A Figura 4.25 (fora de escala) apresenta algumas distâncias para essas represas e a ocupação do solo de suas redondezas. A Figura 4.26 mostra a localização dessas represas na RMSP. Um aspecto importante que pode ser observado nessas figuras é a grande diferença entre extensão e largura e o tipo de vegetação existente nos arredores de cada uma dessas represas. A represa de Guarapiranga é em boa parte circundada por vegetação de baixo porte e áreas urbanas enquanto que a represa Billings é quase que totalmente circundada por vegetação densa, principalmente em sua porção sul.

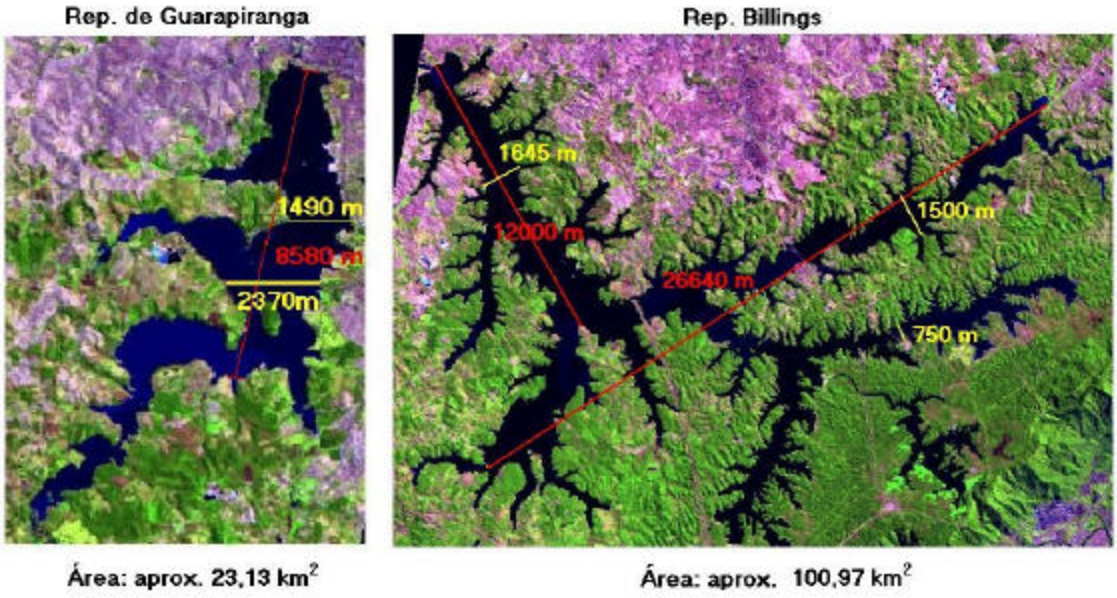



*Figura 4.25: Composição das imagens do satélite LANDSAT-5 ilustrando algumas medidas de distâncias e área nas represas de Guarapiranga (esquerda) e Billings (direita).*

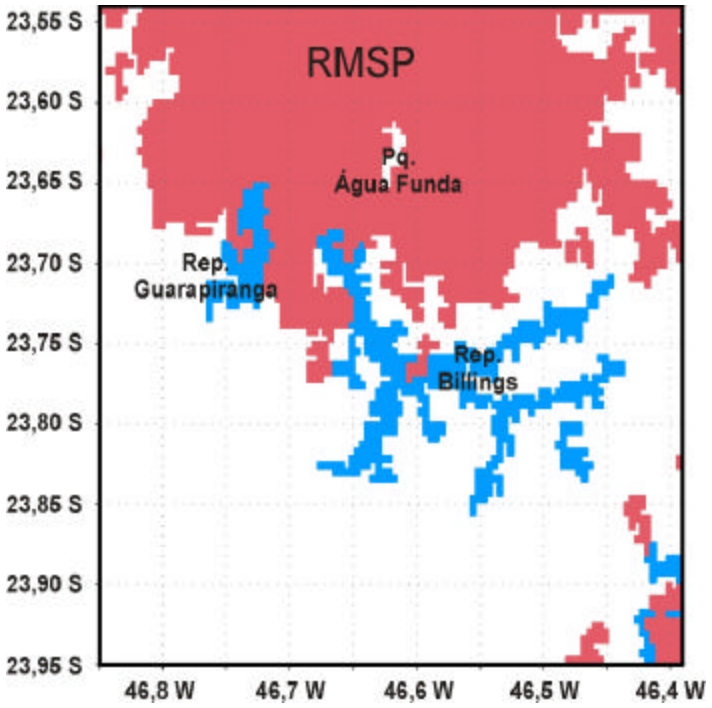



*Figura 4.26: Localização das represas de Guarapiranga e Billings. As áreas urbanizadas estão indicadas em vermelho. As áreas brancas correspondem a algum tipo de vegetação.*

Para realizar essa análise, foi feita uma modificação no arquivo de ocupação do solo, substituindo-se as áreas correspondentes aos corpos d'água pelo tipo de vegetação existente nos arredores da represa Billings (equivalente à classe19, *floresta permanente*, no RAMS). Duas simulações foram realizadas sendo a primeira delas com o arquivo de ocupação do solo original (simulação com lagos) e a segunda com o arquivo modificado (simulação sem lagos). Os resultados que serão apresentados a seguir foram obtidos através da diferença entre essas duas simulações (simulação com lago – simulação sem lago). Nessas simulações, o RAMS foi inicializado com as análises do modelo global do CPTEC, descritas anteriormente, sendo utilizadas quatro grades aninhadas com as resoluções de 32 km, 8 km, 2 km e 500 m, respectivamente. As simulações foram feitas para um período de 48 horas, tendo seus inícios às 00 Z do dia 01 de agosto de 1999, sem a utilização de *nudging* central.

Vale observar que, devido à forma irregular das represas, principalmente a represa Billings, não é possível fazer uma generalização das características da circulação observada para toda a região desses corpos d'água. O maior objetivo desse estudo é verificar qual o impacto causado por esses corpos d'água sobre a área urbanizada da RMSP.

### 4.4.1. Resultados.

Desde as primeiras horas de simulação já foi possível observar a ocorrência da brisa terrestre nas duas represas. A Figura 4.27 mostra o campo da diferença de divergência para o horário de máxima intensidade dessas brisas (05 Z), durante a madrugada do primeiro dia de simulação. Verifica-se nessa figura que na região da represa de Guarapiranga existe um núcleo de convergência de massa com valores de até 1,2 x $10^{-3}$ $s^{-1}$. Existe uma zona de convergência sobre a represa Billings, porém, bem menos intensa, com valores entre 0,2 e 0,6 x $10^{-3}$ $s^{-1}$. Apesar de possuir uma maior área, o fato da represa Billings estar circundada por vegetação faz com que a brisa terrestre/lacustre nessa região seja menos intensa que aquela observada na região da represa de Guarapiranga. Além disso, a represa Billings possui uma menor distância entre suas margens em várias regiões. As duas principais regiões de divergência de massa nesse horário estão entre a represa de Guarapiranga e o Parque da Água Funda (região em branco dentro da RMSP) e a sudeste da represa de Guarapiranga em direção à represa Billings, numa área com alguma urbanização, indicando que o ar relativamente mais quente sobre as represas é trocado pelo ar relativamente mais frio das áreas urbanas e, eventualmente, poluentes podem ser trazidos junto com esse ar para a região das represas.

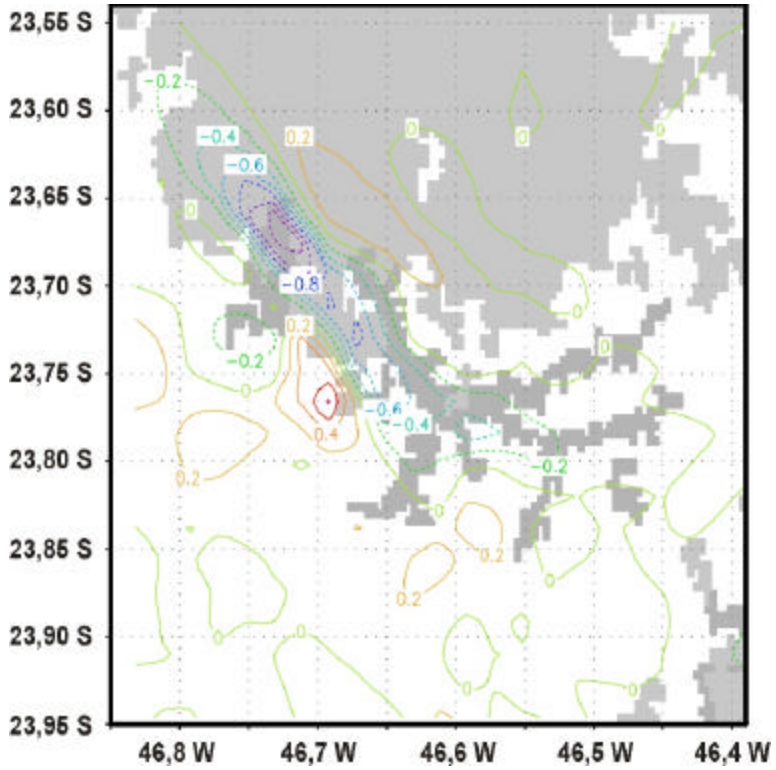



*Figura 4.27: Diferença do campo de divergência de massa ($10^{-3}$ $s^{-1}$) ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 05 Z do dia 01 de agosto de 1999. Valores positivos/negativos indicam divergência/convergência de massa*

A brisa terrestre permaneceu ativa até por volta das 12 Z (09 HL) nesse dia, com uma maior duração para a brisa localizada sobre a represa de Guarapiranga. Por volta das 08 Z, na região correspondente à latitude de 23,72º e que corta as duas represas, já não foi possível identificar circulações de brisa sobre a represa Billings. Para verificar a extensão vertical dessa circulação de brisa terrestre nesse horário, principalmente sobre a represa de Guarapiranga, foi feito um corte vertical nessa latitude, apresentado na Figura 4.28. Nessa latitude, verifica-se que a extensão vertical da célula de brisa é de aproximadamente 900 m, com uma zona de convergência se estendendo desde a superfície até uma altura de 250 m, com máximos de 0,8 x $10^{-3}$ $s^{-1}$, e uma zona de divergência indo de 400 a 1000 m, com máximo de 0,3 x $10^{-3}$ $s^{-1}$. É possível notar que o maior transporte de massa é proveniente das regiões próximas a longitude de 46,81º W, à esquerda da represa de Guarapiranga, e 46,62º W à direita da represa Billings. A diferença entre os componentes zonal e vertical do vento mostram que, na região da represa de Guarapiranga, existem correntes ascendentes de até 0,24 m/s mais fortes do que seriam caso esse corpo d'água não existisse. Os valores máximos do componente zonal do vento atingem valores de até 1,2 m/s na zona de convergência.

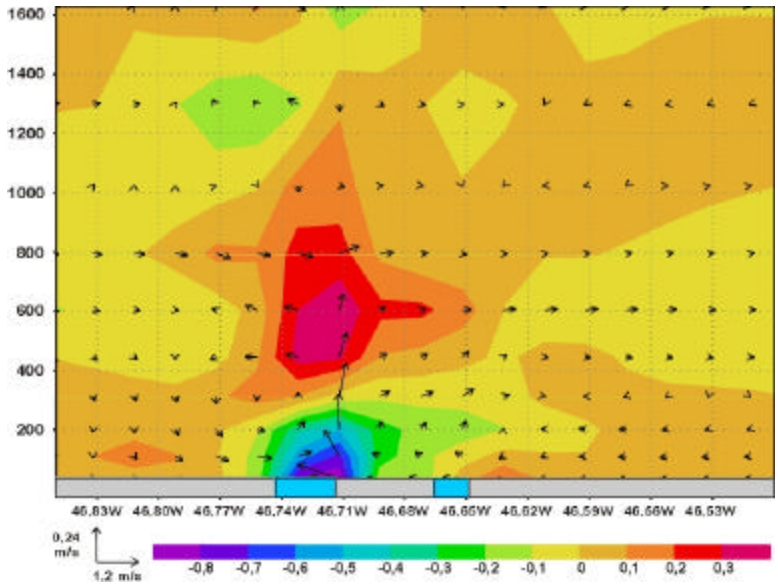



*Figura 4.28: Corte vertical na latitude de 23,72º S da diferença do campo de divergência de massa ($10^{-3}$ $s^{-1}$) e componentes zonal e vertical do vento para o horário das 08 Z do dia 01 de agosto de 1999. A barra de cores logo abaixo da figura indica as localizações aproximadas das regiões correspondentes às represas de Guarapiranga e Billlings (em azul claro), respectivamente.*

Após o horário das 08 Z (05 HL) a intensidade da brisa terrestre começa a decair lentamente até que, por volta das 13 Z (10 HL), praticamente desaparece. Por volta das 13 Z (10 HL), é possível notar que a zona de convergência sobre a represa de Guarapiranga começa a se deslocar para oeste, acompanhada da zona de divergência que estava sobre a área urbana.

Às 15 Z (12 HL), para a latitude de 23,72º S, apesar dos baixos valores dos centros de divergência e convergência, verifica-se a estrutura das células de brisa lacustre com ar divergindo sobre ambos os lagos e formando uma circulação fechada. As zonas de divergência em níveis mais altos, associadas às duas regiões de convergência em superfície, se juntam em torno de 600 m, conforme mostra a Figura 4.29. Nesse horário, verifica-se também a ocorrência da brisa lacustre em quase toda a extensão da represa Billings, porém, na latitude utilizada para o corte, bem menos intensa que na represa de Guarapiranga.

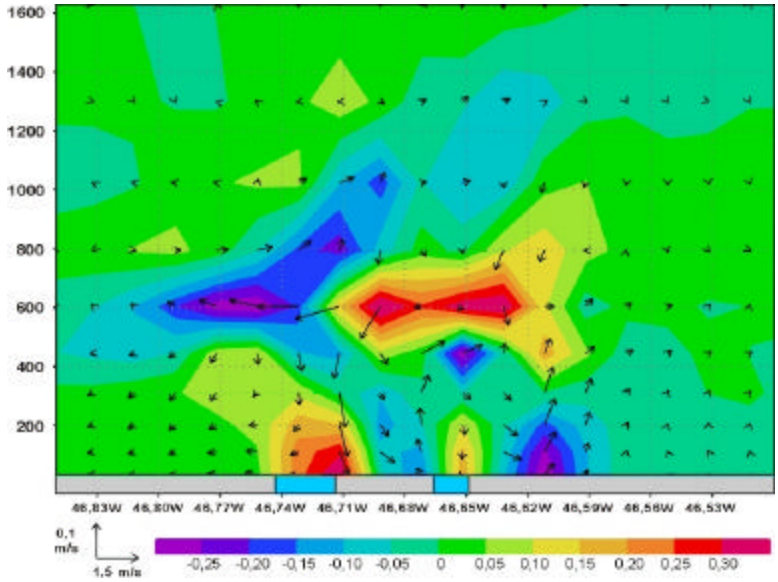



*Figura 4.29: Mesmo que Figura 4.28 para o horário das 15 Z do dia 01 de agosto de 1999.*

Outro aspecto importante que pode ser observado é que o efeito da presença das represas afeta também o campo de divergência de outras regiões. A Figura 4.30 mostra a diferença no campo de divergência para o horário das 15 Z na qual é possível verificar, em seu canto sudoeste, a presença dessas zonas de convergência e divergência "remotas". Nesse mesmo horário, zonas de convergência sobre a área urbana, devidas à presença dos corpos d'água, só são observadas nas margens das represas.

A brisa lacustre permanece ativa até aproximadamente 20 Z (17 HL) com um decréscimo gradativo de sua intensidade até esse horário. Por volta das 01 Z do dia 2 de agosto (22 HL do dia 01), reinicia-se a brisa terrestre.

Até aqui, verificou-se que o modelo é sensível à presença dos grandes corpos d'água e que as circulações geradas por eles têm uma grande estrutura vertical e podem afetar regiões remotas. Sendo assim, fez-se uma análise sobre o impacto ou efeito causado por esses corpos d'água sobre o campo de temperatura e umidade.

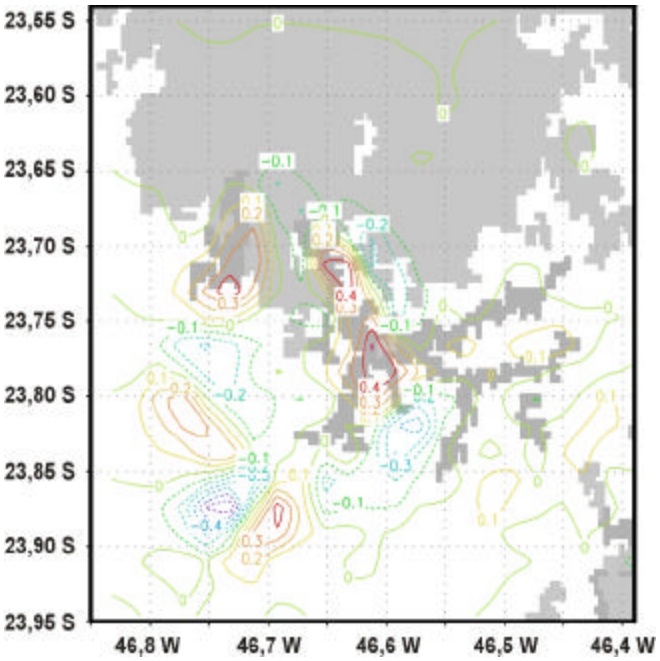
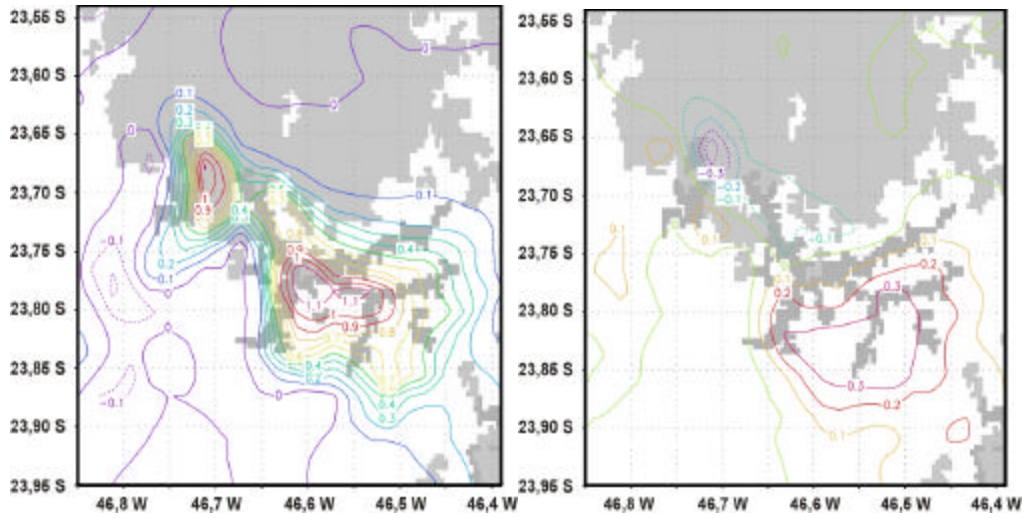



*Figura 4.30: Diferença no campo de divergência de massa ($10^{-3}$ $s^{-1}$) para o horário das 15 Z do dia 01 de agosto de 1999.*

Durante o período noturno e primeiras horas da manhã, verifica-se que as represas contribuem para uma menor perda radiativa nas regiões próximas a elas (efeito da diferença de capacidade térmica entre água e o tipo de vegetação utilizado em sua substituição) e, em conseqüência disso, a diferença de temperatura entre a simulação com as represas e a simulação sem a presença das mesmas é positiva sobre as represas, chegando a atingir valores de até 1,1º C. Outro fato que pode ser observado é que, além da redução da umidade no ar sobre a região das represas devido a ausência das mesmas, outras áreas podem sofrer alterações por falta de transporte de umidade que geralmente existe. A Figura 4.31 apresenta o campo da diferença de temperatura ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 10 Z, na qual podem ser verificadas essas diferenças.

Na Figura 4.31b, observa-se nas proximidades da represa de Guarapiranga que existe uma região com valores negativos de razão de mistura. Isto se deve ao fato de não haver o transporte de umidade oriundo das represas para essa região. De maneira geral, durante a noite, o efeito das represas é relativamente local.




(a) (b)

*Figura 4.31: Em (a), diferença no campo de temperatura (º C) ao nível de 33,4 m para o horário das 10 Z no dia 01 de agosto de 1999. Em (b) diferença no campo de razão de mistura (g/kg)*

Durante as horas do dia a situação se inverte. Na Figura 4.32(a e b), relativa ao horário das 16 Z do dia 01 de agosto de 1999, podemos observar que sobre a região das represas existem diferenças negativas, indicando que na simulação com os lagos a temperatura é menor. Um fato importante é que essas diferenças no campo de temperatura não ocorrem apenas na região das represas. Nota-se que grande parte da RMSP sofre o mesmo efeito (Figura 4.32a). O campo de razão de mistura para esse horário mostra valores positivos sobre a RMSP, indicando que quando da presença das represas há uma maior quantidade de umidade sobre essa região.

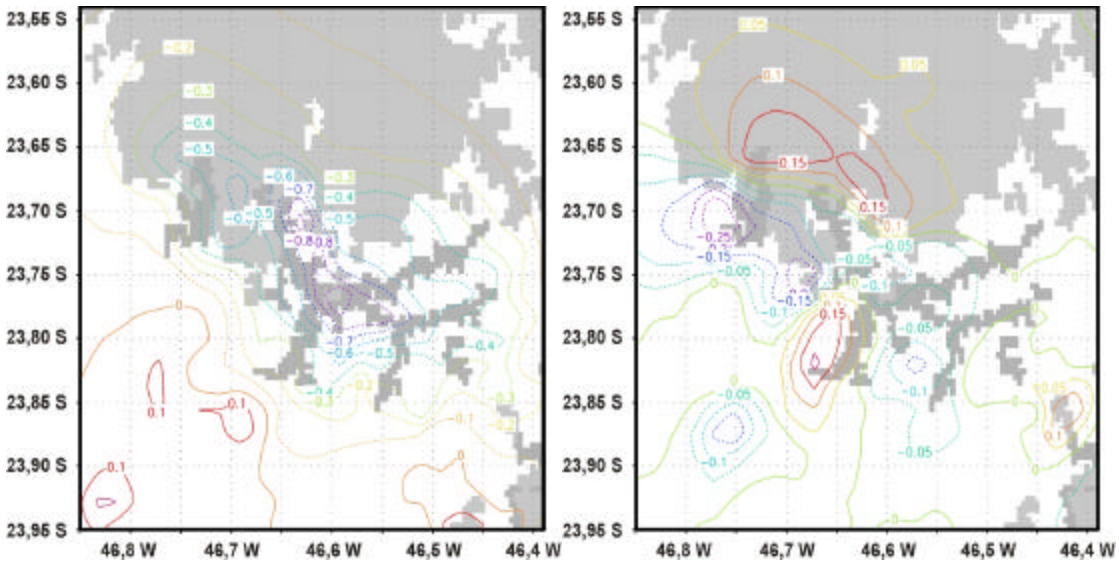



*Figura 4.32: Mesmo que na Figura 4.31 para o horário das 16 Z.*

Como comentado nas seções anteriores, o dia 01 de agosto de 1999 não tinha uma grande contribuição de fontes antropogênicas veiculares e, sob essas condições, o efeito de ilha de calor é menos intenso. Sendo assim, verificou-se o efeito causado pelas represas durante um período em que a ilha de calor foi mais intensa. A Figura 4.33 mostra o campo de diferença de divergência de massa para o horário de maior intensidade da brisa lacustre, 17 Z (14 HL), para o dia 02 de agosto de 1999, segunda-feira. Nota-se que os valores de divergência sobre os lagos são bastante semelhantes aos do dia anterior (Figura 4.30), porém, essas diferenças são mais localizadas nas regiões próximas às represas.

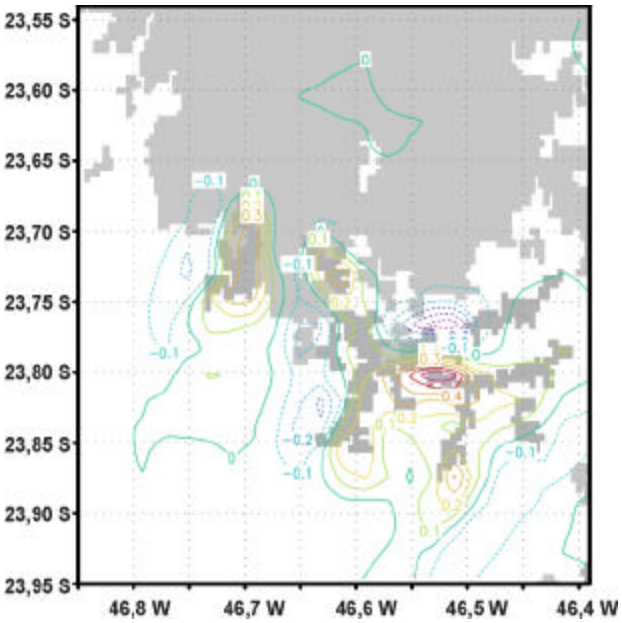



*Figura 4.33: Diferença no campo de divergência de massa ($10^{-3}$ $s^{-1}$) para o horário das 17 Z do dia 02 de agosto de 1999.*

A Figura 4.34 mostra a diferença de temperatura para o mesmo horário (17 Z). Nesse caso, o efeito das represas fica limitado às regiões em que elas se encontram e ao sul das mesmas. Não se observam diferenças de temperatura sobre regiões mais distantes dentro da RMSP, dando indícios de que nos dias em que a ilha de calor é mais intensa, e conseqüentemente as circulações por ela geradas, a presença dos lagos tem pouca influência sobre o campo de temperatura nessas regiões, tendo, portanto, um caráter mais local.

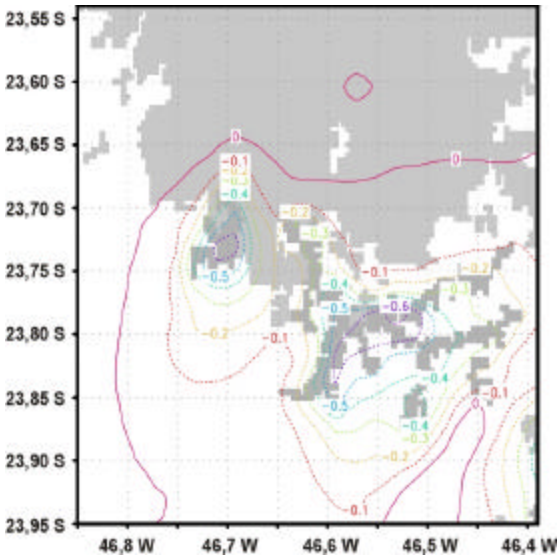



*Figura 4.34: Diferença no campo de temperatura (º C) ao nível de 33,4 m para o horário das 17 Z no dia 02 de agosto de 1999.*

Uma análise da diferença no campo de vento e da advecção de temperatura para esses dois dias mostra que no horário das 15 Z do dia 01 de agosto (Figura 4.35a), existia advecção de temperatura negativa para a área urbana da RMSP, com ventos indo das represas para o centro da cidade. O maior núcleo de advecção negativa de temperatura pode ser verificado entre as latitudes de 23,60º S e 23,75º S. No dia 02 de agosto, no horário das 17 Z (Figura 4.35b), não existe tal advecção de temperatura nessa região. Os maiores núcleos de advecção de temperatura negativa são observados próximo à represa Billings e ao sul da mesma.

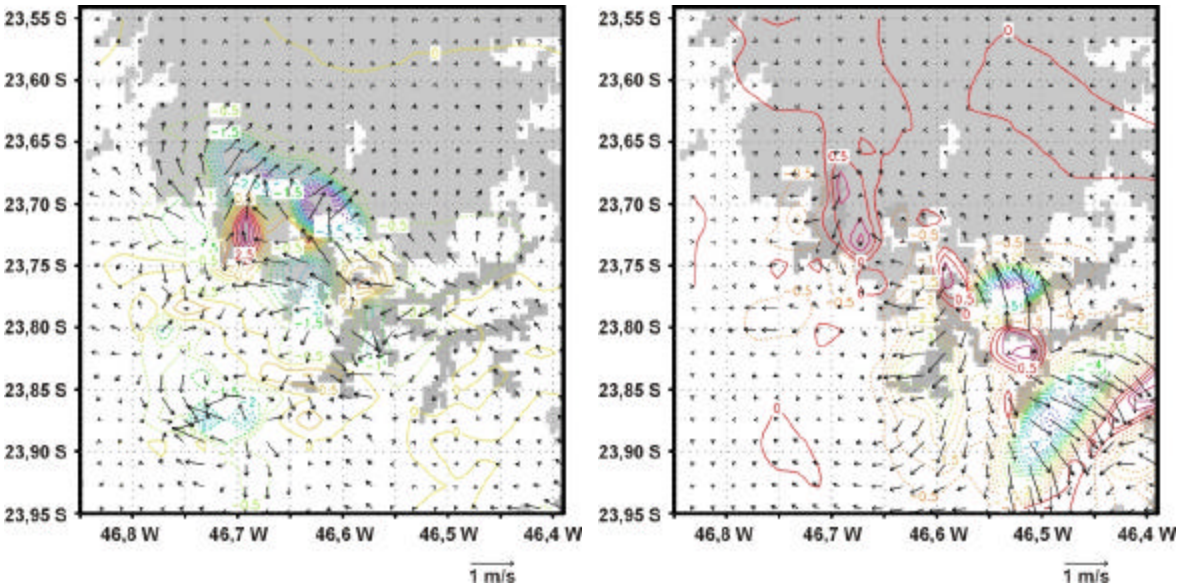



*Figura 4.35: Diferença do campo do vento (m/s) e de advecção de temperatura ($10^{-6}$ º C $s^{-1}$). Em (a) para o horário das 15 Z do dia 01 de agosto de 1999. Em (b) para o horário das 17 Z do dia 02 de agosto de 1999.*

O maior objetivo dessas simulações, além de verificar a habilidade do modelo RAMS em resolver circulações bem localizadas e de menor dimensão, foi verificar o impacto que esses corpos d'água causam sobre a temperatura e umidade na RMSP. Alguns efeitos causados pela presença das represas na RMSP foram identificados:

- Apesar das dimensões desses corpos d'água serem relativamente pequenas quando comparadas a de outros lagos, o Lago Michigan (EUA) e o Lago de Itaipu, por exemplo, circulações do tipo brisa lacustre são observadas e têm um impacto considerável sobre a amplitude do ciclo diurno de temperatura na RMSP nos dias em que as fontes antropogênicas de origem veicular não são intensas.
- Durante o período diurno, a presença das represas pode causar diferenças de temperatura entre 0,2 e 0,9º C sobre uma grande área na RMSP, principalmente nas regiões próximas às represas. Essas diferenças são devidas ao transporte de umidade oriundo da região das represas.
- Com a formação das circulações de brisa lacustre, ar oriundo das áreas urbanas é transportado para a região das represas, com a possibilidade de haver algum transporte de poluentes para essas regiões.
- Nos dias em que as fontes antropogênicas veiculares são mais intensas, o efeito causado pelas represas fica mais localizado na região onde elas se encontram, não havendo um grande impacto sobre a temperatura nas áreas urbanizadas distantes.

**4.5. O efeito da urbanização na geração de uma ilha de calor**

Nessa seção serão verificados alguns aspectos sobre o efeito da urbanização na formação de uma ilha de calor urbana. Novamente, será utilizada a simulação para a validação do acoplamento RAMS-TEB, simulação de controle, em comparação com uma simulação hipotética, em que as áreas urbanizadas foram substituídas pelo tipo de vegetação equivalente ao código 26 do RAMS (mata aberta). A análise será basicamente feita através da diferença entre essas duas simulações e, quando necessário, através da análise dos campos obtidos na simulação de controle.

A Figura 4.36 mostra o campo da diferença de temperatura entre as duas simulações para o horário das 09 Z (06 HL) do dia 01 de agosto de 1999. Esse horário corresponde a um dos valores máximos dessa diferença. Observa-se a configuração em forma de "ilha" na área da RMSP com diferenças de até 3,5º C, ou seja, a região urbana é 3,5º C mais quente do que seria caso a área que ela ocupa fosse coberta pelo tipo de vegetação escolhido. Como essa configuração resultante da diferença de temperatura é semelhante àquelas observadas em ilhas nos oceanos, o efeito recebe o nome de "*ilha de calor urbana*". Vale notar que as diferenças

observadas poderiam ser um pouco diferentes caso fosse escolhido algum outro tipo de vegetação. Entretanto, o efeito seria praticamente o mesmo, com temperaturas maiores nas áreas urbanas que nas áreas vegetadas.

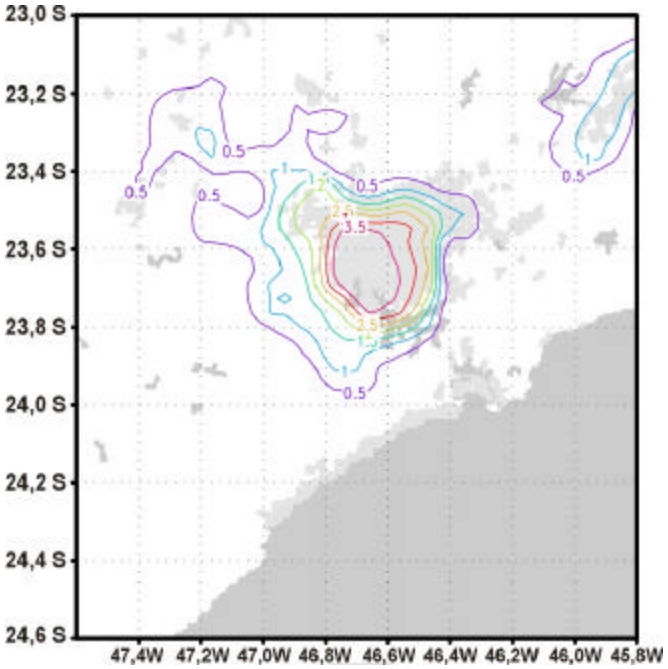



*Figura 4.36: Diferença de temperatura (º C) entre as simulações com e sem cidade para o horário das 09 Z do dia 01 de agosto de 1999.As regiões urbanas e os corpos d'água estão representados em tons de cinza ao fundo.*

Outro aspecto observado nessa figura é que, em algumas regiões urbanizadas (áreas em cinza claro na figura), não se observam diferenças de temperatura. Isso se deve ao fato de que em alguns casos a área urbana não é grande o suficiente para causar alterações no campo de temperatura, pois o ar mais quente existente nessas regiões é rapidamente misturado com o ar das vizinhanças. Em outras áreas, tais como as áreas urbanas localizadas no litoral, outros tipos de circulações mais intensas podem se sobrepor ao efeito de ilha de calor, tal que essas diferenças não sejam notadas ou até mesmo não existam. No caso das áreas urbanas localizadas no litoral, existe uma forte circulação originada pelos ventos de montanha e pela própria brisa terrestre, que tem maior intensidade nesse horário, fazendo com que o efeito de ilha de calor não cause modificações significativas no campo de temperatura.

Uma comparação com os resultados obtidos por FREITAS & SILVA DIAS (2000) enfatiza ainda mais o grande benefício da implementação do esquema TEB no RAMS para a representação adequada de uma ilha de calor. Uma das grandes dificuldades encontradas pelos autores naquela ocasião foi a tentativa de representar áreas urbanas como se elas se comportassem de maneira semelhante a um deserto, que era uma imposição da versão do

RAMS utilizada (versão 4a). Durante o dia essa aproximação era razoável, pois representava bem o aquecimento da área urbana. Porém, durante a noite, existia um resfriamento acentuado resultando em um efeito inverso, ou seja, a área urbana era geralmente mais fria que as suas vizinhanças, pois não existia um armazenamento de energia pelas construções e nenhuma contribuição de fontes antropogênicas.

A Figura 4.37 mostra a diferença no campo de divergência de massa ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 18 Z (15 HL), na qual é possível notar uma complexa configuração de zonas de convergência e divergência na RMSP. O posicionamento dessas zonas é bastante variável com o tempo, entretanto, é bastante comum que as zonas de convergência se localizem nas bordas da área urbana e, em conjunto, contribuam para a formação de uma zona divergente no centro da área urbana como apresentado nessa figura. Eventualmente, há uma união dessas zonas de convergência no centro da cidade, formando uma configuração geralmente esperada para uma ilha de calor, com uma grande zona de convergência no centro e zonas de divergência nas bordas. Nesse horário é possível notar que células de circulação devidas ao efeito de ilha de calor aparecem em toda a faixa litorânea onde existe uma ocupação urbana razoável.

Para se ter uma idéia da extensão vertical dessas células na RMSP, fez-se um corte na direção Norte-Sul na longitude de 46,6º W para esse horário, apresentado na Figura 4.38. Juntamente nessa figura, são apresentados os componentes meridional e vertical do vento.

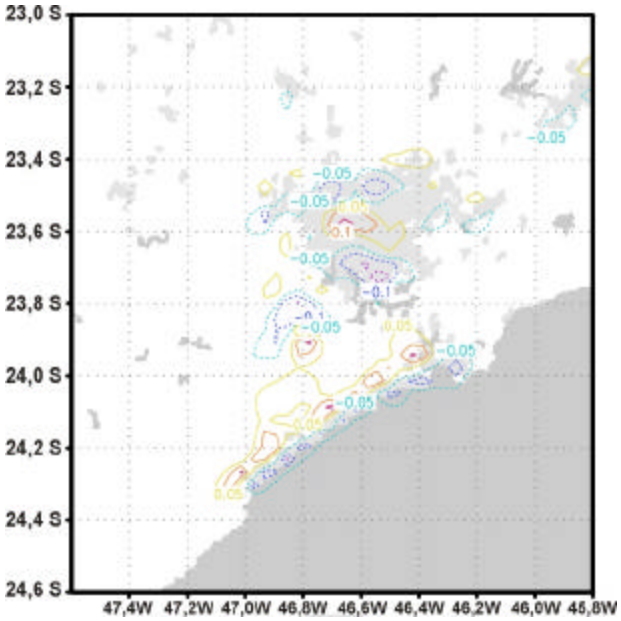



*Figura 4.37: Diferença no campo de divergência ($10^{-5}$ $s^{-1}$) ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 18 Z (15 HL) do dia 01 de agosto de 1999.*

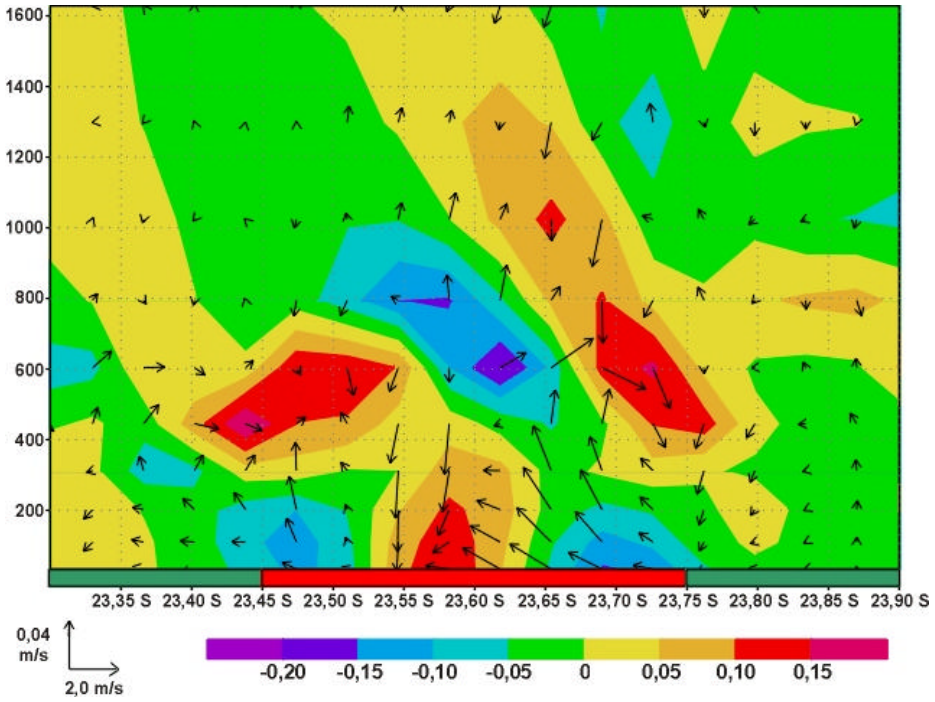



*Figura 4.38: Corte vertical na longitude de 46,6º W da diferença do campo de divergência de massa ($10^{-3}$ $s^{-1}$) e componentes meridional e vertical do vento para o horário das 18 Z do dia 01 de agosto de 1999. A barra de cores logo abaixo da figura indica a localização aproximada da RMSP (em vermelho).*

Da Figura 4.38 verifica-se que a extensão vertical das zonas de convergência em superfície é de cerca de 200 m com as respectivas correntes de retorno indo desde a altura de 300 m até cerca de 800 m. Neste horário, uma corrente descendente no centro da zona de divergência em superfície se estende até uma altura de aproximadamente 400 m com ventos 0,04 m/s mais intensos do que seriam se não houvesse a presença da cidade.

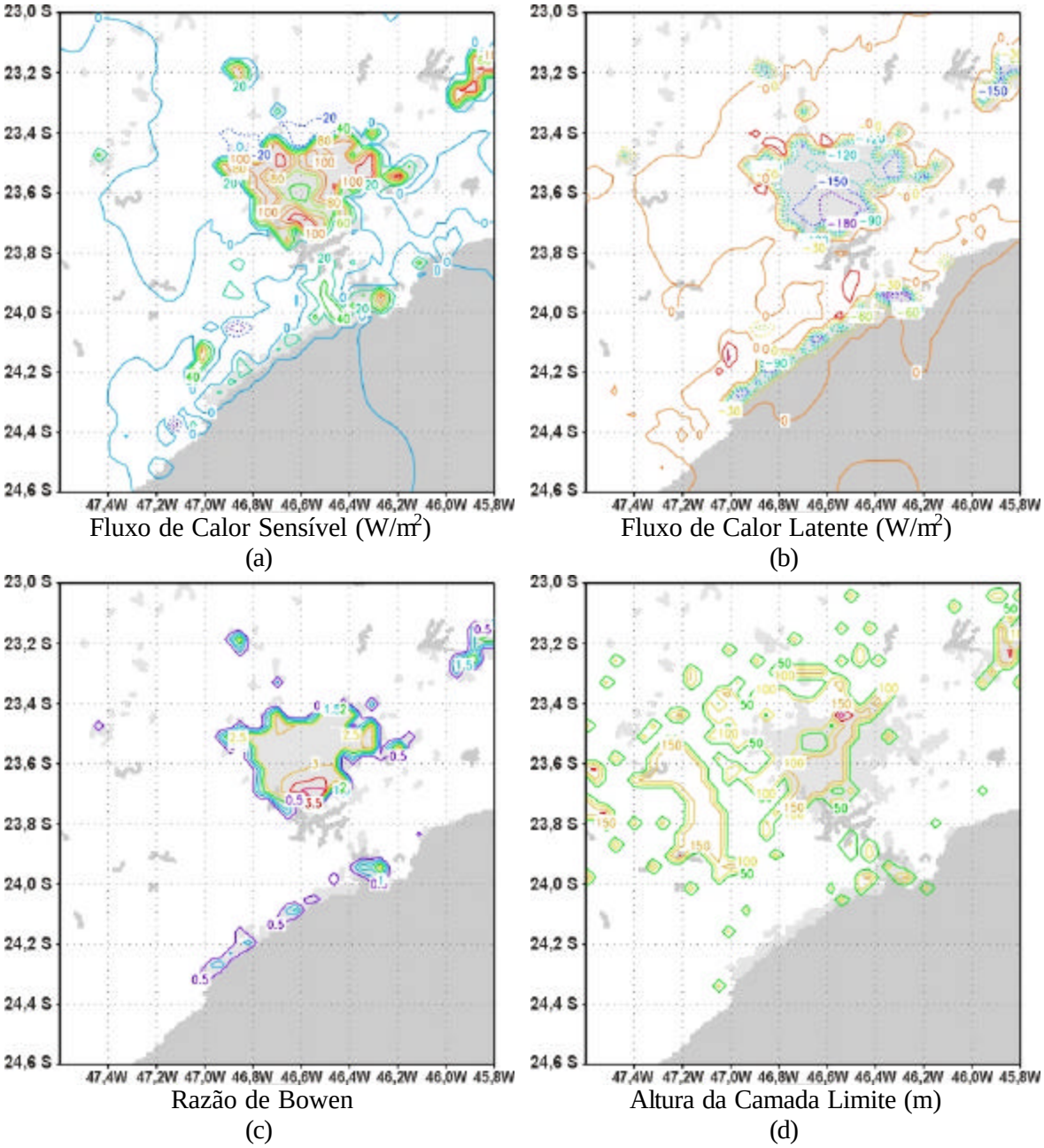
A Figura 4.39 (a-d) apresenta a diferença dos fluxos de calor sensível e latente, razão de Bowen e altura da CLP para esse mesmo horário. Em toda a região da RMSP aparecem diferenças positivas no fluxo de calor sensível (Figura 4.39a) que chegam a atingir valores de até 120 W/m$^2$ em algumas áreas localizadas em suas bordas e entre 40 e 80 W/m$^2$ em seu centro. Outras regiões urbanas de menor porte tais como a região de Jundiaí (23,2º S – 46,8º W), a região de São José dos Campos (23,2º S – 45,8º W) e a região do litoral paulista também apresentam grandes diferenças positivas nesse fluxo. Por outro lado, os fluxos de calor latente (Figura 4.39b) são bem menores na simulação com a presença da cidade e valores de até –180 W/m$^2$ podem ser observados na porção sul da RMSP e em algumas das outras regiões anteriormente citadas. Uma das conseqüências dessas diferenças nos fluxos de calor sensível e latente pode ser vista através da diferença entre a razão de Bowen entre as duas simulações (Figura 4.39c). A presença da cidade faz com que essa razão chegue a ser até

3,5 vezes maior do que seria caso essa região fosse ocupada pelo tipo de vegetação escolhido para a análise, confirmando que numa região urbana, apesar da existência de fontes antropogênicas de umidade, a maior parte da energia disponível é utilizada para o aquecimento da atmosfera.

Outro efeito causado pela presença da malha urbana é observado na evolução da altura da Camada Limite Planetária. A Figura 4.39d mostra a diferença desse parâmetro entre as duas simulações. Nesse horário, a presença da RMSP faz com que a altura da CLP seja cerca de 150 m mais alta do que seria caso ela não existisse. Da mesma forma que o efeito urbano gera zonas de convergência e divergência em outras áreas, verifica-se que a altura da CLP também é modificada em regiões relativamente distantes das áreas urbanas, como pode ser observado na região à sudoeste da RMSP, onde diferenças da mesma ordem são encontradas nesse parâmetro. Outro aspecto que pode ser observado na Figura 4.39d é que em grande parte do litoral paulista não existe diferença significativa na altura da CLP. Isso se deve ao fato de que essas áreas, apesar de apresentarem alguma diferença nos fluxos de calor sensível e latente, são influenciadas por circulações mais intensas, tais como a brisa marítima, contribuindo para uma mistura muito rápida com o ar oriundo de outras regiões, nesse caso o oceano.

Durante o período noturno entre o dia 01 e o dia 02 a situação, com relação à esses fluxos, é bastante semelhante à do dia anterior e não será discutida. Porém, durante o dia, dada a uma maior contribuição das fontes antropogênicas e da modificação da circulação de maior escala, a situação é relativamente diferente.

A Figura 4.40 apresenta o campo da diferença de divergência de massa ($10^{-5}$ $s^{-1}$) ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 18 Z do dia 02 de agosto de 1999. Apesar das diferenças serem um pouco menores que as do dia anterior, nota-se um predomínio das zonas de convergência sobre a RMSP. Existe uma pequena zona de divergência no centro da região urbana também menos intensa que no dia anterior. Zonas de divergência são observadas em grande parte nas bordas da RMSP. Na região entre a RMSP e o litoral paulista (≈ 23,8º S) observa-se a presença de várias zonas de divergência e convergência alternadas. Em toda a faixa litorânea também verifica-se a formação dessas zonas.




Fluxo de Calor Sensível (W/m$^2$)
(a)

Fluxo de Calor Latente (W/m$^2$)
(b)

Razão de Bowen
(c)

Altura da Camada Limite (m)
(d)

*Figura 4.39: Diferenças entre os Fluxos de Calor Sensível (a) e Latente (b), Razão de Bowen (c) e Altura da Camada Limite (d) para as simulações com e sem cidade no horário das 18 Z (15 HL) do dia 01 de agosto de 1999.*

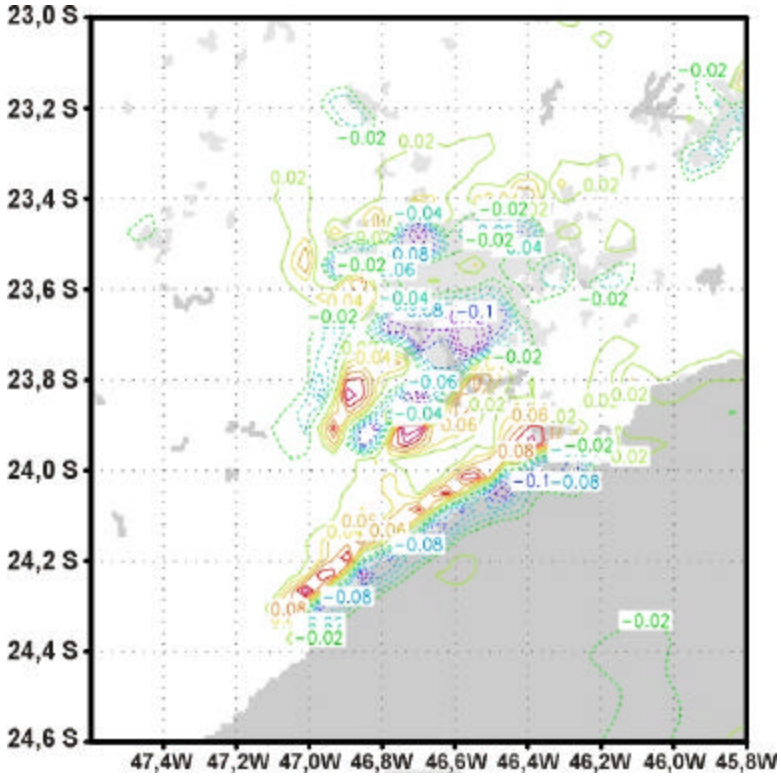



*Figura 4.40: Diferença no campo de divergência ($10^{-5}$ $s^{-1}$) ao nível de 33,4 m acima da superfície para o horário das 18 Z (15 HL) do dia 02 de agosto de 1999*

As diferenças nos fluxos de calor sensível e latente, razão de Bowen e altura da CLP para esse dia e horário são apresentadas na Figura 4.41. Em grande parte da RMSP existe uma diferença superior a 90 W/m$^2$ nos fluxos de calor sensível (Figura 4.41a), sendo cerca de 20 W/m$^2$ maiores que no mesmo horário do dia anterior e apresentando uma configuração mais homogênea. Também há um aumento na diferença dos fluxos de calor latente que são cerca de 30 W/m$^2$ menores (Figura 4.41b). As diferenças na razão de Bowen são bastante semelhantes às do dia anterior, havendo uma maior alteração na região do litoral paulista (Figura 4.41c).

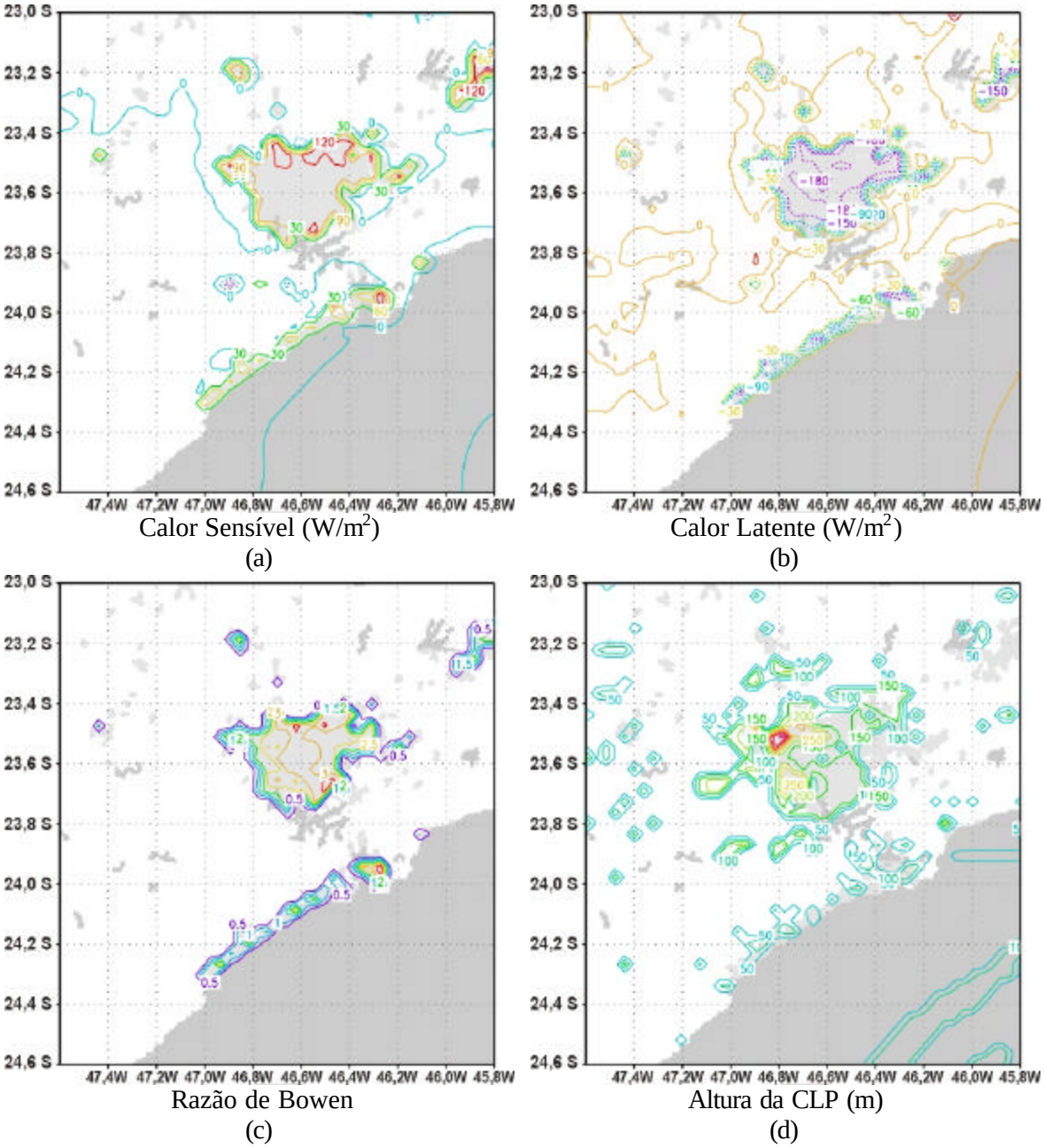



*Figura 4.41: Diferenças entre os Fluxos de Calor Sensível (a) e Latente (b), Razão de Bowen (c) e Altura da Camada Limite (d) para as simulações com e sem cidade no horário das 18 Z (15 HL) do dia 02 de agosto de 1999*

Uma das maiores diferenças entre os dois dias ocorreu na altura da CLP (Figura 4.41d). Dada a grande contribuição das fontes antropogênicas de origem veicular para os fluxos de calor sensível, diferenças de cerca de 250 m são observadas na RMSP, sendo que em algumas regiões, essas diferenças chegam a ser maiores que 400 m. Para se ter uma idéia "real" sobre a diferença entre a altura da camada limite entre as áreas urbanizadas e as áreas rurais adjacentes foi feita uma comparação entre a evolução temporal desse parâmetro para

alguns pontos na área de domínio da segunda grade do modelo, com resolução horizontal de 4 km. A Figura 4.42 apresenta a evolução temporal da altura da CLP para três localizações "rurais" e uma urbana. Verifica-se que durante o período simulado a altura da CLP é em grande parte maior na área urbana. A diferença entre a área urbana e as áreas em vermelho e amarelo na figura chega a atingir 200 m no final da tarde e início da noite. Na região localizada entre a RMSP e o litoral as diferenças chegam a atingir valores de até 600 m. Essa diferença pode ser devida à presença das represas nessa localidade.

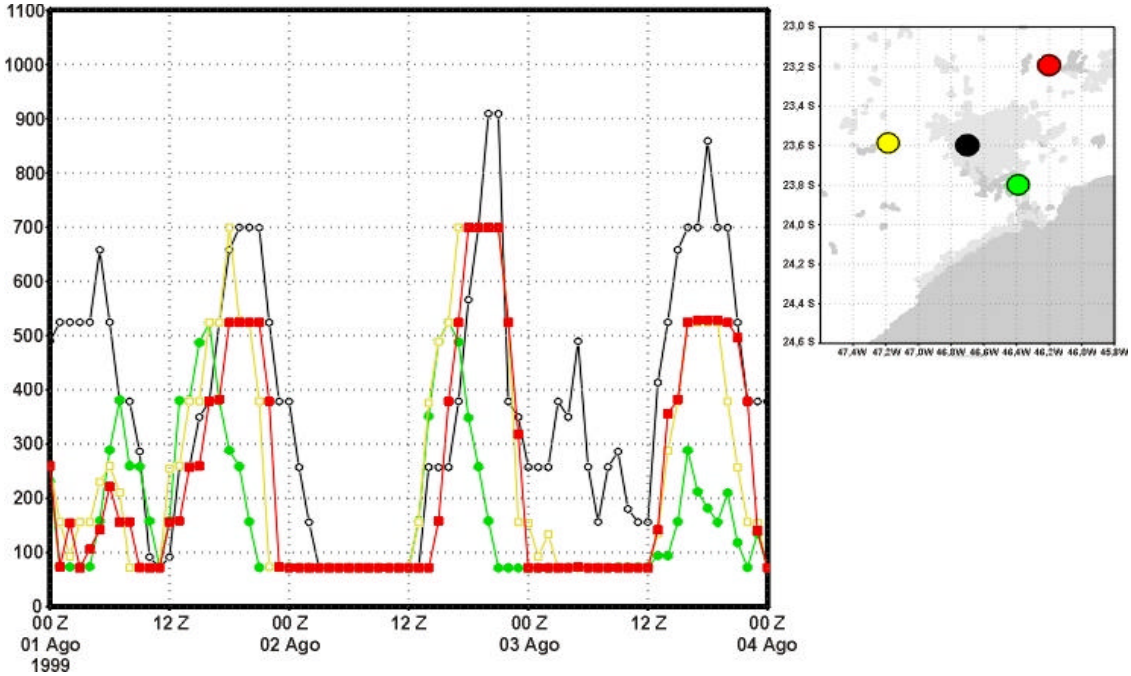



*Figura 4.42: Evolução da altura da CLP para quatro localizações, indicadas à direita na figura, para o período de 01 a 04 de agosto de 1999, obtidos da segunda grade do modelo da simulação de controle. As latitudes e longitudes dos pontos são: 23,6º S - 46,7º W (preto), 23,8º S – 46,4º W (verde), 23,6º S – 47,2º W (amarelo) e 23,2º S – 46,2º W (vermelho).*

As diferenças verificadas na altura da CLP, como dito anteriormente, podem ser devidas às diferenças na partição de energia entre os fluxos de calor sensível e latente. Como pode ser verificado numa inspeção na Figura 4.43, com exceção ao ponto localizado na área urbana, nos horários de pico os fluxos de calor latente são bem próximos dos fluxos de calor sensível, em alguns casos superiores, resultando numa razão de Bowen próxima ou menor que um. Na região urbana, existe um predomínio do fluxo de calor sensível entre as 14 Z e 21 Z e o predomínio do fluxo de calor latente nos outros horários.

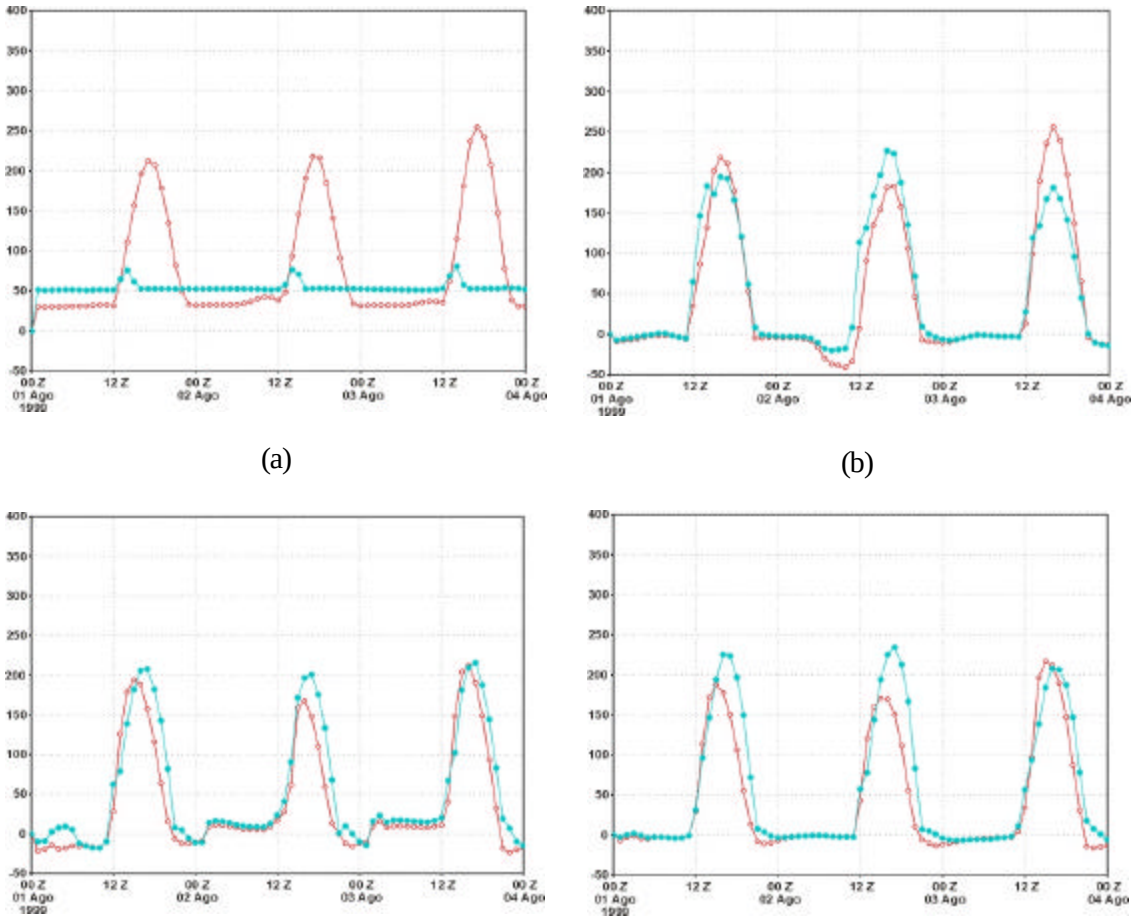



*Figura 4.43: Evolução dos fluxos de calor sensível (vermelho) e latente (azul) em W/m² para as quatro localidades indicadas na Figura 4.42 , para o período de 01 a 04 de agosto de 1999, obtidos da segunda grade do modelo da simulação de controle. Em (a) para as coordenadas 23,6º S - 46,7º W, em (b) 23,8º S – 46,4º W, em (c) 23,6º S – 47,2º W e em (d) 23,2º S – 46,2º W.*

A influência da urbanização sobre o campo do vento também foi analisada nessas simulações. A Figura 4.44 mostra a diferença do módulo da velocidade do vento (m/s), ao nível de 33,4 m acima da superfície, no horário das 18 Z (15 HL) para os dias 01 de agosto (Figura 4.44a) e 02 de agosto (Figura 4.44b) na qual é possível notar que sobre as áreas urbanas há uma diminuição na velocidade do vento e, por continuidade, em algumas áreas fora das regiões urbanizadas há um aumento. As diferenças encontradas são bastante semelhantes nos dois dias e mostram que a área urbana da RMSP faz com que o vento seja cerca de 1 m/s menos intenso durante o período diurno. Essa diminuição na velocidade do vento é decorrência do aumento da rugosidade nessas áreas urbanas e causam um aumento no cisalhamento vertical do vento e, conseqüentemente, um aumento no fluxo de momento na vertical. Também, há um aumento no gradiente térmico (mistura menos intensa com o ar

oriundo das regiões vizinhas) e conseqüentemente um aumento na intensidade da ilha de calor urbana. Durante o período noturno observa-se um comportamento oposto, como pode ser verificado nas Figuras 4.44c e 4.44d, indicando que na área urbana os ventos tendem a ser mais intensos que em áreas vegetadas.

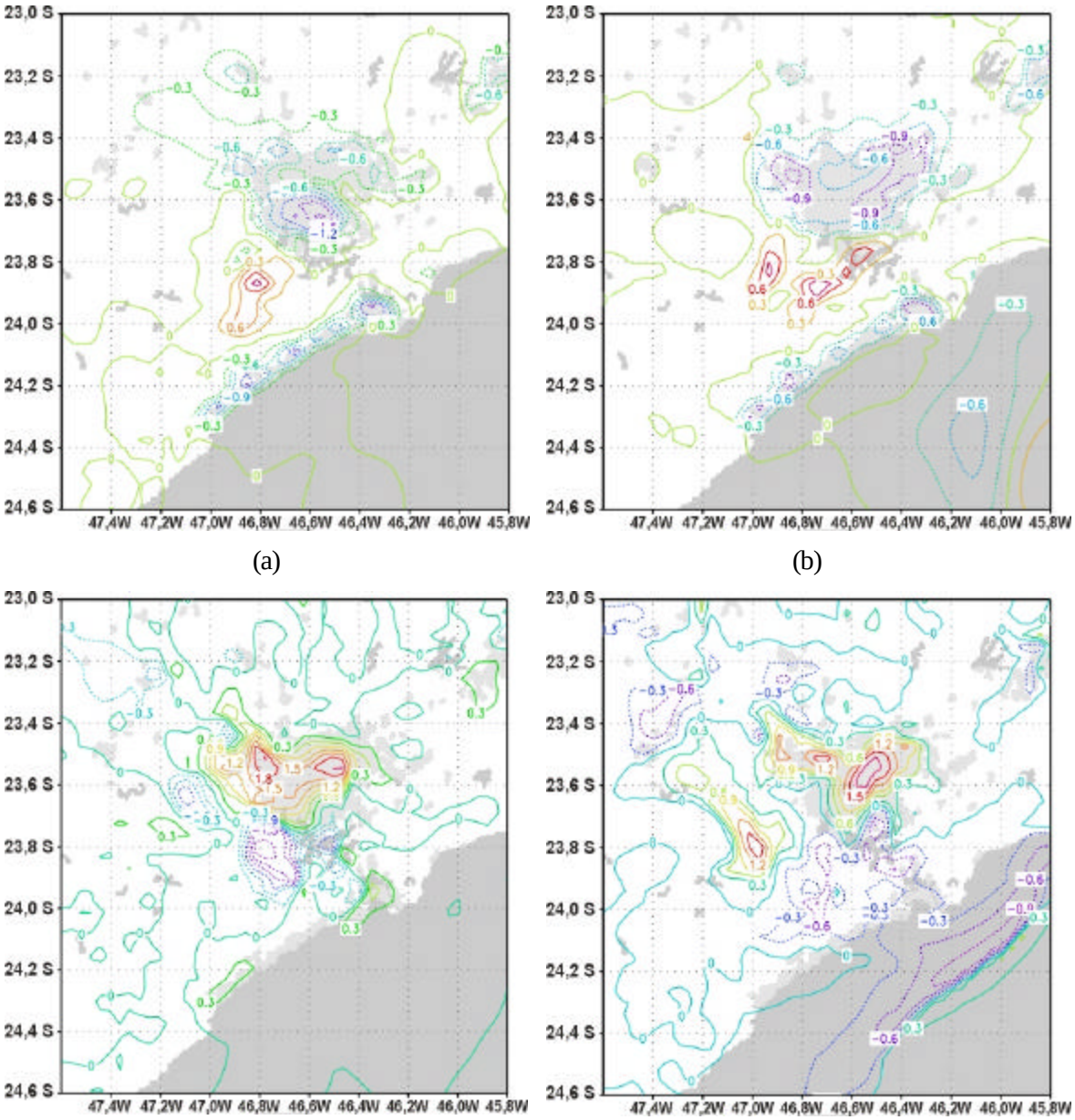



*Figura 4.44: Campo da diferença do módulo da velocidade do vento (m/s) no nível de 33,4 m acima da superfície. Em (a) para o horário das 18 Z do dia 01 de agosto, em (b) para o horário das 18 Z do dia 02, em (c) para o horário das 07 Z do dia 01 e em (d) para o horário das 07 Z do dia 02.*

### 4.5.1. Conclusões.

As análises realizadas permitiram a identificação de alguns aspectos relacionados à presença de áreas urbanas, principalmente da RMSP, sobre a formação de uma ilha de calor. Alguns desses aspectos podem ser destacados:

- As diferenças de temperatura encontradas entre as áreas urbanas e suas vizinhanças são altamente dependentes das dimensões da área urbana. Em regiões urbanas relativamente pequenas o efeito de ilha de calor pode ser imperceptível em conseqüência da rápida mistura com o ar das regiões vizinhas;
- A presença das áreas urbanas contribui para a formação de zonas de convergência e divergência não só sobre essas áreas, mas também sobre regiões remotas. Essas zonas têm extensão vertical relativamente pequena (cerca de 800 m, incluindo-se as respectivas correntes de retorno) quando comparados, por exemplo, com as circulações associadas à brisa marítima. Sobre a RMSP, as zonas de convergência ficam geralmente localizadas próximo às bordas da área urbana, sendo que em seu centro forma-se uma zona de divergência. Essa zona de divergência é menos intensa nos dias em que a contribuição de fontes antropogênicas de origem veicular é mais efetiva;
- Em conseqüência de um maior fluxo de calor sensível e um menor fluxo de calor latente, sobre as áreas urbanas a razão de Bowen chega a ser cerca de 3,5 vezes maior do que seria caso essas regiões fossem cobertas por vegetação;
- A altura da CLP é altamente modificada pela presença de áreas urbanas sendo cerca de 150 m mais alta que seria no caso de uma área vegetada nos dias em que as fontes antropogênicas são menos intensas. Quando a participação dessas fontes é mais efetiva, a diferença pode chegar a até 400 m (ou mais). Assim como para as zonas de divergência/convergência, esse parâmetro pode ser influenciado em regiões relativamente distantes das áreas urbanas. Comparações entre a área urbana e suas vizinhanças indicam que durante o período diurno essas diferenças variam entre 200 e 600 m, dependendo da região escolhida. Essas diferenças podem ser explicadas como sendo um reflexo do balanço de energia em superfície. Na região urbana verificam-se altos valores para a razão de Bowen, em contraste com outras regiões, relativamente distantes da área urbana, onde os fluxos de calor sensível e latente são equivalentes;
- A velocidade do vento, em níveis mais baixos da atmosfera, também sofre uma influência significativa das regiões urbanas chegando a ser cerca de 1 m/s (ou mais)

menos intensas nessas regiões durante o período diurno. Durante a noite a situação se inverte e a intensidade do vento na região urbana chega a ser cerca de 1,8 m/s mais forte.

## 4.6. Os efeitos da ilha de calor e da brisa marítima sobre a dispersão de poluentes

Essa seção traz uma análise sobre a relação entre a ilha de calor urbana e a concentração de alguns poluentes. Para isso, foram escolhidas algumas estações da rede automática da CETESB que fornecem medidas de PM10 e CO, dois poluentes com tempo de vida relativamente alto. Os dados que caracterizam a ilha de calor urbana foram extraídos da simulação utilizada para a validação do acoplamento RAMS-TEB para o período de 01 a 03 de agosto de 1999. Numa segunda análise, é utilizado o modelo de dispersão existente no RAMS com as modificações feitas por FREITAS (1999), para a verificação do transporte de poluentes da RMSP para outras regiões.

### 4.6.1. Metodologia utilizada na análise.

Primeiramente, seguindo uma definição de ilha de calor urbana semelhante àquela utilizada em MORRIS et al. (2001), foi calculado um índice que determina a intensidade da ilha de calor urbana, aqui referido como UHI, que é obtido através da diferença entre a temperatura média horária urbana, calculada para quatro pontos localizadas dentro da RMSP, e a temperatura média horária "rural", calculada através de quatro pontos localizados fora da RMSP e que formam um retângulo ao redor da cidade, ou seja,

$$UHI = \overline{T_{urb}} - \overline{T_{rur}} \tag{4.1}$$

Para o cálculo da temperatura média horária urbana ($\overline{T_{urb}}$) foram utilizadas pontos de grade próximos às estações do Ibirapuera, São Caetano do Sul, Parque D. Pedro II e São Miguel Paulista (localizações das estações da rede da CETESB). Para o cálculo da temperatura média horária rural ($\overline{T_{rur}}$) foram utilizados os pontos correspondentes às coordenadas 46,387º W – 23,811º S, 46,387º W – 23,415º S, 47,011º W – 23,811º S, 47,011º W – 23,415º S. As temperaturas utilizadas nos cálculos referem-se ao primeiro nível vertical do modelo (33,4 m) considerando os valores como sendo representativos da superfície.

Semelhantemente à temperatura, também foi definido um índice de umidade, *UQI*, dado por:

$$UQI = \overline{q_{urb}} - \overline{q_{rur}}\,, \tag{4.2}$$

obtido através da diferença entre a umidade específica média horária das regiões urbana e rural para os mesmos pontos anteriormente citados.

A Figura 4.45 apresenta a evolução temporal desses dois índices para o período analisado. Dessa figura verifica-se que a máxima intensidade da ilha de calor urbana ocorre no final da tarde (por volta das 17 HL) atingindo valores de 4 ºC. A intensidade mínima ocorre geralmente nas primeiras horas da manhã (~ 09 HL), sendo o valor mínimo observado de 0,87º C. O índice UHI mostra também que a temperatura na cidade foi sempre mais alta que a temperatura das áreas rurais (para os pontos que foram escolhidos para o cálculo das médias rurais). Durante o período analisado, o índice de umidade apresentou, nas primeiras 48 horas de simulação, uma alternância entre os máximos. Nas primeiras horas da manhã a umidade específica apresenta valores maiores na região urbana (~ 05 HL). Os menores valores para este índice ocorrem durante o período da tarde, com valores maiores nas regiões rurais atingindo –1,3 g/kg no dia 2 de agosto por volta das 15 HL. A partir do segundo dia de simulação, os valores na cidade foram sempre mais baixos que na área rural. Após as 15 HL ocorre uma diminuição no valor desse índice, possivelmente em decorrência da penetração da brisa marítima.

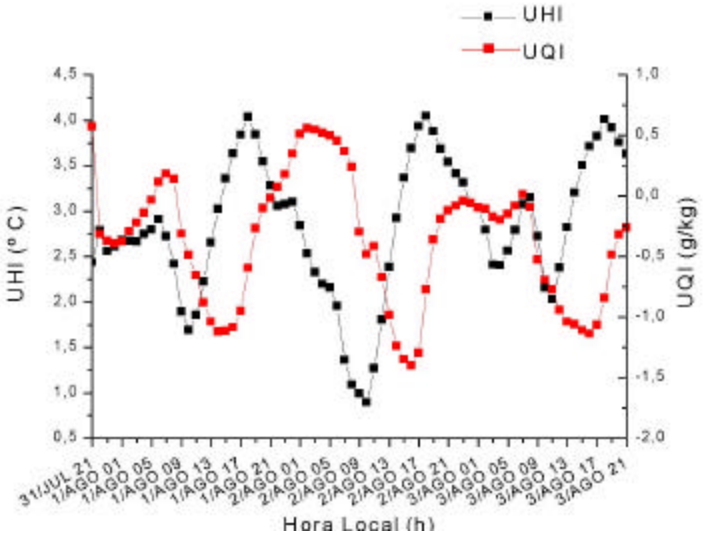



*Figura 4.45: Índices de temperatura (UHI) e umidade específica (UQI) para o período simulado.*

Para facilitar a visualização, nesta comparação tanto os dados de poluentes como os índices foram normalizados, ou seja,

$$\text{var} = \frac{\text{var} - \min(\text{var})}{\max(\text{var}) - \min(\text{var})}, \qquad (4.3)$$

Nessa expressão, *var* representa qualquer uma das variáveis utilizadas. Sendo assim, todos os valores estão compreendidos entre 0 e 1 e são adimensionais.

### 4.6.2. Resultados

A Figura 4.46 mostra a evolução temporal dos valores normalizados de UHI e PM10 para cinco estações da CETESB (Ibirapuera, P. D. Pedro II, Osasco, Santo Amaro e Santo André) localizadas na RMSP. Qualitativamente, é possível notar que existe uma relação em fase entre os máximos de UHI e a concentração de PM10. Na maioria das vezes, quando a ilha de calor foi mais intensa houve um aumento na concentração desse poluente, entretanto, essa relação só parece existir entre os máximos.

A Figura 4.47 mostra a evolução temporal do mesmo índice e das concentrações normalizadas de CO. Existe uma certa diferença no comportamento das estações, entretanto, com relação ao índice UHI, continua existindo uma certa relação com a fase dos máximos, semelhante à obtida para o PM10. Para os dois poluentes, observa-se um pico próximo ao horário das 18 HL no dia 02 de agosto. A principal razão para esse pico é que no dia 02 de agosto, uma segunda-feira, existia um maior número de veículos que no dia 01 (domingo). Porém, no mesmo horário, no dia 03 de agosto, apesar do índice UHI ser alto e de haver uma contribuição significativa de fontes antropogênicas de origem veicular, as concentrações são bem inferiores. Esse fato será analisado posteriormente.

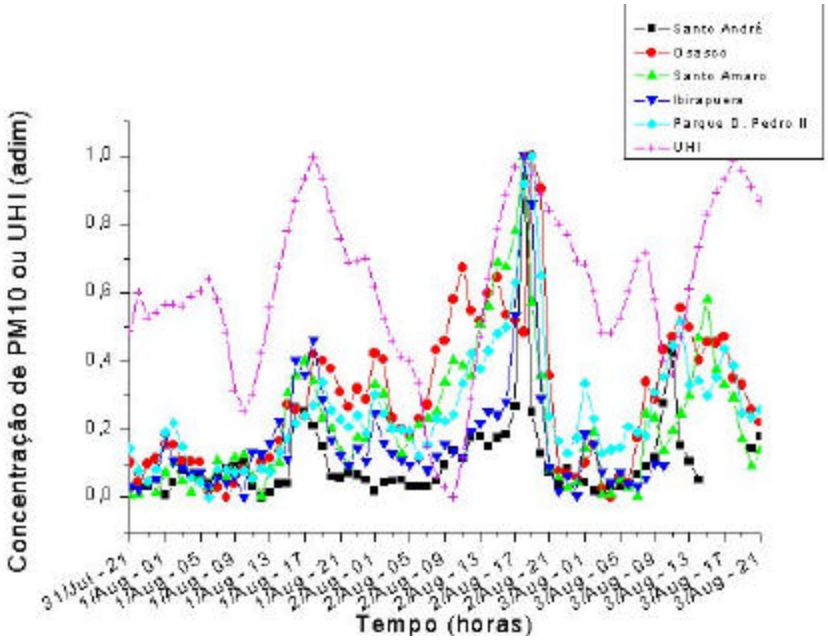



*Figura 4.46: Evolução temporal de UHI e PM10 (normalizados) para o período analisado. Os horários correspondem à Hora Local (HL).*

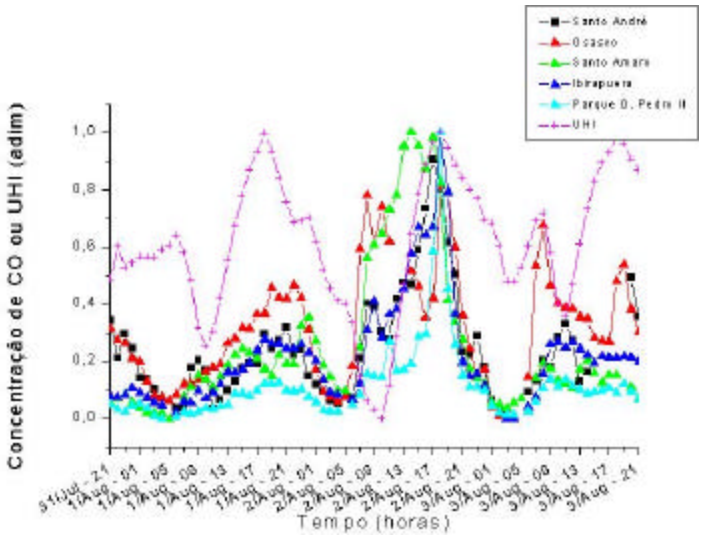



*Figura 4.47: Evolução temporal de UHI e CO (normalizados) para o período analisado. Os horários correspondem à Hora Local (HL).*

Uma comparação quantitativa entre as concentrações e os índices foi realizada através do cálculo das correlações entre essas variáveis. De maneira geral, as correlações são baixas, porém, fica claro que existe uma relação positiva com os máximos de concentração e a intensidade da ilha de calor. Altos valores de UHI correspondem a altas concentrações de ambos os poluentes. Para o índice de umidade verifica-se que as correlações são negativas indicando que valores altos de UQI correspondem a valores baixos de concentração. Os valores de correlação entre o índice UQI e as concentrações normalizadas foram relativamente maiores do que com o índice UHI, mostrando que essas concentrações possuem uma maior relação com a umidade que com a temperatura, como era de se esperar, pois a umidade é fator fundamental para alguns processos de remoção (por exemplo, a deposição úmida). Um estudo realizado por FREITAS et. al. (2000a) sobre as concentrações de ozônio em superfície mostram resultados similares com relação a temperatura. A Tabela 4.1 apresenta os valores obtidos para essas correlações.

*Tabela 4.1: Coeficientes de correlação entre as concentrações de PM10 e CO (nas cinco estações utilizadas) e os índices UHI e UQI.*

| | PM10 | | | CO | |
|---|---|---|---|---|---|
| | UHI | UQI | | UHI | UQI |
| Santo André | 0,22 | -0,50 | | 0,31 | -0,43 |
| Osasco | 0,16 | -0,37 | | 0,08 | -0,25 |
| S. Amaro | 0,28 | -0,52 | | 0,04 | -0,40 |
| Ibirapuera | 0,49 | -0,39 | | 0,28 | -0,46 |
| P. D. Pedro II | 0,38 | -0,38 | | 0,30 | -0,34 |

Uma outra comparação realizada foi entre os dois poluentes e a intensidade do vento. Foi calculada a correlação entre uma média das concentrações nas cinco estações e uma média da magnitude do vento em superfície em cinco localidades situadas na RMSP. O coeficiente de correlação foi de -0,46 para o PM10 e de −0,45 para o CO, indicando que ventos fortes estão relacionados com menores concentrações, como era de se esperar, pois uma maior intensidade do vento contribui para uma maior mistura e dispersão desses poluentes.

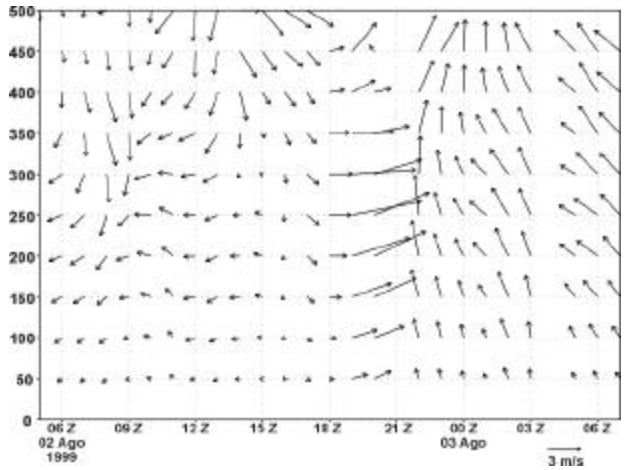
### 4.6.3. Ocorrência de altas concentrações no dia 02 de agosto de 1999.

Como foi observado na seção anterior, no dia 02 de agosto de 1999, observam-se altas concentrações de PM10 e CO no período da tarde e início da noite (entre 14 e 20 HL). A concentração máxima de PM10 foi superior a 350 $\mu g/m^3$ nas estações de Santo André e Ibirapuera. Nas estações de Osasco e Parque D. Pedro II os máximos foram superiores a 150 $\mu g/m^3$ (o limite estabelecido pelo CONAMA é de 150 $\mu g/m^3$ por dia). As concentrações de CO atingiram valores superiores a 5 ppm. Uma das principais razões para esses valores altos é que o dia 02 de agosto de 1999 foi uma segunda-feira, tendo uma contribuição veicular muito maior que a do dia anterior. Entretanto, no dia 03 de agosto (terça-feira) as concentrações foram bem inferiores às do dia 02 de agosto. Uma análise dos dados de concentração da CETESB e de quilômetros de congestionamento da Companhia de Engenharia de Tráfego (CET) para os meses de julho, agosto e setembro, sugere que as emissões veiculares nesses dois dias da semana são bastante parecidas. Sendo assim, foi feita uma verificação da situação da atmosfera nesses dois dias para explicar a razão da diferença dessas concentrações. Para isso, além dos dados obtidos através da modelagem numérica, fez-se uso dos dados fornecidos pelo Sodar Doppler instalado no prédio do IAG-USP (lat 23º 33' 35" S; lon 46º 43' 55" W) durante esse período. Esses dados, além de complementar a análise, servem para uma verificação sobre a intensidade e direção dos ventos obtidos da modelagem numérica. Uma descrição detalhada desse instrumento pode ser vista em FREITAS et al. (2000b). Além da direção e velocidade do vento, esse instrumento fornece informações sobre a altura da camada limite, desvios padrão dos componentes do vento e intensidade das flutuações de temperatura, através da função estrutura de temperatura, $C_T^2$, dada por:

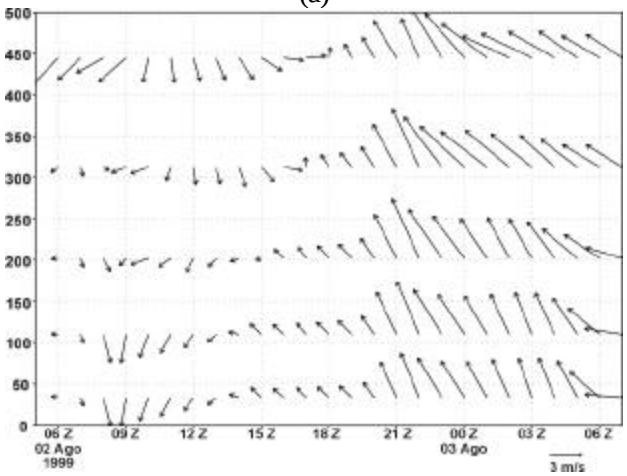
$$C_T^2 = \left[ \frac{T(z) - T(z + \Delta z)}{\Delta z^{1/3}} \right]^2 \tag{4.4}$$

Apesar do instrumento não fazer nenhuma medida de temperatura, esse parâmetro é diretamente proporcional à potência do sinal recebido pelo Sodar, podendo ser obtido através desta. Durante o período o Sodar operou com uma resolução vertical de 50 m.

A Figura 4.48 (a e b) mostra o perfil vertical do vento para o dia 02 de agosto de 1999 obtido pelo Sodar Doppler e pela modelagem numérica. A direção dos ventos mostra uma concordância razoável entre os dados modelados e os obtidos pelo Sodar. A maior diferença é encontrada pouco antes da penetração da brisa marítima, entre 20 e 22 Z. Nos dados obtidos pelo Sodar (Figura 4.48a) observa-se a presença de ventos de SW, desde a superfície até o nível de 500 m, causados pela convergência associada a frente de brisa marítima. Essa configuração não é observada nos dados fornecidos pelo modelo (Figura 4.48b). A intensidade dos ventos é, em geral, superestimada pelo modelo. O horário de chegada da brisa marítima é bem representado e ocorre por volta das 21 Z.



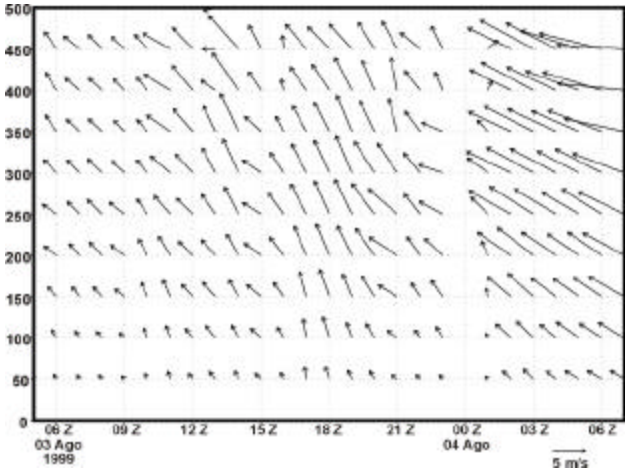

(a)



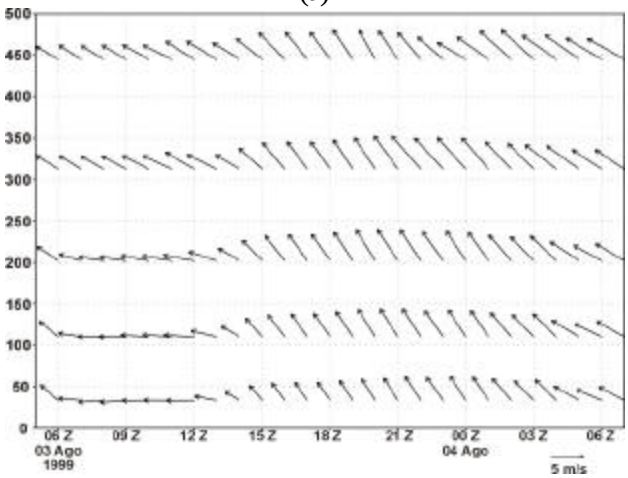

(b)

*Figura 4.48: perfil vertical do vento para período compreendido entre às 06 Z do dia 02 de agosto de 1999 e 06 Z do dia 03 de agosto de 1999 para o ponto de latitude 23,559º S e 46,732º W (IAG-USP) . Em (a), obtido pelo Sodar Doppler. Em (b), obtido pela modelagem numérica.*

A Figura 4.49 (a e b) mostra os perfis verticais do vento para o período entre às 06 Z do dia 03 de agosto e 06 Z do dia 04 de agosto. Semelhantemente ao dia anterior, a direção do vento é bem representada pelo modelo. Durante todo o dia existe um predomínio de ventos de quadrante SE, bem mais intensos que no dia anterior (verificar escala na base das figuras). Um aspecto de grande importância é que nesse dia a penetração da brisa marítima ocorreu bem mais cedo que no dia anterior, por volta das 17 Z, em conseqüência da presença desses ventos de quadrante SE que favorecem a propagação da frente de brisa. Como os ventos nesse dia foram bem mais fortes, a dispersão dos poluentes foi favorecida, pois, nesses casos, há um aumento na turbulência. Outro fator importante é que no horário em que geralmente ocorrem as maiores emissões (final da tarde e início da noite) a brisa marítima já havia passado pela RMSP, transportando boa parte dos poluentes para regiões distantes, como será mostrado posteriormente.




(a)




(b)

*Figura 4.49: Mesmo que na Figura 4.48 para o período compreendido entre às 06 Z do dia 03 de agosto de 1999 e 06 Z do dia 04 de agosto de 1999.*

Vale observar que só é possível uma comparação qualitativa entre os dados fornecidos pelo Sodar e os dados simulados, dada a diferença na resolução vertical e da área envolvida nos dois procedimentos. As diferenças na intensidade do vento no período compreendido entre às 06 Z de 02 de agosto e 06 Z de 03 de agosto, indicam que o modelo tende a fornecer superestimativas, porém, nota-se que entre os dias 03 e 04 as diferenças não são tão grandes. Desde a aquisição deste instrumento pelo Departamento de Ciências Atmosféricas, têm-se observado que sob condições de ventos calmos o mesmo não fornece bons resultados. Isso pode ser decorrência da baixa reflexão das ondas sonoras emitidas pelo instrumento sob essas condições. Infelizmente, nenhum experimento de maior precisão foi realizado para verificar esse fato mas, como pode ser observado na Figura 4.49b, relativa ao período das 06 Z do dia 03 de agosto às 06 Z do dia 04 de agosto, como os ventos são mais fortes as intensidades são bastante parecidas.

Através dos desvios padrão dos componentes do vento fornecidos pelo sodar, é possível o cálculo da energia cinética turbulenta que dá uma idéia sobre a turbulência na atmosfera. A variância é definida como o quadrado do desvio padrão, ou seja,

$$\text{var} = s_i^2 = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N}(u_{i,j} - \overline{u_i})^2 = \frac{1}{N}\sum\left(u'_{i,j}\right)^2$$

$$s_i^2 = \frac{1}{N}\sum_{j=1}^{N}\left(u'_{i,j}\right)^2 = \overline{u_i'^2} \qquad (4.5)$$

com o índice $i$ indicando um dos três componentes do vento ($i$=1,2,3), tal que $u_1$=u;$\sigma_1$=$\sigma_u$, $u_2$=v;$\sigma_2$=$\sigma_v$ e $u_3$=w;$\sigma_3$=$\sigma_w$.

A energia cinética turbulenta média é dada por STULL (1980, pg. 46) como:

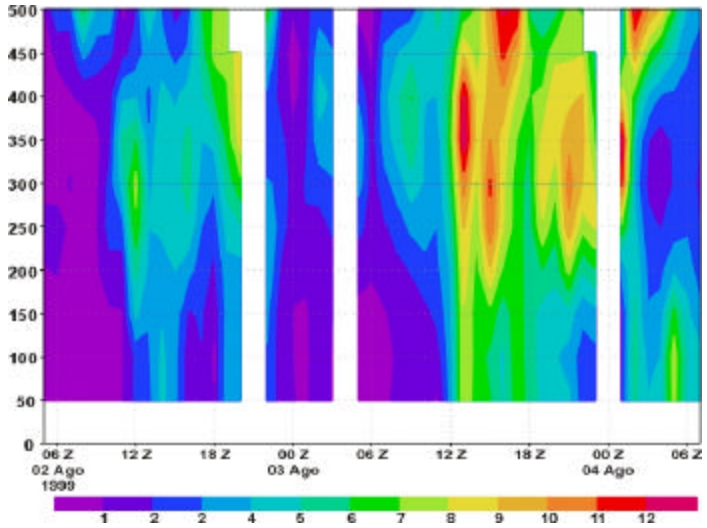
$$ECT = \frac{1}{2}\left(\overline{u'^2} + \overline{v'^2} + \overline{w'^2}\right) \qquad (4.6)$$

Substituindo a equação 4.5 na equação 4.6, finalmente obtemos:

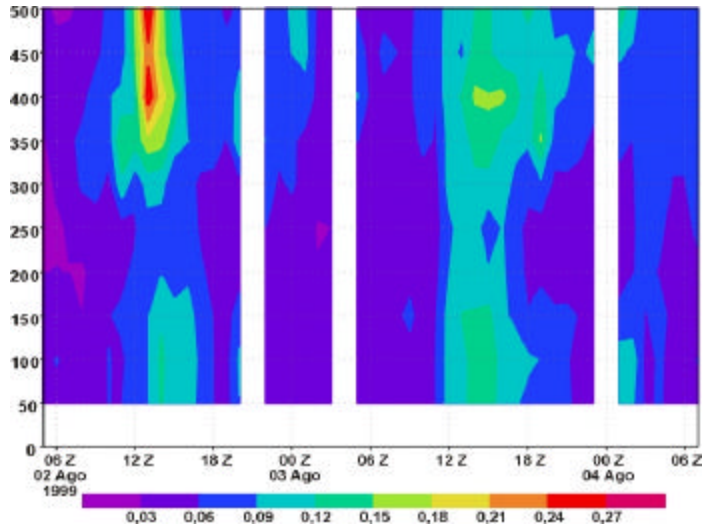
$$ECT = \frac{1}{2}\left(s_u^2 + s_v^2 + s_w^2\right) \qquad (4.7)$$

A Figura 4.50 (a e b) apresenta a evolução temporal da Energia Cinética Turbulenta (ECT) e da função Estrutura de Temperatura ($C_T^2$) para o período compreendido entre às 06 Z do dia 02 de agosto e 06 Z do dia 04 de agosto de 1999. Na Figura 4.50a verifica-se que no período da tarde existe uma diferença significativa nos valores de ECT, indicando que na tarde do dia 03 de agosto a turbulência foi mais intensa, o que mostra uma das razões pela qual esse dia apresentou concentrações menores do que o dia anterior. A evolução temporal de $C_T^2$ mostra que entre os dois dias, durante o período da tarde, não houve grandes flutuações

de temperatura. Há uma certa semelhança entre os dois dias com relação a este parâmetro. Esses resultados indicam que a turbulência de origem mecânica foi um dos responsáveis pela grande diferença nas concentrações observadas nos dois dias analisados.




(a)




(b)

*Figura 4.50: Evolução temporal da Energia Cinética Turbulenta média (a) em unidades de $m^2/s^2$ e da Função Estrutura de Temperatura, $C_T^2$, (b) em unidades arbitrárias.*

### 4.6.4. O transporte de poluentes pela brisa marítima.

Na seção anterior verificou-se a importância da turbulência, neste caso principalmente a de origem mecânica, que teve grande importância na dispersão de poluentes, ocasionando grandes diferenças nas concentrações observadas na RMSP. Outro fator importante foi a passagem da brisa marítima que, no dia 03 de agosto, ocorreu poucas horas antes do horário de pico, contribuindo para o aumento da turbulência e, conseqüentemente, para a dispersão de

poluentes. A passagem da brisa intensifica o transporte desses poluentes, tanto na vertical quanto na horizontal. Sendo assim, essa seção tem o objetivo de verificar como se dá o transporte de um dos poluentes de origem majoritariamente veicular, o CO. Esta análise será feita através do uso de um modelo de dispersão, que utiliza o método Euleriano baseado na integração da equação de conservação de massa, existente no modelo RAMS com as modificações realizadas por FREITAS (1999). As modificações principais estão relacionadas com o modelo de fontes emissoras, a distribuição espacial dessas fontes para evitar fontes muito localizadas e a inclusão de sumidouros que levam em conta o tempo de vida média desse poluente (cerca de 30 dias).

Para tanto, foi introduzido um modelo de fontes emissoras de gases associados à emissão veicular da RMSP, distribuídas espacial e temporalmente, obedecendo um ciclo semelhante àquele utilizado na representação dos fluxos de calor sensível e latente apresentados no capítulo 3. Os termos de advecção na escala resolvida e o transporte turbulento na escala sub-grade são resolvidos utilizando as parametrizações próprias do modelo RAMS.

#### 4.6.4.1. O modelo de transporte de gases inertes.

A equação que determina o transporte de uma determinada espécie química *C* pode ser escrita como (FREITAS, 1999):

$$\frac{\partial \overline{C}}{\partial t} = \left(\frac{\partial \overline{C}}{\partial t}\right)_{adv} + \left(\frac{\partial \overline{C}}{\partial t}\right)_{turb} + \overline{Q}_{[\overline{C}]} \tag{4.8}$$

sendo:

- $\left(\frac{\partial \overline{C}}{\partial t}\right)_{adv}$ é o termo associado à advecção na escala da grade, dado por:

$$\left(\frac{\partial \overline{C}}{\partial t}\right)_{adv} = -\overline{u}_i \frac{\partial \overline{C}}{\partial x_i} \tag{4.9}$$

sendo $\overline{C}$ o valor médio do escalar C e $\overline{u}_i$ o componente *i* da velocidade média do vento. Na expressão acima é utilizada a notação da soma, em que o índice *i* indica a ocorrência de uma soma no domínio [1,3], de tal forma que $u_1 = u$, $u_2 = v$ e $u_3 = w$ e $x_1 = x$, $x_2 = y$ e $x_3 = z$.

- $\left(\frac{\partial \overline{C}}{\partial t}\right)_{turb}$ é o termo associado ao transporte turbulento na camada limite planetária, dado por:

$$\left(\frac{\partial \overline{C}}{\partial t}\right)_{turb} = -\frac{1}{r_0}\frac{\partial\left(r_0 \overline{u_i^{'} C^{'}}\right)}{\partial x_i} \tag{4.10}$$

sendo $r_0$ a densidade do ar do estado básico, $\overline{u_i^{'} C^{'}}$ o fluxo turbulento transportando o escalar $C$ através do momento $u_i$, e $i$, $j$ os índices que designam as três dimensões espaciais (1,2,3) utilizando a notação da soma.

- $\overline{Q}_{[C]}$ é o termo fonte, com unidades kg[$C$]/kg[ar]s, uma vez que a concentração é calculada como a razão de mistura do gás para o ar.

O termo fonte, $\overline{Q}_{[C]}$, foi ajustado utilizando o ciclo de dupla Gaussiana citado no capítulo 3, através de várias simulações, até que fossem obtidos valores próximos às observações. Este procedimento foi necessário, pois, apesar da possibilidade de estimativa das emissões de origem veicular, as fontes são altamente variáveis no tempo e no espaço. Os valores ajustados correspondem a emissões equivalentes a 15 ton de CO por dia na região urbana do tipo 1 e 5 ton de CO por dia na região urbana do tipo 2.

#### 4.6.4.2. Resultados.

A Figura 4.51 mostra uma comparação entre a evolução temporal das concentrações de CO (em ppm) obtida pela simulação, ao nível de 33,4 m acima da superfície e relativos aos pontos de grade mais próximos das estações, e os dados observados pela rede automática da CETESB (em superfície). De maneira geral, as simulações representam relativamente bem a evolução temporal dessas concentrações nas quatro estações. Os picos de concentração que aparecem por volta das 14-15 HL no dia 02 de agosto foram simulados satisfatoriamente. Na estação Parque D. Pedro II há uma grande diferença com uma sub-estimativa pelo modelo. Porém, este é um efeito localizado e dificilmente pode ser bem representado por qualquer simulação que utilize uma fonte generalizada. A maior falha nas simulações esta no período da tarde do dia 03 de agosto de 1999. Em geral, o modelo superestima as concentrações de CO. Apesar da utilização da mesma taxa de emissão para esse dia, existe uma pequena diminuição nas concentrações, como era de se esperar, pois, como visto na seção anterior através da análise dos dados do Sodar, este dia foi marcado pela presença de ventos mais fortes que os do dia anterior e uma maior intensidade da turbulência, além da penetração antecipada da brisa marítima. Porém, os valores simulados chegam a ser 3 vezes maiores que os observados, mostrando que ainda há a necessidade de um melhor ajuste das fontes emissoras ou dos processos de difusão no modelo.

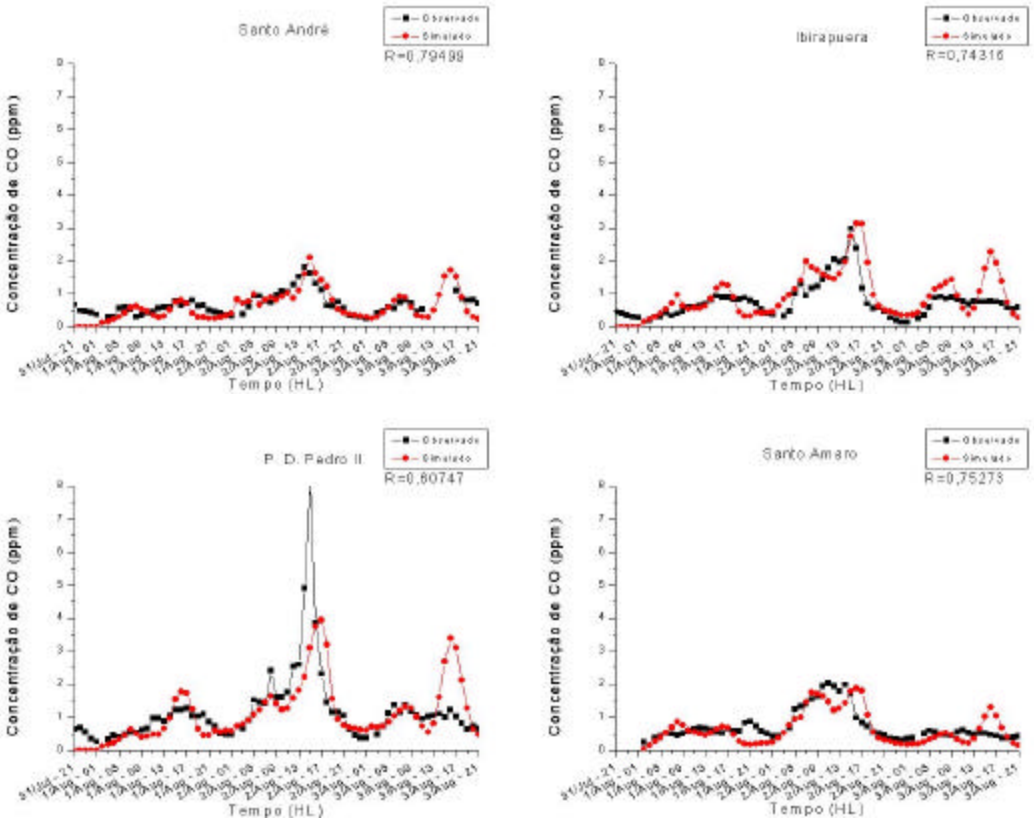



*Figura 4.51: Comparação entre as concentrações de CO (ppm) obtidas pelas simulação e fornecidas pela rede automática da CETESB para o período entre 21 HL (00 Z) do dia 01 de agosto e 21 HL (00 Z) do dia 03 de agosto de 1999. No canto superior direito de cada figura está indicado o coeficiente de correlação.*

Em termos de coeficientes de correlação, os valores são satisfatórios, com mínimo de 0,61 e máximo de 0,79, indicando que a fase das oscilações é relativamente bem representada.

Um dos aspectos interessantes e que ressaltam a importância da brisa marítima sobre a dispersão de poluentes, principalmente no período de inverno, é o transporte desses poluentes para regiões distantes da RMSP. A Figura 4.52 mostra a evolução da massa de CO por $m^2$ integrada na vertical, para o período entre às 05 Z do dia 02 de agosto de 1999 e 03 Z do dia 03 de agosto de 1999, obtidas através do modelo de dispersão do RAMS.

Apesar de existirem fontes significativas desse poluente em outras regiões urbanas no domínio da grade analisada, só foram colocadas fontes emissoras na área urbana da RMSP. É claro que poluentes emitidos nas outras áreas urbanas eventualmente podem ser transportados para a RMSP. Porém, o objetivo principal dessa análise é verificar o papel que a brisa marítima exerce sobre a dispersão. No caso de realizar-se previsões de condições atmosféricas favoráveis/desfavoráveis à dispersão, essas fontes devem ser incluídas.

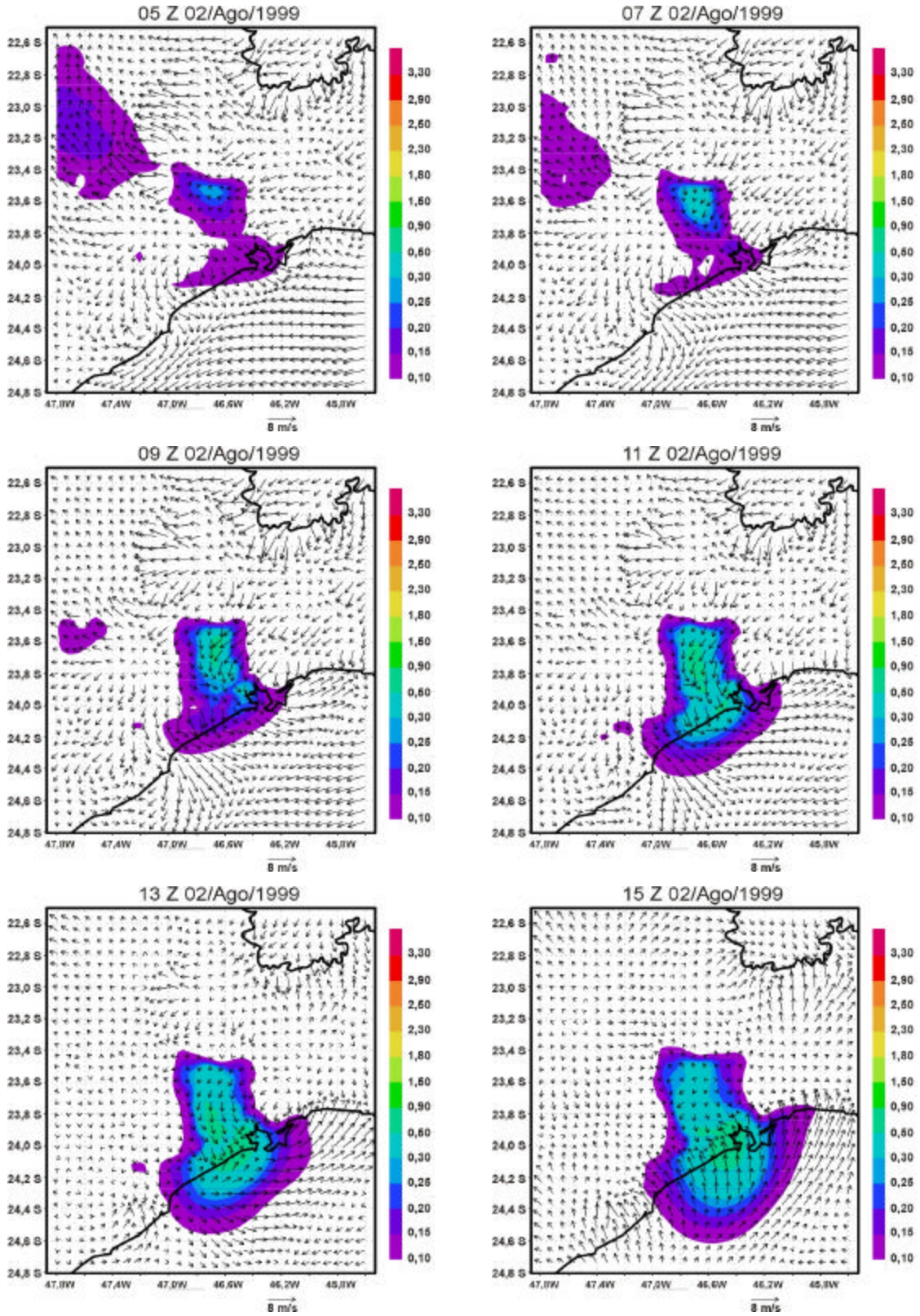



*Figura 4.52: Evolução temporal da quantidade de CO integrado na vertical e do campo do vento (m/s) ao nível de 33,4 m acima da superfície. A barra de cores à direita de cada figura indica a massa em g[CO]/m$^2$.*

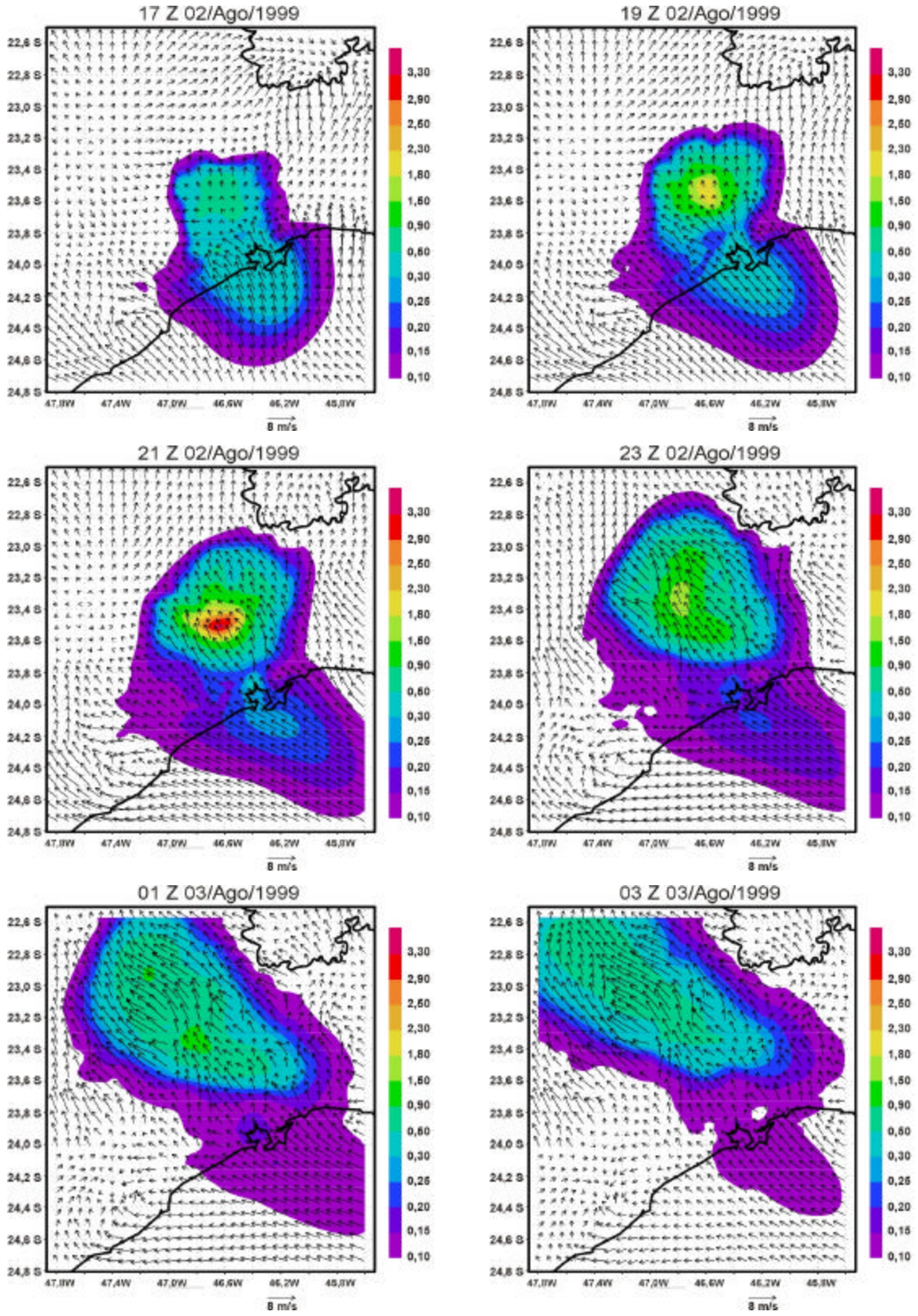



*Figura 4.52: Continuação*

No horário das 05 Z (02 HL) do dia 02 agosto, nota-se que à noroeste da RMSP existe uma concentração considerável, remanescente das emissões do dia anterior. Na RMSP, observa-se uma pluma com valores da ordem de 0,5 g[CO]/m$^2$. Sobre o oceano, é claro o posicionamento da frente de brisa terrestre. Com o desenvolvimento das circulações de brisa terrestre e dos ventos de montanha, ventos de quadrante NW começam a transportar uma certa quantidade de poluentes para o litoral paulista por volta das 07 Z (04 HL). Este transporte continua até que, por volta das 13 Z (10 HL), a pluma oriunda da RMSP cobre uma grande parte do litoral e atinge grandes distâncias sobre o oceano. Nessas regiões os valores chegam a atingir cerca de 0,9 g[CO]/m$^2$ entre às 13 e 15 Z (10 e 12 HL) e, com a inversão dos ventos em decorrência da brisa marítima, começam a decair. Após a chegada da brisa marítima na RMSP, por volta das 19 Z (16 HL), a pluma apresenta um alongamento do sentido SW-NE. As concentrações nesse horário atingem cerca de 2,3 g[CO]/m$^2$. Às 23 Z (20 HL) a pluma cobre grande parte do estado e começa se deslocar no sentido SE-NW, acompanhando a frente de brisa. Na região localizada entre os municípios de Campinas e Jundiaí, as concentrações estão entre 0,9 e 1,5 g[CO]/m$^2$ por volta das 01 Z do dia 03 (22 HL do dia 02). Finalmente, no horário das 03 Z do dia 03 (00 HL), verifica-se que a pluma originada na RMSP cobre grande parte da região noroeste do domínio da grade utilizada. Nessas regiões, as concentrações chegam a ser superiores àquelas na RMSP, com valores de até 0,9 g[CO]/m$^2$.

### 4.6.5. Conclusões.

Em resumo, a análise das simulações realizadas e das concentrações de PM10 e CO sugerem que durante eventos intensos de ilha de calor, indicados pelo índice UHI, as concentrações de poluentes são maiores. Nestas ocasiões, os ventos são geralmente fracos. Fortes ventos contribuem para uma maior mistura na Camada Limite e reduzem o contraste de temperatura entre a região urbana e a região rural (baixos valores de UHI). A brisa marítima tem papel fundamental na dispersão de poluentes, conforme verificado no caso do dia 2 de agosto de 1999 e através da análise do índice UQI, que indica um aumento na umidade da área urbana ou pelo menos uma diminuição do contraste entre essa área e suas vizinhanças. Com a intensificação dos ventos na área urbana em decorrência da penetração da brisa somada a uma diminuição das emissões, as concentrações de PM10 e CO tiveram uma queda da ordem de 90 %.

As concentrações no dia 03 de agosto de 1999 foram bem inferiores àquelas do dia 02 em decorrência de uma penetração antecipada da brisa marítima e do predomínio de ventos fortes de quadrante SE durante todo o dia. Essa situação contribuiu para um aumento da

turbulência, principalmente de origem mecânica, e para uma situação favorável à dispersão de poluentes.

Os valores das concentrações de CO obtidos com o modelo de dispersão do RAMS foram bem próximos dos valores observados nas quatro estações utilizadas. As maiores diferenças ocorreram no dia 03 de agosto de 1999, apesar da situação favorável à dispersão, mostrando que ainda são necessários alguns ajustes e correções no código para torná-lo confiável. Entretanto, durante o dia 02 de agosto, foi possível verificar que poluentes originados na RMSP, podem ser transportados para regiões bem distantes. Durante o período noturno, por ocasião das circulações de brisa terrestre e dos ventos de montanha, verificam-se grandes concentrações sobre grande parte do litoral paulista. Durante o dia, em decorrência da penetração da brisa marítima, regiões localizadas à noroeste da RMSP são altamente afetadas, chegando a ter concentrações maiores que aquelas próximas das fontes.

# 5. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros.

O objetivo desse trabalho foi estudar os processos de superfície que determinam o balanço de energia na formação de circulações locais na Região Metropolitana de São Paulo, através da modelagem numérica da atmosfera, utilizando o "*Regional Atmospheric Modeling System*" (RAMS), e de dados observados, os coletados pela rede operacional da CETESB e aqueles coletados especialmente durante a 1ª Fase intensiva de medidas de campo do Projeto Temático FAPESP No 96/1403-4 "Meteorologia e Poluição do Ar em São Paulo". Os principais tipos de circulações locais abordados nesse trabalho foram: As Brisas Marítima/Lacustre/Terrestre, A Ilha de Calor Urbana, e as Circulações de Vale-Montanha.

Através da utilização de imagens do satélite LANDSAT-5, foi obtido um arquivo de ocupação do solo na RMSP numa resolução melhor que o arquivo que acompanha o modelo RAMS (aproximadamente 424 m). Os resultados mostraram que pelo menos dois tipos diferentes de ocupação urbana podem ser definidos. Essas regiões diferem principalmente na verticalização e espaçamento entre as construções. Apesar de alguns trabalhos realizados por outros pesquisadores mostrarem que a RMSP possui um maior número de regiões mesoclimáticas, dadas as limitações de ordem computacional, foi utilizada a caracterização da ocupação do solo obtida nesse trabalho. Um arquivo de topografia na mesma resolução foi criado através da Modelagem Numérica de Terreno utilizando o Sistema de Informações Geográficas SPRING.

Uma melhora na representação dos processos de superfície em áreas urbanas foi obtida através do acoplamento entre o modelo RAMS e um esquema específico para a representação desses processos, o esquema "*Town Energy Budget*" (TEB). Foi feita a validação do modelo para um período de três dias do inverno de 1999. Este acoplamento foi feito de forma a permitir que o modelo de interação solo-vegetação-atmosfera do RAMS, o LEAF-2, representasse os processos de superfície para regiões vegetadas, de solo nu e corpos d'água nos locais onde não existia nenhum tipo de ocupação urbana. Durante a validação verificou-se que ambos os modelos representaram relativamente bem os ciclos de temperatura e umidade relativa durante um período de até 72 horas. Porém, a representação da umidade específica não foi considerada satisfatória para um período maior que 48 horas. As análises estatísticas realizadas para a validação mostraram que as simulações apresentam um alto grau de correlação (maiores que 0,8 na maior parte das estações para a umidade relativa e superiores a 0,9 para a temperatura), sendo que o esquema TEB é ligeiramente superior na

maioria dos casos quando da análise de umidade relativa e temperatura. As correlações para umidade específica foram baixas (da ordem de 0,5) em todas as estações. Os resultados mostraram que a inclusão de *nudging* central nas simulações nem sempre é adequada. Isto se deve ao fato de que esse procedimento busca trazer os valores das variáveis simuladas para valores mais próximos daqueles fornecidos pelo modelo de grande escala utilizado como condição de fronteira. Quando os dados do modelo de grande escala não são bons, esse procedimento pode prejudicar os resultados das simulações com o modelo de mesoescala. Os erros médios das simulações, uma medida de acurácia, foram da ordem de 10% para a umidade relativa, 1,2º C para a temperatura e 1,1 g/kg para a umidade específica com a utilização do TEB. As simulações com o LEAF-2 apresentaram valores um pouco maiores. De maneira geral, as simulações realizadas para tal validação mostraram que o esquema TEB é relativamente melhor. Um dos aspectos que contribuiu para melhores resultados foi a inclusão de fontes antropogênicas de calor sensível e latente, oriundas de fontes industriais e veiculares. Para as fontes veiculares, foi utilizado um ciclo na forma de uma dupla gaussiana para representar os horários de maior circulação de veículos.

Através da análise da circulação de grande escala para o período entre os dias 01 de agosto de 1999 e 03 de agosto de 1999, verificou-se a importância dessa circulação sobre a intensidade e propagação da brisa marítima, sendo identificadas algumas diferenças em decorrência do posicionamento de centros de alta pressão. As principais diferenças encontradas durante o período analisado ocorreram entre os dias 01 e 02. No primeiro dia, o posicionamento da zona de alta pressão, localizado à nordeste da RMSP e litoral, impôs um regime de ventos de NE sobre todo o estado. Essa pode ser uma das razões pela qual a brisa marítima teve uma propagação menor sobre o continente. Nesta situação, após sua chegada na RMSP, a brisa enfraquece e logo perde sua caracterização. Por outro lado, este mesmo posicionamento da zona de alta pressão fez com que a brisa terrestre ocorrida entre esses dias fosse mais intensa e atingisse uma distância maior sobre o oceano. Com o deslocamento da primeira zona de alta pressão para nordeste, uma segunda zona de alta pressão formou-se no sul do país, impondo um regime de ventos de S e SE sobre o estado de São Paulo. Neste dia, a brisa marítima teve uma intensidade semelhante àquela do dia anterior, porém, a velocidade de propagação da frente de brisa foi bem maior. O posicionamento do cavado à sudeste do litoral também contribui para essa configuração. Em concordância com a análise feita para o dia anterior, a brisa terrestre foi muito fraca, em conseqüência do posicionamento da zona de alta pressão. Apesar do pequeno período estudado, as análises realizadas mostram que o

posicionamento das zonas de alta pressão é determinante na intensificação/desintensificação da célula de brisa e na sua propagação.

Os efeitos da topografia, da ilha de calor urbana e da umidade do solo sobre a intensidade e propagação da brisa marítima também foram analisados. A topografia age de maneira a intensificar as circulações de brisa marítima e terrestre através da superposição das circulações do tipo vale/montanha com as circulações de brisa. A presença da escarpa da Serra do Mar contribui para que a brisa marítima atinja a RMSP cerca de três horas mais cedo do que atingiria caso não houvesse essa topografia acentuada. As Serras da Mantiqueira e Cantareira favorecem uma maior penetração da brisa marítima sobre o continente através do mesmo efeito.

A região urbanizada da RMSP contribui para o atraso na chegada da frente de brisa na zona norte e para uma propagação mais rápida até a sua porção sul, em decorrência das circulações geradas pela ilha de calor urbana. Também, a ilha de calor urbana faz com que a velocidade dos ventos seja mais forte na circulação de brisa marítima. Devido a forte convergência gerada pela ilha de calor urbana no centro da RMSP, a frente de brisa permanece estacionada nessa região por algumas horas, gerando correntes ascendentes mais fortes nessa região que ocasionam um maior transporte de umidade na vertical.

A umidade do solo tem um papel importante na formação das circulações de brisa e ilha de calor urbana. A diminuição da umidade do solo pode neutralizar o efeito de ilha de calor devido a diminuição do contraste de temperatura entre a cidade e suas vizinhanças. Conseqüentemente, pode haver uma modificação na intensidade e propagação da brisa marítima. Com o solo mais seco, a brisa marítima tem uma maior intensidade e maior extensão vertical.

Alguns efeitos relacionados à presença das represas de Guarapiranga e Billings nas porções sul e sudoeste da RMSP foram identificados. A presença desses grandes corpos d'água ocasiona a formação de brisas lacustres nessa região. Essas brisas causam uma alteração no campo de temperatura e umidade não somente das regiões próximas a elas, mas também em toda a RMSP, principalmente durante o dia. A presença dessas represas contribui para uma temperatura cerca de 1º C menor nas regiões próximas à elas e, nas regiões mais distantes dentro da RMSP, temperaturas entre 0,1 e 0,8º C menores no período da tarde. Durante a noite os efeitos são mais localizados na própria região das represas.

Os efeitos causados pela urbanização e pelas fontes antropogênicas de calor sensível e latente na formação da ilha de calor urbana também foram analisados. As análises realizadas permitiram a identificação de alguns aspectos relacionados à presença de áreas urbanas,

principalmente da RMSP, sobre a formação de uma ilha de calor. As diferenças de temperatura encontradas entre as áreas urbanas e suas vizinhanças são altamente dependentes das dimensões da área urbana. Em regiões urbanas relativamente pequenas, principalmente àquelas próximas a grandes elevações e que podem sofrer a influência de circulações mais intensas tais como as circulações de vale-montanha, o efeito de ilha de calor pode ser imperceptível em conseqüência da rápida mistura com o ar das regiões vizinhas. A presença das áreas urbanas contribui para a formação de zonas de convergência e divergência não só sobre essas áreas, mas também sobre regiões remotas. Essas zonas têm extensão vertical relativamente pequena (cerca de 800 m, incluindo-se as respectivas correntes de retorno) quando comparados, por exemplo, com as circulações associadas à brisa marítima. Sobre a RMSP, as zonas de convergência ficam geralmente localizadas próximo às bordas da área urbana, sendo que em seu centro forma-se uma zona de divergência. Essa zona de divergência é menos intensa nos dias em que a contribuição de fontes antropogênicas de origem veicular é mais efetiva. Como conseqüência de um maior fluxo de calor sensível e um menor fluxo de calor latente, sobre as áreas urbanas a razão de Bowen chega a ser cerca de 3,5 vezes maior do que seria caso essas regiões fossem cobertas por vegetação. A altura da CLP é altamente modificada pela presença de áreas urbanas, sendo cerca de 150 m mais alta que seria no caso de uma área vegetada num dia em que as fontes antropogênicas são menos intensas. Nos dias em que existe uma participação mais efetiva dessas fontes a diferença pode chegar a até 400 m (ou mais). Assim como para as zonas de divergência/convergência, esse parâmetro pode ser influenciado em regiões relativamente distantes das áreas urbanas. A velocidade do vento, em níveis mais baixos da atmosfera, também sofre uma influência significativa das regiões urbanas, chegando a ser cerca de 1 m/s (ou mais) menos intensa nessas regiões.

Uma análise da relação entre a ilha de calor urbana e a concentração de dois tipos de poluentes, PM10 e CO, também foi realizada. Essa análise sugere que durante eventos intensos de ilha de calor as concentrações de poluentes são maiores, apesar das baixas correlações encontradas. Nestas ocasiões, os ventos são geralmente fracos. Fortes ventos contribuem para uma maior mistura na Camada Limite e reduzem o contraste de temperatura entre a região urbana e a região rural (baixos valores de UHI). A brisa marítima tem papel fundamental na dispersão de poluentes, conforme verificado no caso do dia 2 de agosto de 1999. Com a intensificação dos ventos na área urbana, em decorrência da penetração da brisa, as concentrações dos poluentes analisados tiveram uma queda da ordem de 90 %.

Através do uso de informações fornecidas pelo Sodar Doppler, alguns aspectos relacionados às concentrações de poluentes foram verificados. Apesar de haver uma

contribuição antropogênica da mesma ordem de grandeza nos dias 02 e 03 de agosto, verificou-se uma grande diferença nas concentrações de PM10 e CO. Essas diferenças foram causadas pela diferença na intensidade dos ventos, e turbulência de origem mecânica associada, existente entre os dois dias. Outro fator importante foi a penetração relativamente antecipada da brisa marítima.

O transporte de poluentes da RMSP para regiões remotas foi verificado através do uso do modelo de dispersão existente no RAMS. Uma comparação entre a simulação e dados de concentração fornecidos pela CETESB foi considerada satisfatória, pois o modelo foi capaz de representar bem as concentrações de CO em superfície. Durante o período noturno, por ocasião das circulações de brisa terrestre e dos ventos de montanha, verificam-se altas concentrações sobre grande parte do litoral paulista. Durante o dia, em decorrência da penetração da brisa marítima, regiões localizadas à noroeste da RMSP são altamente afetadas, chegando a ter concentrações maiores que aquelas próximas das fontes.

## 5.1. Sugestões para trabalhos futuros.

Todas as análises realizadas nesse trabalho foram feitas para um período de tempo pequeno. Sendo assim, a realização de um maior número de simulações para períodos maiores e diferentes é recomendada.

Dada a grande habilidade do esquema TEB na representação dos processos que ocorrem na RMSP, seria importante a realização de estudos de modelagem para a aplicação em planejamento urbano. Tais estudos poderiam verificar os efeitos da criação de áreas verdes em algumas regiões, o impacto causado pela implementação de novas construções, etc.

Esse estudo verificou alguns aspectos relacionados com a urbanização apenas para o período de inverno. Estudos semelhantes poderiam ser feitos para o período de verão, quando o efeito da urbanização contribui para a ocorrência de tempestades localizadas e que causam grandes problemas de ordem econômica e social.

Um aspecto de grande importância no balanço radiativo é a influência dos aerossóis. Com a utilização do modelo de dispersão do RAMS, após uma melhor definição das fontes, a análise desse efeito e conseqüente inclusão no modelo atmosférico certamente trariam resultados mais precisos.

Outro aspecto que possivelmente traria grandes benefícios seria a definição de um maior número de regiões urbanas, pois, como mostrado em outros trabalhos, apenas duas regiões podem não ser suficientes para representar os efeitos observados na RMSP.

# Apêndice A: Descrição do modelo LEAF-2.

**Extraído de WALKO et al. (2000).**

LEAF-2 contém um conjunto de equações que representam o armazenamento e a troca de calor e umidade associada com a interface terra-atmosfera. É baseado num modelo conceitual que envolve os seguintes componentes físicos:

1. Solo
2. superfícies temporárias de água (ex. cobertura de neve)
3. Vegetação
4. corpos de água permanentes
5. Ar do dossel
6. A atmosfera livre (mais baixo nível)

O componente solo é subdividido em vários níveis verticais para representar a variabilidade vertical. Cada camada tem normalmente de 4 a 20 cm de espessura, e junto representam o solo a uma espessura de 1 m ou mais. A energia interna e o conteúdo de umidade são prognosticados em cada camada de solo. Superfícies temporárias de água são definidas como precipitação que atinge a superfície e que ainda não foi percolada para dentro do solo ou ainda não escorreu (*runoff*) para um corpo de água permanente (oceanos, lagos, rios). A vegetação não é subdividida em camadas computacionais, mas representada por uma única temperatura e umidade prognosticadas ao nível da superfície. O ar do dossel é definido como o ar existente nas proximidades da vegetação e influenciado por ela. Também é representado por um único valor prognóstico de temperatura e umidade. O ar do dossel serve como um meio de comunicação direta, via fluxos turbulentos, entre solo, vegetação e atmosfera livre. A temperatura de corpos d'água permanentes não é prognosticada, mas é especificada como temporariamente constante ou variando sazonalmente.

O prognóstico das variáveis de calor e umidade é governado pelas leis de conservação e incluem termos de armazenamento e vários fluxos entre as componentes do sistema representado no LEAF-2. Por exemplo, considerando dois *patches* sob a mesma coluna atmosférica, onde ambos possuem cobertura vegetal, tal como grama, e apenas um deles possui cobertura de vegetação densa, tal como floresta.

Os fluxos são denotados na forma

$$F_{abc}$$

sendo:

- a: o tipo de fluxo ⇒ ***w*** (transferência de água); ***h*** (transferência de calor); ***r*** (transferência de radiação de onda longa)
- b: a fonte ⇒ ***g*** (superfície); ***v*** (vegetação); ***c*** (dossel); ***a*** (atmosfera livre); ***s*** (neve)
- c: o receptor.

As equações gerais para o conteúdo de umidade para todas as variáveis dependentes do tempo no LEAF-2 são dadas por:

$$\frac{\partial W_c}{\partial t} = F_{wsc} + F_{wgc} + F_{wvc} + F_{wgvc2} + F_{wgvc1} - F_{wca}, \tag{A.1}$$

$$\frac{\partial W_v}{\partial t} = -F_{wvc} + F_{wav} - F_{wvs}, \tag{A.2}$$

$$\frac{\partial W_{s2}}{\partial t} = -F_{wsc} + F_{wss} + F_{was} + F_{wvs}, \tag{A.3}$$

$$\frac{\partial W_{s1}}{\partial t} = -F_{wss} + F_{wgs}, \tag{A.4}$$

$$\Delta z_2 \frac{\partial W_{g2}}{\partial t} = -F_{wgc} - F_{wgs} - F_{wgvc2} + F_{wgg}, \tag{A.5}$$

$$\Delta z_1 \frac{\partial W_{g1}}{\partial t} = -F_{wgvc1} - F_{wgg}, \tag{A.6}$$

sendo $\Delta z_1$ e $\Delta z_2$ as espessuras (m) das camadas de solo e $\boldsymbol{F_{wgvc}}$ o fluxo de água do solo para o ar do dossel via vegetação, na forma de transpiração. As variáveis prognósticas $W_c$, $W_v$, $W_{s2}$ e $W_{s1}$ representam o conteúdo de água do ar do dossel, da vegetação, e de duas camadas com cobertura de neve, em kg por m$^2$ horizontal dentro de um "*patch*", enquanto que $W_{g2}$ e $W_{g1}$ são o conteúdo de água no solo em kg /m$^3$ do volume total do solo. Todos os fluxos de umidade estão em unidades de kgm$^{-2}$s$^{-1}$.

As equações de conservação para a energia termal são dadas por:

$$\underbrace{C_c \frac{\partial T_c}{\partial t}}_{\text{temperatura do dossel}} = \underbrace{F_{hsc}}_{\text{calor da neve para o dossel}} + \underbrace{F_{hgc}}_{\text{calor do solo para o dossel}} + \underbrace{F_{hvc}}_{\text{calor da vegetação para o dossel}} - \underbrace{F_{hca}}_{\text{calor do dossel para a atmosfera}}, \tag{A.7}$$

$$\underbrace{C_v \frac{\partial T_v}{\partial t}}_{\text{temperatura da vegetação}} = -\underbrace{F_{hvc}}_{\text{calor da vegetação para o dossel}} + \underbrace{F_{hav}}_{\text{calor da atmosfera para a vegetação}} - \underbrace{F_{hvs}}_{\text{calor da vegetação para a neve}} - \underbrace{F_{rva}}_{\text{calor da vegetação (rad onda longa) para a atmosfera}} + \underbrace{F_{rsv}}_{\text{calor da neve (rad onda longa) para a vegetação}} +$$

$$\underbrace{F_{rgv}}_{\text{calor da superfície (rad onda longa) para a vegetação}} + \underbrace{S_v}_{\text{radiação de onda curta recebida pela vegetação}} - (\underbrace{F_{wvc}}_{\text{calor latente da vegetação para o dossel}} + \underbrace{F_{wgvc2}}_{\text{calor latente da superfície para o dossel via vegetação}} + \underbrace{F_{wvgc1}}_{\text{calor latente da superfície para o dossel via vegetação}})L, \tag{A.8}$$

$$\underbrace{\frac{\partial(W_{s2}Q_{s2})}{\partial t}}_{2^{a}\text{ camada de neve}} = -\underbrace{F_{hsc}}_{\text{calor da neve para o dossel}} + \underbrace{F_{hss}}_{\text{calor de uma camada de neve para outra}} + \underbrace{F_{hvs}}_{\text{calor da vegetação para a neve}} + \underbrace{F_{has}}_{\text{calor da atmosfera para a neve}} - \underbrace{F_{rsv}}_{\text{ondalonga da neve para a vegetação}} - \underbrace{F_{rsa}}_{\text{ondalonga da neve para a atmosfera}} + \underbrace{S_{s2}}_{\text{ondacurta recebida}} - \underbrace{F_{wsc}L}_{\text{calorlatente da neve para o dossel}}, \tag{A.9}$$

$$\underbrace{\frac{\partial(W_{s1}Q_{s1})}{\partial t}}_{1^{a}\text{ camada de neve}} = -\underbrace{F_{hss}}_{\text{calor de uma camada de neve para outra}} + \underbrace{F_{hgs}}_{\text{calor da superfície para a neve}} + \underbrace{S_{s1}}_{\text{ondacurta recebida}} \tag{A.10}$$

$$\underbrace{\Delta z_2 \frac{\partial Q_{g2}}{\partial t}}_{2^{a}\text{ camada de solo}} = -\underbrace{F_{hgc}}_{\text{calor da superfície para o dossel}} - \underbrace{F_{hgs}}_{\text{calor da superfície para a neve}} + \underbrace{F_{hgg}}_{\text{calor de uma camada do solo para a outra}} - \underbrace{F_{rga}}_{\text{ondalonga da superfície para a atmosfera}} - \underbrace{F_{rgv}}_{\text{ondalonga da superfície para a vegetação}} + \underbrace{S_g}_{\text{ondacurta recebida}} - \underbrace{F_{wgc}L}_{\text{calorlatente da superfície para o dossel}} \tag{A.11}$$

$$\underbrace{\Delta z_1 \frac{\partial Q_{g1}}{\partial t}}_{1^{a}\text{ camada de solo}} = \underbrace{-F_{hgg}}_{\text{calor de uma camada de solo para outra}} \tag{A.12}$$

Nas expressões acima, L representa o calor latente de mudança de fase. As variáveis prognósticas $\boldsymbol{T_c}$ e $\boldsymbol{T_v}$ representam as temperaturas do dossel e da vegetação, respectivamente, e os coeficientes $C_c$ e $C_v$ são as capacidades térmicas areais ($Jm^{-2}K^{-1}$). Todos os fluxos estão em unidades de $Wm^{-2}$.

### A.1 Fluxos entre as camadas do solo.

Os fluxos entre as camadas do solo são baseados em um modelo multicamadas descrito em TREMBACK & KESSLER (1985). Este esquema é uma modificação dos esquemas desenvolvidos por McCUMBER & PIELKE (1981) e MAHRER & PIELKE (1977), em que a temperatura da superfície é calculada através da equação do balanço de energia na superfície.

Nas equações A.5 e A.6, o fluxo de umidade do solo é definido por

$$F_{wgg} = W_s = -K_\eta \rho_w \frac{\partial(\psi + z)}{\partial z} \tag{A.13}$$

sendo $\boldsymbol{K_h}$ a condutividade hidráulica ($ms^{-1}$); $\boldsymbol{y}$ o potencial matricial (m), o qual representa o trabalho necessário para extrair água do solo, considerando a capilaridade e as forças de atração; e z é a altura (m).

Para o cálculo de $\boldsymbol{K_h}$ e $\boldsymbol{y}$ (CLAPP & HORNBERGER, 1978) temos,

$$K_h = K_s \left[ \frac{h}{h_s} \right]^{2b+3}, \tag{A.14}$$

$$y = y_s \left[ \frac{h_s}{h} \right]^{b}, \tag{A.15}$$

sendo η o conteúdo de umidade no solo (adimensional) expresso em termos de volume de água por volume de água no solo e dado por:

$$h = \frac{W_g}{r_w}, \tag{A.16}$$

$K_s$, $y_s$ *e* $h_s$ representam os valores para o solo em estado saturado (definido como o estado em que todos os espaços entre partículas sólidas do solo estão preenchidos com água) e *b* é uma constante adimensional dependente da textura e classe de solo. A relação $\eta/\eta_s$ é conhecida como grau de saturação e é um dos parâmetros utilizados como informação para a condição inicial do modelo RAMS.

**A.2 Fluxos turbulentos de calor e umidade.**

Os fluxos de umidade e calor sensível feitos por transferência turbulenta são aqueles que envolvem diretamente o ar do dossel, e sua representação no LEAF-2 é dada por (LEE, 1992):

$$F_{wsc} = \frac{x r_a (c_s - c_c)}{r_d}, \tag{A.17}$$

$$F_{wgc} = \frac{(1-x) r_a (c_g - c_c)}{r_d}, \tag{A.18}$$

$$F_{wvc} = \frac{2{,}2 \Upsilon_s r_a (c_v - c_c) s_w}{r_b}, \tag{A.19}$$

$$\left(F_{wgvc2} + F_{wgvc1}\right) = \frac{g_s r_a (c_v - c_c)(1 - s_w)}{r_b + r_c}, \tag{A.20}$$

$$F_{wca} = -r_a u_* c_*, \tag{A.21}$$

$$F_{hsc} = \frac{x C_p r_a (T_s - T_c)}{r_d}, \tag{A.22}$$

$$F_{hgc} = \frac{(1-x) C_p r_a (T_g - T_c)}{r_d}, \tag{A.23}$$

$$F_{hvc} = \frac{2{,}2 \Upsilon_s C_p r_a (T_v - T_c)}{r_b}, \tag{A.24}$$

$$F_{hca} = -C_p \, r_a u_* T_*, \tag{A.25}$$

Nas equações A.19 e A.24, o fator 2,2 é um produto de fatores: 2,0 para representar os dois lados da folha e 1,1 para incluir a contribuição dos galhos ou talos. Os termos $\rho_a$ e $C_p$ são a densidade e calor específico do ar; $\chi_c$ é a razão de mistura do vapor d'água no ar do dossel; $\chi_s$ é a razão de mistura do vapor d'água em equilíbrio com a cobertura de neve na superfície; $\chi_v$ é a razão de mistura de saturação do vapor d'água em equilíbrio com a água da superfície vegetada (a temperatura da vegetação); $\chi_g$ é a razão de mistura do vapor d'água na superfície; $\xi$ é um parâmetro da cobertura de neve, o qual tem valor 1 quando a água está presente na superfície e 0 em caso contrário, sendo utilizado para ativar ou desativar os fluxos envolvendo cobertura de neve; $\Upsilon_s$ é o índice de área foliar, que é a área efetiva da superfície de vegetação exposta ao ar do dossel, normalizada por duas vezes a área horizontal de todo o *patch*.

O termo $\chi_g$ é baseado na razão de mistura de equilíbrio dentro da camada de solo mais próxima à superfície, $\tilde{c}_g$, e é dada por (PHILIP & DE VRIES, 1957):

$$\tilde{c}_g = c_{T_g} \exp\left[\frac{Gy}{R_v T_g}\right], \tag{A.26}$$

sendo G a gravidade; $R_v$ a constante do gás para o vapor d'água; $\chi_{Tg}$ a razão de mistura de saturação do vapor d'água à temperatura $T_g$. Os valores para $T_g$ e $\psi$ são obtidos ao topo do nível do solo.

A razão de mistura do ar do dossel é prognosticada através da equação A.1 utilizando-se a expressão:

$$c_c = \frac{W_c}{r_a D z_c} \tag{A.27}$$

em que $\Delta z_c$ pode ser interpretado como a espessura efetiva do ar do dossel que controla a capacidade de armazenamento de umidade. O parâmetro $\sigma_w$ é a fração de área da folha que é coberta por água (chuva ou orvalho) e serve como uma função peso para dividir a folha em duas partes, uma que evapora e outra que transpira, e é dado por:

$$s_w = \left(\frac{W_v}{W_{vm} \Upsilon_s}\right)^{2/3} \tag{A.28}$$

em que $W_{vm}$ = 0,2 kg $m^{-2}$ é assumido como sendo a máxima capacidade de armazenamento de água pela superfície de uma folha individual (DEARDORFF, 1978), e $W_v$ não pode exceder o produto $W_{vm}\Upsilon_s$.

Os parâmetros de fluxo $u_*, T_*, c_*$, são baseados na teoria da similaridade da camada superficial (LOUIS, 1979) que utiliza gradientes verticais de velocidade, temperatura e razão de mistura do vapor, entre o mais baixo nível atmosférico e o ar do dossel.

Os parâmetros de resistência $r_b$, $r_c$ e $r_d$ (LEE, 1992) têm unidades de $sm^{-1}$. Eles representam a resistência ao fluxo entre a superfície da vegetação e o ar do dossel, através dos estômatos da vegetação, e entre a superfície e o ar do dossel, respectivamente.

A equação A.20 determina o fluxo de umidade líquido para o ar do dossel por transpiração. A quantidade fracional dessa umidade, que é extraída de cada camada do solo, é calculada por:

$$F_{wgvci} = \frac{\frac{r_i}{y_i}}{\sum_i \frac{r_i}{y_i}} \tag{A.29}$$

onde o índice $\boldsymbol{i}$ em $F$, $r$, $y$ e $S$ denota a camada do solo, $r_i$ é a densidade de raízes de uma camada, uma propriedade definida para cada tipo de vegetação, $y_i$ é o potencial matricial para a camada.

**A.3 Fluxos de radiação de onda longa.**

Radiação de onda longa é emitida, absorvida e refletida pela atmosfera, vegetação, solo, neve e corpos d'água permanentes. O solo e a vegetação possuem altas emissividades (baixa refletividade). LEAF-2 assume que múltiplas reflexões de onda longa não ocorrem, uma vez que a radiação refletida é assumida ser completamente absorvida até atingir a superfície. Sendo assim, os fluxos líquidos entre pares de componentes no LEAF-2 são dados por:

$$F_{rva} = \boldsymbol{e}_v \boldsymbol{s} T_v^4 \Gamma_s \left[1 + (1-\Gamma_s)(1-\boldsymbol{e}_{gs})\right] - R_{L\downarrow}\Gamma_s \left[\boldsymbol{e}_v + (1-\Gamma_s)(1-\boldsymbol{e}_{gs})\right], \tag{A.30}$$

$$F_{rsv} = x e_v e_s s \Gamma_s \left[T_s^4 - T_v^4\right], \tag{A.31}$$

$$F_{rgv} = (1-x) e_v e_g s \Gamma \left[T_g^4 - T_v^4\right], \tag{A.32}$$

$$F_{rsa} = x\left[e_s s T_s^4 (1-\Gamma_s) - R_{L\downarrow}(1-\Gamma_s) e_s\right], \tag{A.33}$$

$$F_{rga} = (1-x)\left[e_g s T_g^4 (1-\Gamma) - R_{L\downarrow}(1-\Gamma) e_g\right], \tag{A.34}$$

onde

$$e_{gs} = x e_s + (1-x) e_g\,; \tag{A.35}$$

$\varepsilon_v$, $\varepsilon_s$ e $\varepsilon_g$ são as emissividades da vegetação, neve e solo, respectivamente; $R_{L\downarrow}$ é a radiação de onda longa incidente na base da atmosfera; $\sigma$ é a constante de Stefan-Boltzmann; e $\Gamma$ é a fração de radiação incidente da atmosfera que é diretamente interceptada pela vegetação antes de atingir a superfície.

**A.4 Fluxos de radiação de onda curta.**

Ao contrário do caso para a radiação de onda longa, a radiação de onda curta pode penetrar em espessuras consideráveis dentro de uma cobertura de neve. Assim, o LEAF-2 considera a transmissividade de cada camada de neve. A vegetação é assumida ser opaca. Definindo $R_{S\downarrow}$ como a radiação de onda curta incidente na base da atmosfera, a radiação líquida recebida pela vegetação, camada de neve ***i*** e superfície são dadas por:

$$S_v = R_{S\downarrow}\Gamma_s\left[1 - a_v + a_s\left(1 - \Gamma_s\right)\right] \tag{A.36}$$

$$S_{si} = R_{S\downarrow}(1 - \Gamma_s)(1 - a_s)(1 - t_s + t_s a_g)\, f_i, \tag{A.37}$$

$$S_g = R_{S\downarrow}(1 - \Gamma_s)(1 - a_s) t_s (1 - a_g), \tag{A.38}$$

onde $\alpha_v$, $\alpha_s$ e $\alpha_g$ são os albedos da vegetação, de todas as camadas de neve, e do solo, respectivamente; $\tau_s$ é a transmissividade líquida de todas as camadas de neve; e $f_i$ é a fração da radiação total absorvida pela neve na camada ***i***. Para simplificar, o LEAF-2 parametriza a transmissividade como:

$$t_{si} = \exp(-5W_{si}) \tag{A.39}$$

sendo $W_{si}$ a massa de cobertura de neve por metro quadrado para a camada ***i***.

**A.5 Fluxos de precipitação.**

As parametrizações de microfísica no RAMS produzem fluxos de umidade e energia na superfície, devido à sedimentação de hidro-meteoros. São definidos os fluxos de umidade e energia das parametrizações combinadas com $F_{wa}$ e $F_{ha}$. A partição desses fluxos para os componentes vegetação e superfície de água no LEAF-2, é baseada na cobertura fracional de vegetação de acordo com:

$$F_{wav} = F_{wa}\Gamma_s, \tag{A.40}$$

$$F_{was} = F_{wa}(1 - \Gamma_s), \tag{A.41}$$

$$F_{hav} = F_{ha}\Gamma_s, \tag{A.42}$$

$$F_{has} = F_{ha}(1 - \Gamma_s), \tag{A.43}$$

Quando o conteúdo de umidade sobre a superfície da vegetação (da combinação de precipitação interceptada e formação de orvalho) excede o valor limitante de $W_{vm}\Upsilon_s$, a quantidade em excesso é primeiramente trazida para o equilíbrio térmico com a vegetação por transferência de calor e, então, é perdida pela vegetação para cair na categoria corpo d'água. Esta quantidade define o fluxo $F_{wvs}$ e a energia por ela carregada define o fluxo $F_{hvs}$.

**A.6 Fluxos entre camadas de neve e o solo.**

As transferências de massa entre camadas de neve e da neve para o solo ocorrem no LEAF-2 através da percolação da água líquida, denotada pelos fluxos $F_{wss}$ e $F_{wgs}$. Fluxos adicionais de calor são conduzidos como o produto $F_{wss}Q_{s2}$ e $F_{wgs}Q_{s1}$ pela percolação da água líquida. O fluxo líquido de calor entre camadas de neve é dado por:

$$F_{hss} = -K_s \frac{\partial T}{\partial z} - F_{wss}Q_{s2}, \tag{A.44}$$

e o fluxo de uma camada de neve para o solo por:

$$F_{hgs} = -0{,}5(K_s + C_g\, l)\frac{\partial T}{\partial z} - F_{wgs}Q_{s1}, \tag{A.45}$$

$\lambda$ é a condutividade térmica dada por:

$$\begin{aligned} l &= \exp\left[-\left(\log_{10}|100y| + 2{,}7\right)\right] \times 4{,}186 \times 10^2 \quad && para\ log_{10}|100y| \le 5{,}1 \\ l &= 0{,}00041 \times 4{,}186 \times 10^2 && para\ log_{10}|100y| > 5{,}1 \end{aligned} \tag{A.46}$$

e é dependente da umidade do solo através do potencial matricial $y$.

**A.7 *Patches* não vegetados.**

*Patches* cuja superfície é de solo nu, completamente coberta por neve ou um corpo d'água permanente, não sofrem influência da vegetação, e o conjunto de equações prognósticas A.1 - A.12 são simplificados pela eliminação dos fluxos que envolvem vegetação. O conceito de "ar do dossel" é mantido, mas é igualado a condições de rugosidade na superfície de altura $z_0$. Deste modo, são calculados separadamente os fluxos da superfície até a altura da rugosidade e da altura da rugosidade para a atmosfera livre, segundo GARRAT (1994).

O comprimento de rugosidade para um corpo de água permanente é baseado numa altura de onda parametrizada, relacionada à velocidade instantânea do vento local (GARRAT, 1993), é dado por:

$$z_{0g} = \max\left(0{,}0001, \frac{0{,}16u_*^2}{G}\right) \tag{A.47}$$

**A.8 Fluxos entre *patches*.**

Uma vez que os valores de $u_*, T_*, c_*$ para cada um dos *patches* são calculados através da teoria da similaridade da camada superficial (LOUIS, 1979), um fluxo de momento da camada superficial, integrado sobre todos os *patches*, é obtido de:

$$\overline{u'w'} = -\left(\frac{u}{\sqrt{u^2+v^2}}\right)\sum_{p=1}^{NP} A_p (u_*^2)_p \,, \tag{A.48}$$

$$\overline{v'w'} = -\left(\frac{v}{\sqrt{u^2+v^2}}\right)\sum_{p=1}^{NP} A_p (u_*^2)_p \,, \tag{A.49}$$

e os fluxos de temperatura média e vapor d'água de:

$$\overline{w'T'} = \sum_{p=1}^{NP} A_p (u_* T_*)_p \,, \tag{A.50}$$

$$\overline{w'c'} = \sum_{p=1}^{NP} A_p (u_* c_*)_p \,, \tag{A.51}$$

**A.9 Definição dos parâmetros da vegetação.**

Para a definição dos parâmetros da vegetação o LEAF-2 utiliza o BATS (Biosphere-Atmosphere Transfer Scheme, DICKINSON et. al., 1986) para as classes de 1 a 17 e os parâmetros fornecidos pelo *NASA/Land Data Assimilation Systems* (NASA/LDAS) e podem ser verificados no endereço http://ldas.gsfc.nasa.gov. Os parâmetros de vegetação adotados no BATS incluem o índice de área foliar, cobertura fracional, altura do plano de deslocamento, rugosidade, albedo e emissividade. Algumas das categorias utilizadas no BATS podem ser vistas em SETH et. al. (1994) ou no arquivo RAMSIN (*namelist* para execução do RAMS).

# Apêndice B: Publicações em períodicos e apresentações em reuniões científicas durante a execução desse trabalho.

**A.1: Trabalhos publicados em periódicos.**

FREITAS, E. D.; SILVA DIAS, M. A. F.; NAIR, K. N.; SILVA DIAS, P. L. Use of Doppler Sodar in atmospheric measurements. *Ciência & Natura, Edição especial,* 153-165, 2000.

NAIR, K. N.; FREITAS, E. D.; , SANCHEZ, O. R. C.; SILVA DIAS, M. A. F.; ANDRADE, M. F. Variability of boundary layer processes for the metropolitan area of São Paulo during winter, *Ciência & Natura, Edição especial,* 167-181, 2000.

NAIR, K. N.; FREITAS, E. D.; , SANCHEZ, O. R. C.; SILVA DIAS, M. A. F.; SILVA DIAS, P. L; ANDRADE; MASSAMBANI, O. Dynamics of urban boundary layer over São Paulo asssociated with mesoscale processes. Aceito para publicação na revista *Meteorology and Atmospheric Physics*. 2003.

**A.2: Trabalhos apresentados em reuniões científicas.**

FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L. The effect of urban heat island over the local circulation in São Paulo – Brazil. In: *4$^{th}$ RAMS Users Workshop, Cook College – Rutgers University, New Jersey – USA*. 2000.

FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L. O efeito da Ilha de calor urbana sobre os fluxos de calor através da utilização do modelo RAMS. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 11, Rio de Janeiro. 2000.

FREITAS, E. D.; ANDRADE, M. F.; SILVA DIAS, P. L. Análise das concentrações de ozônio em superfície e sua possível relação com dados de altura da camada limite obtida através do Sodar Doppler. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 11, Rio de Janeiro. 2000.

FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L. Análise da eficiência de parametrizações para regiões urbanas acopladas ao modelo RAMS. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 12, Foz do Iguaçu – PR. 2002.

FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L. Interações entre a ilha de cabr urbana e a brisa marítima na região metropolitana de São Paulo. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 12, Foz do Iguaçu – PR. 2002.

# Referências Bibliográficas

ATKINSON, B. W. Meso-Scale Atmospheric Circulations, *London Academic Press*, 1981. 495 p.

BAND, L. E; PATTERSON, P.; NEMANI, R.; RUNNING, S. W. Forest ecosystem processes at the watershed scale - Incorporating hillslope hydrology. *Agri. Forest Meteorol.*, **63**: (1-2), 93-126, 1993.

BARNES, S. L. A Technique for maximing details in numerical weather map analysis. *J. Appl. Meteor.*, **3**, 396-409, 1964.

BERNADET, L. R. Simulação numérica da brisa marítima e de sua interação com a topografia na presença de processos úmidos. São Paulo, 1992. 119 pp. *Dissertação de Mestrado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

BEVEN, K. J; KIRKBY, M. J.; SCHOFIELD, N.; TAGG, A. F. Testing a physically-based flood forecasting-model (TOPMODEL) for 3 UK catchments. *J. Hydrol.*, **69**, (1-4) 119-143, 1984.

BLECK, R. & HAAGENSON, P. L. Objective analysis on isentropic surfaces. *NCAR Tech. Note, TN-39, December, National Center for Atmospheric Research, Boulder, Colorado.* 1968. 27 pp.

BOLTON, D. The computation of equivalent potential temperature. *Mon. Wea. Rev.* **108**, 1046 – 1053. 1980.

BONATTI, J. P. & RAO, V. B. Moist baroclinic instability in the development of North Pacific and South American intermediate-scale disturbances. *J. Atmos. Sci.*, **44**, 2657-2667, 1987.

BOYBEYI, Z. AND RAMAN, S. A three-dimensional numerical sensitivity study of mesoscale circulations induced by circular lakes. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **49**, 19-41, 1992.

CAMARGO, R. Estudo numérico das circulações atmosférica e oceânica na região da Baia de Paranaguá. São Paulo, 1998. 181 pp. *Tese de Doutoramento do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

CARRERA, C. V. M. & SILVA DIAS, P. L. Estudo da entrada da brisa marítima no estado de São Paulo. *In: Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 6, Salvador, 1990, 315-317.

CASTANHO, A. D. A. A determinação quantitativa de fontes de material particulado na atmosfera da cidade de São Paulo. São Paulo, 1999. 131p. *Dissertação de Mestrado do Instituto de Física da Universidade de São Paulo*.

CETESB, 2002: Relatório de qualidade do ar no Estado de São Paulo, 2001 – São Paulo.

CHEN, C. & COTTON, W. R. A one dimensional simulation of the stratocumulus capped mixed layer. *Bound- Layer Meteor.*, **25**, 289-3321, 1983.

CLAPP, R. & HORNBERGER, G. Empirical equations for some soil hydraulic properties. *Water Resour. Res.*, **14**, 601-604, 1978.

CLARK, T. L. A small-scale dynamic model using a terrain-following coordinate transformation. *J. Comp. Phys.*, **24**, 186-215, 1977.

CLARK, T. L., & FARLEY, R. D. Severe downslope windstorm calculations in two and three spatial dimensions using anelastic interactive grid nesting: A possible mechanism for gustiness. *J. Atmos. Sc*i., **41**, 329-350, 1984.

CLARK, T. L., & HALL, W. D. Multi-domain simulations of the time dependent Navier-Stokes equations: Benchmark error analysis of some nesting procedures. *J. Comput. Phy*s., **92**, 456-481, 1981.

CORREIA, M. F. Impacto das ações antrópicas no clima do submédio do rio São Francisco: Um estudo numérico e observacional. São Paulo, 2001. 181p. *Tese de Doutoramento do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.*

COTTON, W. R. & TRIPOLI, G. J. Cumulus convection in shear-flow – 3 – dimensional numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 8, 1503-1521, 1978.

D'ALMEIDA, C. Oscilações intrasazonais de precipitação na estação chuvosa em São Paulo e condições atmosféricas associadas. São Paulo, 1997. 102p. *Dissertação de Mestrado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

DEARDORFF, J. W. Efficient prediction of ground surface-temperature and moisture, with inclusion of a layer of vegetation. *J. Geophys. Res. - Oceans and Atmos.*, **83,** NC4, 1889-1903, 1978.

DEARDORFF, J. W. Stratocumulus-capped mixed layers derived from a three-dimensional model, *Bound-Layer Meteorol.*, **18**, 495-527, 1980.

DICKINSON, R. E.; HENDERSON-SELLERS, A.; KENNEDY, P. J.; WILSON, M. F. Biosphere–Atmosphere Transfer Scheme for the NCAR Community Climate Model.

NCAR Tech. Rep. NCAR/TN 2751STR, 69 pp. [Available from NCAR, P.O. Box 3000, Boulder, CO 80307-3000.], 1986.

FLATAU, P. J.; TRIPOLI, G. J.; VERLINDE, J.; COTTON, W. R. The CSU-RAMS cloud microphysics module: General theory and code documentation. USA, 1989. 88p. *Atmos. Sci. Paper No 451, Colorado State University, Dep. Atmospheric. Science, Fort Collins, CO 80523.*

FOLEY, J. D.; VAN DAM, A.; FEINER, S. K.; HUGHES, J. F. *Computer graphics: principles and practice*. 2ª ed. Reading, MA, USA, Addison-Wesley, 1991. 1175 p.

FREITAS, E. D. & SILVA DIAS, P. L. O efeito da Ilha de calor urbana sobre os fluxos de calor através da utilização do modelo RAMS. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 11, Rio de Janeiro. 2000.

FREITAS, E. D.; ANDRADE, M. F.; SILVA DIAS, P. L. Análise das concentrações de ozônio em superfície e sua possível relação com dados de altura da camada limite obtida através do Sodar Doppler. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 11, Rio de Janeiro. 2000a.

FREITAS, E. D.; SILVA DIAS, M. A. F.; NAIR, K. N.; SILVA DIAS, P. L (b). Use of Doppler Sodar in atmospheric measurements. *Ciência & Natura, Edição especial,* 153-165, 2000b.

FREITAS, S. R. Modelagem numérica do transporte e das emissões de gases e aerossóis de queimadas no cerrado e floresta tropical da América do Sul. São Paulo, 1999. 185p. *Tese de doutoramento do Instituto de Física da Universidade de São Paulo*.

FRUEHAUF, G. L. C. A deterioração da qualidade do ar e do clima na Região Metropolitana de São Paulo. São Paulo, 2000. 210p. *Tese de Doutoramento do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo*.

FUJIBE, F. & ASAI, T. Some features of a surface wind system associated with the Tokyo heat island. *J. Meteor. Soc. Japan*, **58**, 149-152, 1980.

GAL-CHEN, T., & SOMERVILLE, R. C. J. On the use of a coordinate transformation for the solution of the Navier-Stokes equations. *J. Comput. Phys.*, **17**, 209-228, 1975.

GARRATT, J. R. Sensitivity of climate simulations to land-surface and atmospheric boundary-layer treatments – A review. *J. Climate,* **6,** 3, 419-449, 1993.

GARRATT, J. R. The atmospheric boundary layer – review. *Earth-Science Rev.,* **37**, 89-134, 1994.

HILL, G. E. Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. *J. Atmos. Sci.*, **31,** 3, 646-673, 1974.

HOKE, J. E. & ANTHES, R. A. The initialization of numerical models by a dynamic-initialization technique. *Mon. Wea. Rev.*, **104**, 1551-1556, 1976.

HUANG, C. Y. & RAMAN, S. Numerical simulation of January 28 cold air outbreak during GALE. Part I: The model and sensitivity tests of turbulence closures. *Bound-Layer Meteor.*, **55**, 381-407, 1991.

ICHINOSE, T.; SHIMODOZONO, K.; HANAKI, K. Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo. *Atmos. Environ.*, **33**, 3897-3909, 1999.

IMPIMA. Módulo de ajuda on-line Impima versão 3.4 – *Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais.* 2000.

KHAN, S. M. & SIMPSON, R. W. Effect of a heat island on the meteorology of complex urban airshed. *Bound-Layer Meteorol.*, **100,** 487-506, 2001.

KLEMP, J. B. & WILHELMSON, R. B. The simulation of three-dimensional convective storm dynamics. *J. Atmos. Sci.*, **35**, 1070-1096, 1978.

KUO, H. L. Further studies of the parameterization of the influence of cumulus convection on large scale flow. *J. Atmos. Sci.*, **31**, 1232-1240, 1974.

LEE, T. J. The impact of vegetation on the atmospheric boundary layer and convective storms. USA, 1992. 137p. *Ph. D. Dissertation, Colorado State University, Dep. Atmospheric Science, Fort Collins, CO 80523.*

LILLY, D. K. On the numerical simulation of buoyant convection. *TELLUS, XIV,* **2**, 148-172, 1962.

LOMBARDO, M. A. Ilha de calor da metropole paulistana. São Paulo, 1984, 210p. *Tese de Doutoramento do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo.*

LOUIS, J. F. Parametric model of vertical eddy fluxes in the atmosphere. *Bound-Layer Meteor.*, **17**: (2), 187-202, 1979.

LYONS, W. A.; TREMBACK, C. J.; PIELKE, R. A. Applications of the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) to provide input to photochemical grid models for the Lake Michigan Ozone Study (LMOS). *J. Appl. Meteor.*, **34**, 1762-1786, 1995.

MACHADO, A. J. & SILVA DIAS, M. A. F. Circulações locais durante o experimento meteorológico III do Projeto RADASP II. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 6, Salvador, 1990, 310-314.

MAHRER, Y. & PIELKE, R. A. A numerical study of the airflow over irregular terrain. *Beitrage zur Physik der Atmosphare*, **50**, 98-113, 1977.

MASCART, P.; NOILHAN, J; GIORDANI, H. A modified parameterization of flux profile relationships in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Bound-Layer Meteorol.*, **72**, 4, 331-344, 1995.

MASSON, V. A physically-based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. *Bound-Layer Meteorol.*, **94,** 357-397, 2000.

MCCUMBER, M. C. & PIELKE, R. A. 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, 1981.

MELLOR, G. L. & YAMADA, T. Development of a turbulence closure-model for geophysical fluid problems. *Rev. Geophys.*, **20**, 4, 851-875, 1982.

MENEZES, W. F. Tempestades Severas: Um Modelo para Latitudes Subtropicais.São Paulo, 1997. 174p. *Tese de Doutoramento do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

MESINGER, F. & ARAKAWA, A. Numerical methods used in atmospheric models. GARP Publication Series, No. 17, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp. 1976.

MORRIS, C. J. G.; SIMMONDS, I.; PLUMMER, N. Quantification of the influences of wind and cloud on the nocturnal urban heat island of a large city. *J. Appl. Meteor.*, **40**, 169-182. 2001.

NOILHAN, J. & MAHFOUF, J. F. The ISBA land surface parameterization scheme. *Global and Planetary Change*, **13**,1-4, 145-159. 1996.

OKE, T. R. Boundary Layer Climates. Second Edition. *Routledge Kegan & Paul*. 1988. 435 pp.

OLIVEIRA, A. P. & SILVA DIAS, P. L. Aspectos observacionais da brisa marítima em São Paulo. In: *Congresso Brasileiro de Meteorologia*, 2, Pelotas, 1982, 129-145.

ORLANSKI, I. A rational subdivision of scales for atmospheric processes. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **56**, 527-530, 1975.

PHILIP, J. R. & DE VRIES, D. A. Moisture movement in porous materials under temperature gradients. *Trans. Amer. Geophys. Union*, **38**, 222-232, 1957.

PIELKE, R. A.; COTTON, W. R.; WALKO, L. R.; TREMBACK, C. J.; LYONS, W. A.; GRASSO, L. D.; NICHOLLS, M. E.; MORAN, M. D.; WESLEY, D. A.; LEE, T. J.; COPELAND, J. H. A comprehensive meteorological modeling system – RAMS. *Meteorol. Atmos. Phys.*, **49**, 69-91, 1992.

PIELKE, R. A. SR. Mesoscale meteorological modeling. Second Edition. International Geophysics Series, vol 78. *Academic Press*. 2002. 676 p.

PRESS, W. H.; FLANNERY, B. P.; TEUKOLSKY, S. A.; VETTERLING, W. T. Numerical Recipes in Fortran. Second Edition. *Cambridge University Press.* 1992. 963 p.

ROTH, 2000:

SARAIVA, J. M. B. Previsão de Tempo na Região Sul: Efeitos Locais e Influência da Liberação de Calor Latente. São Paulo, 1996. 201p. *Tese de Doutoramento do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

SEDERBERG, T.W. Techniques for cubic algebraic surfaces. *IEEE Computer Graphics & Applications*, **10**, 5, 12-21, 1990.

SETH, A.; GIORGI, F.; DICKINSON, R. E. Simulating fluxes from heterogeneous land surfaces: Explicit subgrid method employing the biosphere-atmosphere transfer scheme (BATS). *J. Geophys. Res-Atmos*, **99**, D9, 18651-18667. 1994.

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

SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. *Rev. Bras. Meteor.*, **2,** 133-150, 1987.

SIVAPALAN, M.; BEVEN K.; WOOD E. F. On hydrologic similarity .2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resour. Res.*, **23**, 12, 2266-2278, 1987.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations: 1. The basic experiment. *Mon Wea. Rev.*, **91**, 99-164, 1963.

STIVARI, S. M. S. Um estudo da brisa lacustre do Lago de Itaipu. São Paulo, 1999. 181p. *Tese de Doutoramento do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.*

STULL, R. B. An introduction to boundary layer meteorology. *Kluwer Academic Publishers, The Netherlands*, 1980. 666 p.

SUGAHARA, S. Flutuações interanuais, sazonais e intrasazonais da precipitação no estado de São Paulo. São Paulo, 1991. 144p. *Tese de Doutoramento do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

TARIFA, J. R. & ARMANI, J. Os climas urbanos. *In TARIFA, J. R. & AZEVEDO, T. R. Os climas na cidade de São Paulo: Teoria e prática. São Paulo, Pró-Reitoria de Cultura e*

*Extensão. Universidade de São Paulo. Laboratório de Climatologia – FFLCH. Coleção Novos Caminhos*, 4, 2001, Cap. 3, pg. 47-70.

TREMBACK, C. J. Numerical simulation of a mesoscale convective complex: Model development and numerical results. USA, 1990. 217p. *Ph.D. Dissertation. Atmos. Sci. Paper No. 465, Colorado State University, Dep. Atmospheric Science, Fort Collins, CO 80523.*

TREMBACK, C. J. & KESSLER, R. A surface temperature and moisture parameterization for use in mesoscale numerical models. *Preprints, 7 th Conference on Numerical Weather Prediction,* 17-20 Jun, Montreal, Canada, AMS. 1985.

TRIPOLI, G.J. & COTTON, W. R. The Colorado State University three-dimensional cloud/mesoscale model. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments. *J. de Rech. Atmos*., **16**, 185-195, 1982.

VIDALE, P. L. Evolução da camada limite e controle topográfico no estado de São Paulo. São Paulo, 1992. 120p. *Dissertação de Mestrado do Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto Astronômico e Geofísico da Universidade de São Paulo*.

WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T. G. F.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C. J.; VIDALE, P. L. Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. *J. Appl. Meteorol.,* **39**, 6, 931-944, 2000.

WALKO, R. L. & TREMBACK, C. J. Regional Atmospheric Modeling System (RAMS) version 4.3/4.4 – Model Input Namelist Parameters, 2000. In http://www.atmet.com.

WANG, G. W. & WARNER, T. T. Use of four-dimensional data assimilation by newtonian relaxation and latent-heat forcing to improve a mesoescale model precipitation forecast: A case study. *Mon. Wea. Rev*. **116,** 2593-2613, 1988.

WILKS, D. S. Statistical methods in the atmospheric sciences, *Academic Press, San Diego*, 1995. 467 p.

XAVIER, T. M. B. S.; XAVIER, A. F. S.; SILVA DIAS, M. A. F. Evolução da precipitação diária num ambiente urbano: O Caso da Cidade de São Paulo. *Rev. Bras. Meteor.,* **9**, 1, 44-53, 1994.

YOSHIKADO, H. Numerical study of the daytime urban effect and its interaction with the sea breeze. *J. Appl. Meteor.,* **31**, 1146-1164, 1992.

YOSHIKADO, H. Interaction of the sea breeze with urban heat islands of different sizes and locations, *J. Meteor. Soc. of Japan*, **72**, 139-143, 1994.

YOSHIKADO, H. & TSUCHIDA, M. High levels of winter air pollution under the influence of the urban heat island along the sore of Tokyo Bay. *J. Appl. Meteor.*, **35**, 1804-1813, 1996.