

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

OLÍVIA NUNES PEREIRA DE SOUSA

Investigação do papel da topografia e ocupação do solo na
camada limite planetária sobre a cidade de São Paulo

São Paulo
2006

OLÍVIA NUNES PEREIRA DE SOUSA

Investigação do papel da topografia e ocupação do solo na
camada limite planetária sobre a cidade de São Paulo

Dissertação de Mestrado apresentada ao
Departamento de Ciências Atmosféricas para
obtenção do título de Mestre em Ciências
Atmosféricas.

Área de Concentração: Micrometeorologia.

Orientador: Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira.

São Paulo

2006

AUTORIZO A REPRODUÇÃO E DIVULGAÇÃO TOTAL OU PARCIAL DESTES TRABALHOS, POR QUALQUER MEIO CONVENCIONAL OU ELETRÔNICO, PARA FINS DE ESTUDO E PESQUISA, DESDE QUE CITADA A FONTE.

Catálogo na Publicação

Departamento de Ciências Atmosféricas

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo

Pereira de Sousa, Olívia Nunes.

Investi Investigação do papel da topografia e ocupação do solo na camada limite planetária sobre a cidade de São Paulo/ Olívia Nunes Pereira de Sousa; orientador Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira. -- São Paulo, 2006.

116 pp.

Dissertação (Mestrado – Programa de Pós-Graduação em Ciências Atmosféricas. Área de Concentração: Micrometeorologia – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo.

1. Camada limite planetária – Altura – Fluxos Verticais Turbulentos – Energia Cinética Turbulenta. 2. Topografia – Ocupação do Solo. 3. Balanço de Energia. I. Título.

Para minha querida mãe Denilda
e meu amado esposo Rui.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiro Àquele que permitiu que eu chegasse até este dia. Sem a permissão de Deus nada disso seria possível.

Ao Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira, pela imensa dedicação e amizade oferecidas durante a conclusão deste trabalho.

À minha família, por apoiar minha vinda para São Paulo. Em especial à minha mãe, que foi minha conselheira e me ajudou a suportar os momentos mais difíceis. Ao meu marido, que chegou na minha vida num momento difícil, mas com seu sorriso e sua calma trouxe paz pra minha vida.

Aos meus queridos amigos, novos e antigos, que me deram seus ombros e suas casas quando eu precisei de abrigo. Em especial agradeço às amigas Andreza, Raquel, Ana Cristina, Lêuda, Edna, Fabiana, Lena, Renata, Laura, Flávia, Cris (gaúcha) e Luciana (suporte). Aos amigos André Sayão e Jonathan. Ao pessoal da “Mansão do Sr. Viçola”: Emilia, Karin, Thais, Guilherme e Rafael. À Ana Razuk, que chegou num momento de dor e, mesmo me conhecendo tão pouco, me deu o presente mais valioso da minha vida: meu marido.

Ao pessoal do Laboratório de Micrometeorologia e do Laboratório de Interação Ar-Mar.

Agradecimento especial à Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo, que permite que a pesquisa continue progredindo no país. O desenvolvimento deste projeto de Mestrado (Processo:03/10362-5) só foi possível devido ao auxílio da FAPESP.

SUMÁRIO

SUMÁRIO	i
LISTA DE FIGURAS	v
LISTA DE TABELAS	ix
LISTA DE ABREVIATURAS	x
RESUMO	xi
ABSTRACT	xii
1. Introdução	1
2. Circulações Locais	5
2.1. Brisa Terra-Terra	7
2.2. Vento Anabático – Topografia	14
2.3. Circulação em São Paulo	16
2.4. Modelo TVM-NH	17
2.5. Método de Detecção das Forçantes	19
3. Metodologia	21
3.1. Modelo TVM-NH	21
3.1.1. Camada de Interface	22
3.1.2. Fluxo Vertical de Radiação Solar na Superfície	23
3.1.3. Fluxo Vertical de Radiação de Onda Longa	25
3.1.4. Fluxo Vertical Turbulento de Calor Sensível, Latente e de Momento	26
3.1.5. Umidade Específica do Ar na Superfície	26
3.1.6. Camada Atmosférica	27
3.1.7. Estimativa da Extensão Vertical da CLP	28
3.1.8. Representação da Topografia	30
3.2. Determinação da Topografia e da Ocupação do Solo da RMSP	30

3.3. Ocupação do Solo da Cidade de São Paulo	34
4. Resultados	35
4.1. Descrição das Simulações	35
4.1.1. Definição dos Pontos de Análise	37
4.1.2. Grade, Condições Iniciais e Forçantes Externas	38
4.2. Validação das Simulações Através da Comparação com Observações	40
4.2.1. Radiação Global na Superfície	40
4.2.2. Temperatura e Umidade do Ar a 10 m	43
4.2.2.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	43
4.2.2.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	44
4.2.2.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea	45
4.2.2.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	46
4.3. Altura da CLP – Evolução Temporal	52
4.3.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	52
4.3.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	52
4.3.3. Topografia Plana e ocupação Heterogênea	53
4.3.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	53
4.4. Energia Cinética Turbulenta – Seção Transversal	57
4.4.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	57
4.4.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	58
4.4.3. Topografia Plana e ocupação Heterogênea	59
4.4.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	59
4.5. Energia Cinética Turbulenta – Perfil Vertical	62
4.5.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	62
4.5.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	62
4.5.3. Topografia Plana e ocupação Heterogênea	63
4.5.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	64
4.6. Temperatura Potencial – Perfil Vertical	67
4.6.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	67
4.6.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	67
4.6.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea	68
4.6.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	68
4.7. Umidade Específica – Perfil Vertical	72

4.7.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	72
4.7.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	72
4.7.3. Topografia Plana e ocupação Heterogênea	73
4.7.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	73
4.8. Velocidade do Vento – Perfil Vertical	76
4.8.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	76
4.8.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	76
4.8.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea	77
4.8.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	77
4.9. Direção do Vento – Perfil Vertical	80
4.9.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	80
4.9.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	80
4.9.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea	81
4.9.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	81
4.10. Temperatura da Superfície e Vetor Velocidade – Plano Horizontal	84
4.10.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	84
4.10.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	85
4.10.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea	86
4.10.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	87
4.11. Umidade Específica do Ar na Superfície – Plano Horizontal	90
4.11.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	90
4.11.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	90
4.11.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea	90
4.11.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	91
4.12. Velocidade de Atrito – Plano Horizontal	94
4.12.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	94
4.12.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	94
4.12.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea	95
4.12.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	95
4.13. Fluxo de Calor Sensível da Superfície – Plano Horizontal	98
4.13.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	98
4.13.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	98
4.13.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea	99

4.13.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	99
4.14. Fluxo de Calor Latente da Superfície – Plano Horizontal	103
4.14.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea	103
4.14.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea	103
4.14.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea	104
4.14.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea	104
5. Conclusões	108
6. Referências Bibliográficas	112

LISTA DE FIGURAS

1.1	Mapa de São Paulo: (a) Estado de São Paulo, (b) região metropolitana de São Paulo. (Fonte: EMBRAPA, http://www.cdbrasil.cnpm.embrapa.br).....	2
2.1	Diagrama esquemático do fluxo de calor sensível em superfície e perfil de temperatura e da circulação induzida pela topografia e ocupação do solo. Os efeitos da ocupação do solo são mostrados em (a) pelo fluxo de calor sensível e em (b) pelo perfil de temperatura e circulação induzida; os efeitos da topografia são mostrados em (c) pelo fluxo de calor sensível e em (d) pelo perfil de temperatura e circulação induzida (adaptado da Figura 1 de Lee e Kimura, 2001).....	6
2.2	Diagrama esquemático do (a) fluxo de calor sensível em superfície e (b) perfil de temperatura e da circulação induzida pelo contraste da ocupação do solo urbano e rural.....	8
2.3	Idem Figura (2.2b) com o gradiente horizontal de temperatura potencial.....	13
2.4	Vento Anabático. Idem Figura (2.1d) com o gradiente horizontal de temperatura potencial	14
3.1	Representação esquemática da distribuição vertical na grade do modelo TVM-NH.....	22
3.2	Representação esquemática dos parâmetros das camadas superficial e de interface.....	23
3.3	Variação vertical de ECT na CLP (adaptada da Figura (2.9) de Stull, 1988).....	29
3.4	Topografia: (a) parte da região sudeste. O quadrado vermelho em (a) se refere à (b) região metropolitana de São Paulo. A parte central da grade em (b) refere-se à posição da Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP.....	31
3.5	Ocupação do solo: (a) parte da região sudeste. O quadrado preto em (a) refere-se à (b) região metropolitana de São Paulo.....	32
3.6	Totais de ocupação dos tipos de solo classificados pelo IGBP.....	34
4.1	Disposição dos pontos utilizados para análise na grade usada nas simulações com topografia realística.....	39
4.2	Idem Figura (4.1) para a ocupação do solo heterogênea urbana e rural.....	39

4.3	Ciclo diurno da radiação global na superfície. Os valores médios observados na Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP para o mês de janeiro são indicados por círculos com barra vertical de erro. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3) e indicam as seguintes condições: topografia plana, vento de leste e (a) ocupação rural e (b) ocupação urbana; topografia realística, vento de leste e (c) ocupação rural e (d) ocupação urbana; topografia realística, vento de norte e (e) ocupação rural; (f) ocupação urbana.....	42
4.4	Ciclo diurno da temperatura do ar para verão com dados observados na Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP para o mês de janeiro e do modelo correspondente ao dia 15 de janeiro para ocupação (a) rural plana e vento de leste, (b) urbana plana e vento de leste, (c) rural realística e vento de leste, (d) urbana realística e vento de leste, (e) rural realística e vento de norte e (f) urbana realística e vento de norte.....	48
4.5	Ciclo diurno da temperatura do ar para verão com dados observados na Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP para o mês de janeiro e do modelo correspondente ao dia 15 de janeiro para ocupação urbana e rural (a) plana e vento de leste, (b) realística e vento de leste; (c) realística e vento de norte.....	49
4.6	Idem a Figura (4.4) para a umidade específica do ar.....	50
4.7	Idem a Figura (4.5) para a umidade específica do ar.....	51
4.8	Evolução diurna da altura da camada limite planetária. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).....	55
4.9	Evolução diurna da altura da camada limite planetária. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).....	56
4.10	Topografia ao longo do plano vertical que corta a Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP.....	57
4.11	Distribuição espacial da energia cinética turbulenta ao longo do plano vertical que corta a Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP às 15:00 HL.....	60

4.12	Distribuição espacial da energia cinética turbulenta ao longo do plano vertical que corta a Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP às 15:00 HL.....	61
4.13	Perfil vertical de energia cinética turbulenta para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).....	65
4.14	Perfil vertical de energia cinética turbulenta para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).....	66
4.15	Perfil vertical de temperatura potencial para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).	70
4.16	Perfil vertical de temperatura potencial para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).....	71
4.17	Perfil vertical de umidade específica para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).....	74
4.18	Perfil vertical de umidade específica para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).....	75
4.19	Perfil vertical de velocidade do vento para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).....	78
4.20	Perfil vertical de velocidade do vento para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).....	79
4.21	Perfil vertical de direção do vento para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).	82
4.22	Perfil vertical de direção do vento para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).	83

4.23	Temperatura da superfície e vetor velocidade no plano horizontal para verão às 15:00 HL.....	88
4.24	Temperatura da superfície e vetor velocidade no plano horizontal.....	89
4.25	Linhas de contorno de umidade específica da superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.....	92
4.26	Linhas de contorno de umidade específica da superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.....	93
4.27	Linhas de contorno de velocidade de atrito na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.	96
4.28	Linhas de contorno de velocidade de atrito na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.....	97
4.29	Linhas de contorno de fluxo de calor sensível na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.....	101
4.30	Linhas de contorno de fluxo de calor sensível na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.....	102
4.31	Linhas de contorno de fluxo de calor latente na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.....	105
4.32	Linhas de contorno de fluxo de calor latente na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.....	106

LISTA DE TABELAS

2.1	Valores das características de superfície usados nos experimentos (Atkinson, 2003).....	9
3.1	Classificação do IGBP para os tipos de solo e parâmetros físicos. Sendo α o albedo; ε a emissividade; $d.CS$ o produto da profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura com a capacidade térmica do solo; z_0 o comprimento de rugosidade da superfície.....	33
4.1	Descrição das simulações com o TVM-NH.....	36
4.2	Classificação do IGBP para os tipos de solo utilizados nas simulações e seus respectivos parâmetros físicos.....	37
4.3	Descrição dos pontos simulados para os dois tipos de topografia e ocupação do solo.....	39

LISTA DE ABREVIATURAS

CLP	Camada Limite Planetária
CLS	Camada Limite Superficial
CM	Camada de Mistura
CT	Camada de Transição
ECT	Energia Cinética Turbulenta
GTOPO30	Global Topographic 30 Arc Seconds
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
ICU	Ilha de Calor Urbana
IGBP	International Geosphere Biosphere Programme
RAMS	Regional Atmospheric Modeling System
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
TEB	Town Energy Balance
TD_TVMnh	Tratamento de Dados do Modelo TVM-NH
TSMO	Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov
TVM-NH	Topographic Vorticity-Mode Model – Non-Hydrostatic
URBMET	Urban Boundary Layer Model
USP	Universidade de São Paulo

RESUMO

Neste trabalho é apresentada uma investigação do papel da topografia e da ocupação do solo na evolução temporal e espacial da camada limite planetária na cidade de São Paulo. Para tanto, foi utilizado o modelo de mesoescala não hidrostático TVM-NH. As simulações numéricas foram realizadas levando-se em consideração dois tipos de topografia: plana e realística. Foram considerados três tipos de ocupação do solo: homogêneo rural, homogêneo urbano e heterogêneo (urbano e rural). Estes dados foram idealizados a partir da topografia e da ocupação do solo da Região Metropolitana de São Paulo. Os dados de vento e demais parâmetros meteorológicos foram extraídos de estudos observacionais da Região Metropolitana de São Paulo (Oliveira *et al.*, 2003) e dos registros feitos na Plataforma Micrometeorológica do IAG. As simulações foram feitas para o dia 15 de janeiro. Estas simulações foram validadas através da evolução diurna média mensal da radiação solar, temperatura e umidade específica, observada no mês de janeiro na Plataforma Micrometeorológica. Neste trabalho foram analisados apenas os resultados numéricos referente ao período diurno. Na Região Metropolitana de São Paulo, a topografia tem o papel fundamental na intensificação da turbulência, aumentando a extensão vertical da camada limite convectiva. As simulações também indicaram a presença de uma circulação do tipo vale-montanha que induz de forma sistemática convergência horizontal dos ventos em baixos níveis quando a topografia é realística. Estes dois efeitos são mais intensos quando a ocupação do solo usada na simulação é heterogênea.

ABSTRACT

In this work, the role played by topography and land-use on the evolution of the planetary boundary layer in the city of São Paulo is investigated using the non-hydrostatic mesoscale model TVM-NH. The numerical simulations were carried out taking into consideration two topographies: flat and realistic, and three land-uses: rural (homogeneous), urban (homogeneous), urban and rural (heterogeneous). The topography and land-use were idealized from real topography and land-use data available for the Metropolitan Region of São Paulo. The wind data and the other meteorological parameters were extracted from observational studies (Oliveira *et al.*, 2003) and from the Micrometeorological Platform of IAG. All simulations correspond to January 15th conditions. They were validated using as reference the diurnal evolution of the monthly averaged global solar radiation, air temperature and specific humidity observed in January at the Micrometeorological Platform of IAG. In this work, it was analyzed only the numerical results for daytime period. In the Metropolitan Region of São Paulo, topography has a key role, intensifying the turbulence and increasing the vertical extent of the convective boundary layer. The numerical results indicated also that the presence of mountain-valley circulations induce horizontal wind convergence at low levels ever since the topography is realistic. These two effects are particularly intense when heterogeneous land-use is utilized in the simulation.

1. Introdução

O modo como o homem influencia e modifica o clima tem tido bastante destaque em pesquisas científicas desde o final do século passado. As modificações na ocupação do solo geradas pela urbanização e pela atividade agrícola, juntamente com a emissão de gases do efeito estufa na atmosfera são consideradas como as ações antropogênicas mais significativas, alterando consideravelmente o equilíbrio do meio ambiente e, provavelmente, afetando o clima em escala planetária. O efeito mais evidente da urbanização é a formação de uma ilha de calor urbana (ICU) que pode atingir até 10°C nas grandes metrópoles.

Em latitudes médias a ICU é observada com maior intensidade durante o período noturno e nos meses mais frios. A intensidade da ICU aumenta linearmente com a quantidade de habitantes e diminui exponencialmente com o vento (Oke, 1982; Bornstein, 1987).

A topografia tem um papel importante no clima de uma região. Do ponto de vista sinótico, a existência de elevação no terreno, dependendo da altura desta elevação, afeta sistematicamente o campo de vento. Geralmente observa-se a presença de um máximo relativo na intensidade do vento sobre a parte mais alta do relevo e um mínimo na parte mais baixa (Wood, 2000).

A ocupação diferenciada do solo e a topografia são responsáveis por circulações atmosféricas de mesoescala, que estão fortemente relacionadas com as modificações da camada limite planetária (CLP) (Lee e Kimura, 2001).

A simulação das circulações locais através de modelos numéricos permite determinar os efeitos topográficos e de uso do solo na estrutura da CLP.

A Figura (1.1a) representa o mapa do Estado de São Paulo. O quadrado vermelho em destaque indica a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) (Figura 1.1b). A topografia na

RMSP é composta pelos Vales dos Rios Tietê na direção leste-oeste (linha A na Figura 1.1b), Pinheiros e Tamanduateí, na direção norte-sul (linhas B e C na Figura 1.1b, respectivamente).

Ao norte do vale do Rio Tietê, a Serra da Cantareira apresenta elevações de aproximadamente 1000 m (indicado por D na Figura 1.1b). Ao sul do mesmo vale, encontra-se a Serra do Mar (indicado por E na Figura 1.1b). Entre os vales dos rios Pinheiros e Tamanduateí encontram-se o espigão da Paulista (indicado por F na Figura 1.1b).

(a)



(b)

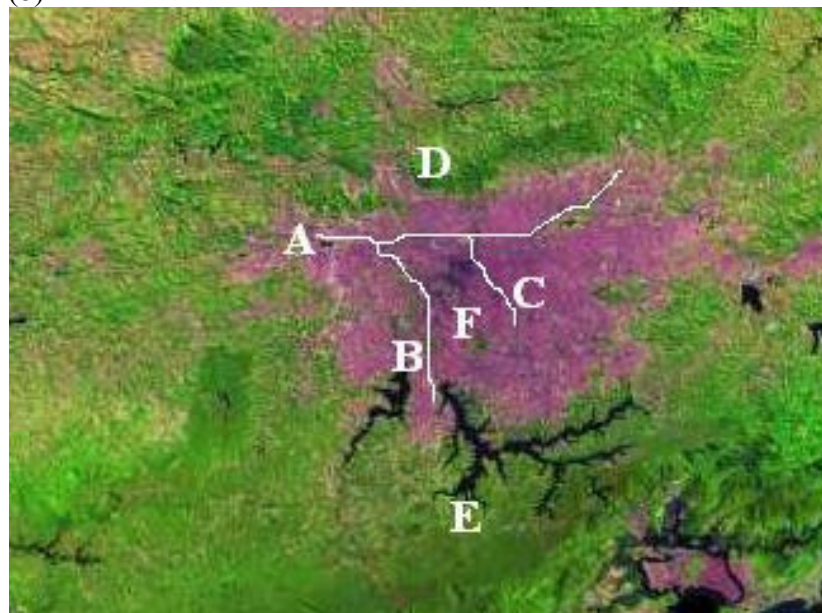


Figura 1.1 – Mapa de São Paulo: (a) Estado de São Paulo, (b) região metropolitana de São Paulo. (Fonte: EMBRAPA, <http://www.cdbrasil.cnpem.br>).

A variação sazonal do campo de vento em São Paulo é dependente da posição e intensidade do anticiclone do Atlântico Sul e da Baixa Continental. No verão os ventos induzidos por estes sistemas se mantêm nas direções N-NE e no inverno os ventos ficam nas direções NE-E. Este padrão, tanto para inverno como para verão é afetado por frentes frias, pela circulação de brisa marítima, pela circulação gerada pela topografia e circulação gerada pela ocupação do solo.

As frentes frias que chegam na RMSP estão associadas a ventos pré-frontais de NW e pós-frontais de SE. A brisa marítima atinge São Paulo a maior parte do ano, tem duração de poucas horas e os ventos têm a mesma característica que os ventos associados às frentes frias.

Além disso, existem evidências observacionais que indicam que os ventos na RMSP são afetados por efeitos topográficos e por efeitos associados à ocupação urbana da superfície (Oliveira *et al.*, 2003; Karam *et al.*, 2004). Por exemplo, quando a intensidade do vento em São Paulo é pequena, observa-se divergência horizontal do vento durante o dia e convergência horizontal durante a noite (Oliveira *et al.*, 2003). Como uma parte da RMSP é formada pelos vales dos rios Tietê, Pinheiros e Tamanduateí, existe uma grande possibilidade de que o padrão diurno de divergência horizontal observado na superfície esteja associado à circulação tipo vale-montanha. Além disso, a convergência horizontal no período noturno pode estar recebendo uma contribuição da circulação centrípeta induzida pelo efeito da ICU.

O objetivo deste trabalho é identificar o papel da topografia e da ocupação do solo da região metropolitana de São Paulo sobre a evolução diurna da CLP visando determinar a contribuição da topografia local e da ocupação urbana da superfície nos padrões de vento observados por Oliveira *et al.* (2003) e Karam *et al.* (2004).

Para atingir este objetivo serão efetuadas simulações numéricas das propriedades da CLP, que servirão de base para investigar o papel da topografia e da ocupação do solo na evolução

temporal e espacial da CLP na RMSP. As simulações das propriedades da CLP serão realizadas com o modelo numérico de mesoescala, não hidrostático, denominado TVM-NH.

As características da topografia e ocupação do solo serão determinadas a partir dos dados do *Global Topographic 30 arc seconds* (GTOPO30) e do *International Geosphere Biosphere Programme* (IGBP), interpolados em uma grade regular. Para tanto, será utilizado um algoritmo de interpolação desenvolvido por Pereira (2004).

A caracterização da influência da topografia e da ocupação do solo sobre as circulações de mesoescala e sua influência na evolução temporal e espacial da CLP serão verificados através dos resultados obtidos com o modelo TVM-NH, fazendo-se simulações numéricas da evolução diurna da CLP com condições de contorno inferior diferenciados para condições de topografia e ocupação do solo.

No capítulo 2 dessa dissertação é apresentada uma revisão bibliográfica sobre circulações locais causadas por ocupação do solo e pela topografia. No capítulo 3 é descrito o modelo TVM-NH. No capítulo 4 são descritos as simulações numéricas e os resultados obtidos destas simulações. As conclusões são sumarizadas no capítulo 5.

2. Circulações Locais

As circulações atmosféricas de mesoescala que estão associadas com a influência térmica da topografia do tipo vale-montanha e da ocupação do solo, são denominadas Vento Anabático e Brisa Terra-Terra. Em geral ocorrem em conjunto com as variações espaciais dos ciclos diurnos de calor sensível e estão fortemente relacionadas com as modificações da camada limite planetária observadas em regiões com topografia e ocupação do solo complexas (Lee e Kimura, 2001).

As Figuras (2.1a) e (2.1c) mostram de forma esquemática a distribuição do fluxo de calor sensível na superfície. Na Figura (2.1a) a topografia é plana e existem dois tipos diferentes de ocupação do solo. A liberação de calor sensível depende das características da superfície. A porção ocupada por vegetação libera menos calor sensível para a atmosfera que a porção sem vegetação. Na Figura (2.1c) a ocupação do solo é homogênea e há a presença da topografia. Neste caso, a liberação de calor sensível se dá de maneira uniforme em toda a seção, pois conforme dito anteriormente, a liberação de calor latente depende das características do solo, independente da elevação da topografia.

As Figuras (2.1b) e (2.1d) mostram de forma esquemática a distribuição vertical das linhas de mesma temperatura potencial e a estrutura da circulação sobre duas regiões distintas. Uma região com topografia plana e com contraste térmico induzido pela ocupação do solo com e sem vegetação. Outra região com topografia e ocupação do solo homogênea (adaptado da Figura 1 de Lee e Kimura, 2001). O esquema mostra as circulações de Brisa Terra-Terra e de Vento Anabático, respectivamente.

Brisa Terra-Terra é definida como a circulação decorrente do contraste térmico horizontal causado pela diferença na ocupação do solo.

Vento Anabático é definido como o escoamento que se forma na encosta de uma montanha, resultante do aquecimento diferencial entre o ar próximo à superfície (ar mais quente) e o ar afastado da superfície à mesma altura (ar mais frio). Este escoamento ocorre no sentido da região mais baixa para a região mais alta.

A grande maioria dos estudos numéricos do impacto da ocupação do solo na CLP urbana aborda a influência da ilha de calor urbana (ICU) nas características dinâmicas e termodinâmicas da CLP utilizando modelos de mesoescala semelhantes ao TVM-NH (Martilli, 2003; Atkinson, 2003; Lemonsu e Masson, 2001). Estas simulações estão focadas em reproduzir a intensidade da ICU, para tanto adotam esquemas de interação solo-dossel urbano-atmosfera sofisticados, muitas vezes altamente dependentes da formulação *ad-hoc* da intensidade da fonte antropogênica de calor na região urbana.

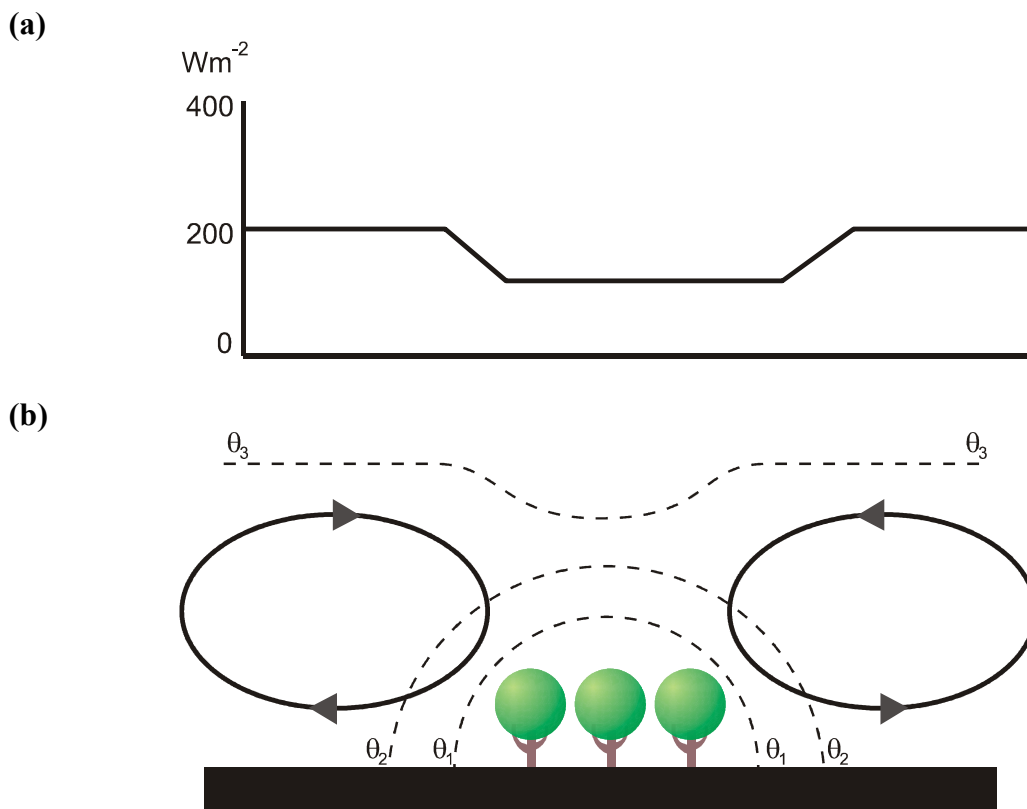


Figura 2.1 – Diagrama esquemático do fluxo de calor sensível em superfície e perfil de temperatura e da circulação induzida pela topografia e ocupação do solo. Os efeitos da ocupação do solo são mostrados em (a) pelo fluxo de calor sensível e em (b) pelo perfil de temperatura e circulação induzida; os efeitos da topografia são mostrados em (c) pelo fluxo de calor sensível e em (d) pelo perfil de temperatura e circulação induzida (adaptado da Figura 1 de Lee e Kimura, 2001).

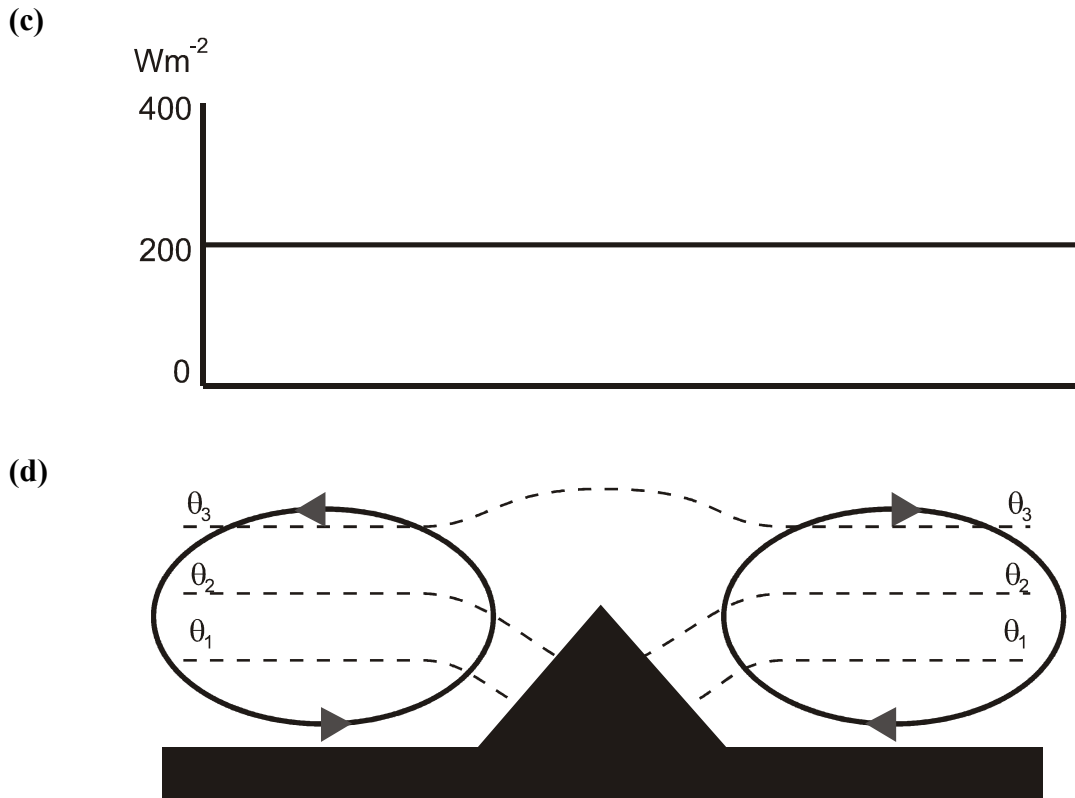


Figura 2.1 – Continuação.

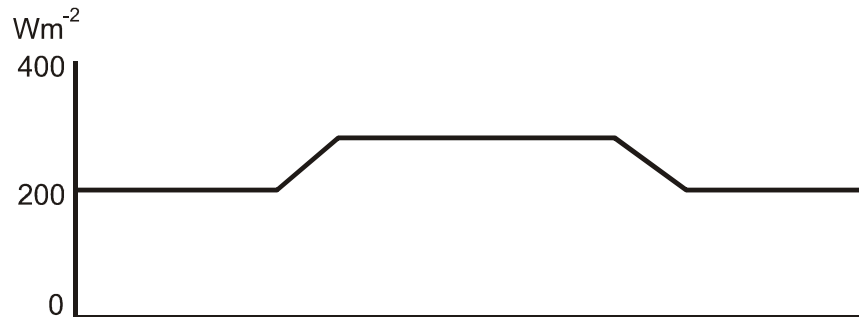
2.1. Brisa Terra-Terra

A Brisa Terra-Terra mais investigada na literatura e que será objeto de investigação nesta pesquisa é a associada à ICU.

A investigação do impacto do contraste entre a ocupação urbana e a rural tem sido feito na sua maioria para regiões de latitudes médias (Atkinson, 2003; Lemonsu e Masson, 2001; Bornstein, 1987). Em latitudes médias os contrastes térmicos horizontais entre as áreas com diferentes ocupações induzem a circulações atmosféricas significativas. Por exemplo, Atkinson (2003) efetuou simulações numéricas das circulações locais na região de Londres. Neste estudo foi utilizado um modelo de mesoescala tridimensional, não-hidrostático e com fechamento de ordem 1,5 (Tapp e White, 1976). Os contrastes horizontais de temperatura, umidade e vento foram obtidos através de uma versão simplificada da equação do balanço de

energia e de momento na superfície, considerando as propriedades térmicas, radiométricas e aerodinâmicas da superfície de forma idealizada, porém realística para a cidade de Londres.

(a)



(b)

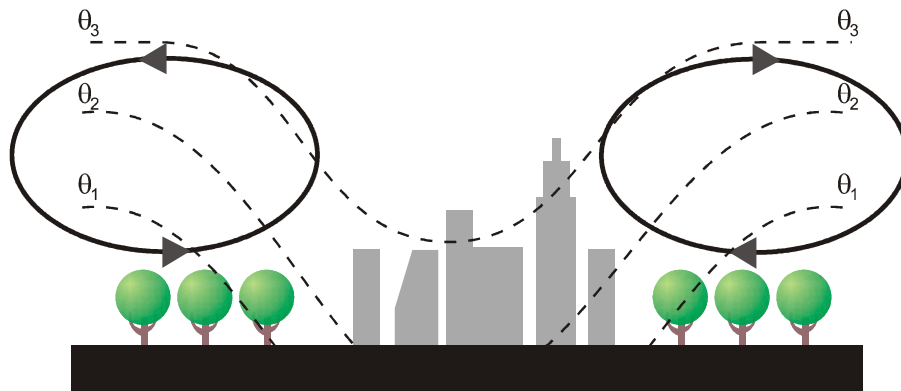


Figura 2.2 – Diagrama esquemático do (a) fluxo de calor sensível em superfície e (b) perfil de temperatura e da circulação induzida pelo contraste da ocupação do solo urbano e rural.

Os experimentos numéricos realizados foram comparados com um experimento controle, a fim de verificar qual parâmetro tem mais relevância na formação da ICU. As características de superfície utilizadas no experimento controle são mostradas na Tabela (2.1).

O domínio do modelo tinha 42×42 pontos na horizontal, com espaçamento de 1 km, e 16 pontos na vertical com níveis variando de 2 m a 5500 m. A área urbana ocupava um quadrado de 20 km de lado e foi localizada no centro do domínio, numa área com topografia plana a $50^\circ N$ de latitude. A simulação controle inclui os parâmetros mostrados na Tabela (2.1) e a estrutura, energia e intensidade da ICU resultante foram validadas através de observações.

Tabela 2.1 – Valores das características de superfície usados nos experimentos (Atkinson, 2003).

Parâmetro	Rural	Urbano
Albedo	0,18	0,15
Calor antropogênico (W m^{-2})	0	100
Emissividade	0,95	0,85
Comprimento de rugosidade (m)	0,1	1,0
Fator de visibilidade	1,0	0,4
Resistência superficial (s m^{-1})	50	300
Inércia térmica ($\text{kW m}^{-2} \text{K}^{-1} \text{s}^{1/2}$)	0,95	1,16

Os resultados mostram uma diferença nas causas da ICU noturna e diurna. Durante o dia o comprimento de rugosidade e a resistência aerodinâmica superficial foram os fatores mais importantes na intensidade da ICU; durante a noite o calor antropogênico foi o fator mais importante. As simulações sugerem que o tamanho da área urbana teve um efeito mínimo na intensidade das ICU.

Através do acoplamento de dois modelos, um de microescala denominado TEB (Town Energy Balance) e outro de mesoescala (Meso-NH), Lemonsu e Masson (2001) simularam a Brisa Terra-Terra em Paris. A caracterização de ocupação do solo contou com 11 diferentes tipos de classificação para área urbana. Como normalmente ocorre em cidades localizadas em regiões de latitudes médias, as simulações indicaram que durante a noite a ICU é mais intensa em Paris.

As simulações também indicaram que o uso do solo contribui mais para a ICU do que a com topografia, mesmo Paris estando localizada em um vale de cerca de 200 m de profundidade. Esse resultado é interessante por que é uma comparação entre circulação local induzida pela ocupação do solo e pela topografia. Uma possível explicação para o fato do uso

do solo contribuir mais para a evolução da ICU do que a topografia pode estar no fato que a área urbana que representa Paris tem uma grande capacidade de armazenamento de calor e um fluxo de calor latente muito baixo, devido a pouca vegetação.

Em áreas tropicais a ICU é mais intensa no final da noite, enquanto que em latitudes médias, a ICU é mais intensa no começo da noite. Por exemplo, Guadalajara, México, que está localizada em área tropical a uma latitude de 20°N e apresenta a formação de uma ICU durante a noite com um máximo no final da noite (Jauregui *et al.*, 1992).

Como em latitudes tropicais, as taxas de aquecimento diferenciada das áreas urbana e rural levam a um crescimento na intensidade da ICU logo após o nascer do sol, mas ao contrário das latitudes médias, nas regiões de latitude mais baixas ela continua crescendo até atingir um máximo durante o dia.

No caso de Guadalajara, o grande aquecimento diurno na área rural que envolve a área urbana elimina a ICU, dando lugar a uma inversão térmica à tarde, induzida pela relativa abundância de umidade na região urbana em comparação com as áreas rurais no entorno. Foi observada a formação de uma ilha de frio (“oposto de uma ilha de calor”) em Guadalajara, induzida, provavelmente, pela presença de mais umidade em relação à área rural no entorno, sugerindo a existência de um efeito oásis.

O efeito térmico que dá origem a ICU ocorre devido a perturbações no balanço de energia da superfície que acontece quando duas regiões adjacentes com ocupações diferentes são aquecidas ou resfriadas.

Bornstein (1987) mostrou um resumo da circulação média diária e da evolução termodinâmica da CLP urbana, determinado por estudos observacionais de temperatura, pressão, direção e intensidade do vento. À noite a circulação se deve ao aumento da turbulência mecânica, que está associada com a diferença de rugosidade da área urbana e da área rural. Durante o dia, soma-se à turbulência mecânica a turbulência gerada termicamente

(associada à ICU diurna), o que leva a um aumento na atividade convectiva. No período diurno, este é o mecanismo responsável pela circulação.

As diferenças de temperatura entre as áreas urbana e rural se devem principalmente a:

- a) Calor antropogênico, devido ao aquecimento e resfriamento das residências e edifícios e também a liberação do calor de combustão dos motores de veículos automotores;
- b) Aumento da absorção de radiação de onda curta para baixo, como resultado da geometria urbana, ou seja, como o albedo da área urbana geralmente é menor que o albedo da área rural, a radiação de onda curta que chega na área urbana é mais absorvida do que refletida, se comparada à área rural;
- c) Diminuição da emissão da radiação de onda longa, devido à geometria da cidade;
- d) Maior acúmulo de energia durante o dia (e maior liberação à noite), devido às propriedades térmicas dos materiais das construções na área urbana;
- e) Diminuição da emissão de radiação de onda longa da superfície devido à presença de poluentes;
- f) Aumento do fluxo de calor sensível devido à redução do fluxo de calor latente (impermeabilização das regiões urbanas).

Esses fatores retardam o resfriamento das áreas urbanas em relação ao resfriamento das áreas rurais, durante o período noturno.

Oke (1982) descreve a equação do balanço de energia na superfície para uma região urbana. Esta superfície corresponde à interface entre o topo do dossel e a CLP. Todos os componentes possíveis em uma área urbana são considerados (estradas, prédios, área verde, etc.) e os fluxos nesta superfície são integrados em uma seção que abrange esses componentes (e.g. subúrbio). Nesta seção os efeitos de advecção em mesoescala são desprezados. Esta equação é então dada por:

$$Q^* + Q_F = Q_E + Q_H + \Delta Q_S \quad (2.1)$$

onde Q^* é o fluxo de radiação solar; Q_F é o fluxo de calor antropogênico; Q_E é o fluxo de calor latente; Q_H é o fluxo de calor sensível e ΔQ_S é o fluxo de calor armazenado pela superfície urbana.

Os fatores que geram a diferença de temperatura entre as áreas urbana e rural e, por conseguinte a circulação entre estas duas regiões, podem ser facilmente identificados através da equação da vorticidade (Pielke e Segal, 1986).

$$\frac{\partial \vec{\xi}}{\partial t} = -\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \cdot \vec{V}\vec{V}) - \vec{\nabla} \times \left[\vec{\nabla} \cdot \rho_0 \left(\overline{\vec{V}'\vec{V}'} \right) \right] - \vec{\nabla} \times \frac{\theta'}{\theta_0} \rho_0 \vec{g} - 2\vec{\nabla} \times (\vec{\Omega} \times \rho_0 \vec{V}) \quad (2.2)$$

onde $\frac{\partial \vec{\xi}}{\partial t}$ é a variação local de vorticidade; $-\vec{\nabla} \times (\vec{\nabla} \cdot \vec{V}\vec{V})$ é o termo de produção/destruição mecânica de vorticidade em turbulência; $-\vec{\nabla} \times \left[\vec{\nabla} \cdot \rho_0 \left(\overline{\vec{V}'\vec{V}'} \right) \right]$ é o gradiente de vorticidade; $-\vec{\nabla} \times \frac{\theta'}{\theta_0} \rho_0 \vec{g}$ é o termo de empuxo; $-2\vec{\nabla} \times (\vec{\Omega} \times \rho_0 \vec{V})$ é o termo de produção/destruição de vorticidade devido à rotação da Terra.

O termo de empuxo da Equação (2.2) permite “visualizar” a circulação. No contraste de temperatura existente entre as áreas urbana e rural, por exemplo, o gradiente de temperatura aponta da área menos aquecida (área rural) para a área mais aquecida (área urbana), como visto na Figura (2.3):

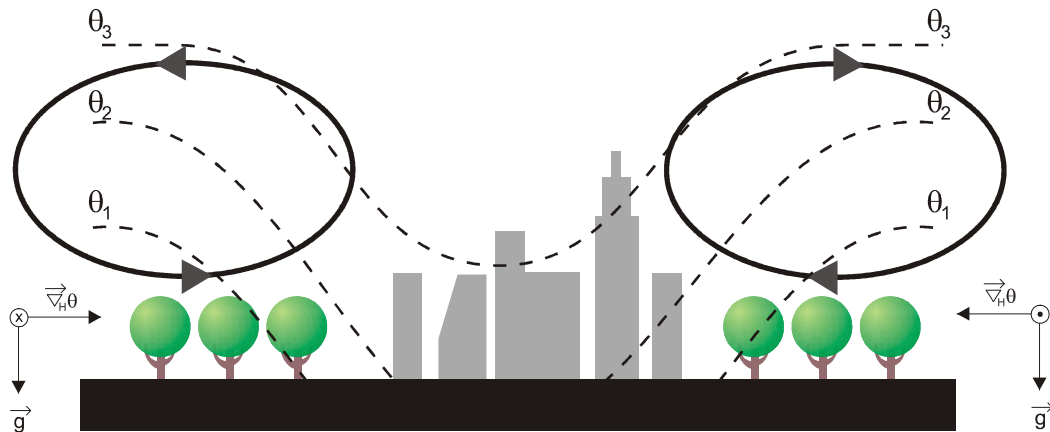


Figura 2.3 – Brisa Terra-Terra. Idem Figura (2.2b) com o gradiente horizontal de temperatura potencial.

Como na Equação (2.2) o termo de empuxo é proporcional ao rotacional da força de empuxo, o sinal negativo indica que a circulação é no sentido *anti-horário* no lado esquerdo da região urbana (Fig. 2.3) e no *sentido horário* no lado direito da região urbana (Fig. 2.3), ocorrendo sempre da área menos aquecida para a área mais aquecida (rural → urbano). Assim durante o período diurno o vento em baixos níveis converge para a região urbana.

Durante o dia a CLP é mantida através da geração de energia cinética turbulenta (ECT) de origem térmica e mecânica tanto na área urbana como na rural. Entretanto na região urbana observa-se que a turbulência de origem mecânica é maior do que sobre a região rural devido à maior rugosidade na área urbana. Este fato aliado à turbulência térmica que normalmente ocorre durante o dia sobre a região urbana com maior intensidade (fluxos turbulentos de calor sensível é maior na região urbana) aumentam a intensidade da turbulência na região urbana em relação à região rural fazendo com que a extensão vertical da CLP seja maior na região urbana.

2.2. Vento Anabático – Topografia

Alguns trabalhos retratam a evolução da CLP sob a influência da topografia. Banta (1984) mostra a estrutura da CLP, que acompanha o desenvolvimento do Vento Anabático, através de observações do perfil vertical de temperatura potencial em South Park, na região das montanhas rochosas (EUA).

À noite é formada uma região de ar frio na base e no vale de montanhas. Após o nascer do sol esta “bolha” de ar frio permanece intacta, porém, o aquecimento da superfície produz uma fina CLP próximo da superfície da montanha, dando início ao fluxo ascendente do vento, ou o Vento Anabático (Fig. 2.4).

Conforme o aquecimento da superfície continua, a CLP cresce e destrói esta “bolha” de ar frio remanescente da inversão ocorrida no período noturno. Se nenhum sistema de maior escala estiver presente, ao longo do dia a “bolha” de ar frio é totalmente destruída e os ventos são direcionados da parte mais baixa para a parte mais alta da montanha.

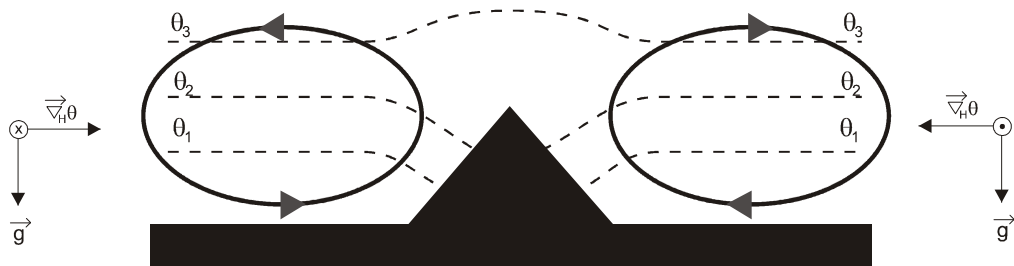


Figura 2.4 – Vento Anabático. Idem Figura (2.2a) com o gradiente horizontal de temperatura potencial.

De modo análogo ao caso da Brisa Terra-Terra, no caso do Vento Anabático o termo de empuxo da Equação (2.2) também permite diagnosticar o sentido e a intensidade da circulação associada ao Vento Anabático. No contraste de temperatura existente entre as áreas menos e mais próximas à encosta da montanha, o gradiente horizontal de temperatura aponta

da área menos aquecida (mais afastada) para a área mais aquecida (mais próxima), como visto na Figura (2.4).

Assim, o termo de empuxo na Equação (2.2) indica que a circulação é no sentido *anti-horário* no lado esquerdo da montanha (Fig. 2.5) e no *sentido horário* no lado direito da montanha (Fig. 2.4). Assim, no período diurno o Vento Anabático sobe a montanha.

Lee e Kau (1984) compararam observações de Vento Anabático com os resultados de um modelo tridimensional. O modelo foi utilizado para verificar o vento na CLP sobre um terreno com topografia complexa. O modelo utiliza parâmetros da Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov (TSMO) para o cálculo do vento na parte inclinada da topografia.

As observações foram feitas no período de 1 de julho a 20 de julho de 1979, na região dos gêiseres, no norte da Califórnia (período correspondente ao verão). As simulações foram capazes de reproduzir a circulação anabática característica desta região da Califórnia de forma satisfatória.

Outro trabalho utilizando a modelagem para verificar a CLP sobre uma região com topografia foi o de Kimura e Kuwagata (1995), que calculou os fluxos horizontais de calor usando um modelo de camada de mistura. Este trabalho deu origem ao estudo de Lee e Kimura (2001).

O modelo verifica a simulação induzida termicamente, através de um modelo de camada de mistura que calcula a quantidade de calor sensível acumulado sobre um determinado ponto e compara com a quantidade de calor sensível de outro ponto localizado em uma altura diferente. Esta diferença na quantidade de calor sensível nestes dois pontos gera uma circulação.

Assim como no modelo TVM-NH, o modelo utilizado por Kimura e Kuwagata (1995) utiliza um sistema de coordenadas que acompanha a topografia.

Karam *et al.* (2003) estudaram o padrão do vento para região metropolitana de São Paulo, que tem uma topografia complexa, através da aplicação de um método de conservação de massa. Neste trabalho as simulações do vento realizadas com o esquema de conservação de massa são comparadas com observações referentes a abril de 1988 (Oliveira *et al.*, 2003), tendo em vista que a cidade de São Paulo sofre menos os efeitos da brisa marítima nos meses de outono e inverno, o que permite que circulações locais influenciadas pelo uso do solo ou pela topografia sejam mais bem observadas.

Os resultados obtidos por Karam et al (2003) mostram no campo de evolução diurna da divergência horizontal do vento, uma convergência às 21:00 HL. Esta convergência pode ser explicada pelo efeito de bloqueio causado por parâmetros de larga escala da topografia (por exemplo a Serra da Cantareira). Estes efeitos de larga escala podem explicar a divergência no período da manhã, quando o vento é de norte. Os efeitos topográficos de menor escala contribuem para a evolução diurna da divergência.

2.3. Circulação em São Paulo

A circulação em São Paulo, que motivou este estudo, já foi vista anteriormente em outros estudos. Oliveira *et al.* (2003) fazem uma investigação sobre o padrão do vento na cidade de São Paulo, caracterizando os diferentes tipos de circulação. Os autores mostram que os efeitos geográficos e a posição e intensidade da alta do Atlântico controlam a variação sazonal dos ventos na cidade de São Paulo. A brisa marítima atinge São Paulo cerca de 50% dos dias do ano. A circulação térmica induzida pela topografia e por efeitos urbanos também é observada na cidade de São Paulo.

Os resultados mostram que a evolução anual da velocidade média do vento em São Paulo tem valores muito baixos tanto para o período diurno quanto para o período noturno. O

mínimo observado na velocidade do vento no começo da tarde pode ser explicado pela passagem da brisa marítima entre 13:00 HL e 14:00 HL.

Os resultados obtidos neste estudo mostram que a circulação sobre a cidade de São Paulo é resultado da combinação da brisa marítima, com as circulações geradas pela topografia e pelo uso do solo. Os efeitos térmicos de vale montanha são mais bem vistos em campos de divergência e são mais importantes durante os meses mais frios e à noite, quando a intensidade do vento é menor. Com o uso de simulações numéricas é possível separar as influências de topografia, brisa marítima e uso do solo na circulação sobre a cidade de São Paulo.

Freitas (2003) realizou um estudo sobre as circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. Foram utilizados dois modelos neste trabalho. Um de mesoescala, o RAMS (Regional Atmospheric Modeling System), que foi utilizado para identificar as circulações locais sobre São Paulo; e o modelo de microescala denominado TEB para representar o efeito urbano.

As simulações foram realizadas para o período de inverno de 1999 e tiveram como objetivo caracterizar as circulações de brisa marítima, que ocorre em São Paulo a maior parte do ano, e as circulações induzidas pela topografia pela ocupação diferenciada do solo. Os resultados mostraram que a topografia intensifica as circulações de brisa marítima e terrestre, com a contribuição das circulações do tipo vale-montanha e Terra-Terra.

2.4. Modelo TVM-NH

O modelo TVM-NH tem se mostrado uma boa ferramenta para verificar e distinguir estas influências na circulação. Originado do modelo bidimensional URBMET (Bornstein, 1975), que foi desenvolvido para simular os fluxos vertical e horizontal das circulações na CLP em

uma cidade idealizada, o modelo TVM-NH tem sido usado para verificar circulações em ambientes com topografia complexa, como é o caso de São Paulo.

O modelo TVM-NH contém uma camada de superfície do solo e uma camada atmosférica dividida em duas subcamadas: uma camada de interface, próxima à superfície, onde os parâmetros meteorológicos dependentes do tempo são calculados por funções de estabilidade que dependem apenas da altura e os fluxos são constantes. E uma camada atmosférica, em que as equações dinâmicas e termodinâmicas são resolvidas usando método de diferenças finitas. Os valores de umidade e temperatura da superfície são calculados usando equações da energia na superfície e balanço de umidade, forçados por valores de radiação solar calculados internamente. As equações no TVM-NH utilizam um sistema de coordenadas vertical que é influenciado pela topografia (coordenadas σ -z). O modelo TVM-NH usa o fechamento de ordem 1,5 para a equação da energia cinética turbulenta (ECT).

Martin *et al.* (2001a) testaram a versão hidrostática do modelo TVM para condições de baixa pressão na região metropolitana de Madri. O objetivo era verificar as circulações de mesoescala em situação de baixa pressão. Os autores mostram que as circulações para os dias simulados são na maioria de origem térmica (Vento Anabático, Vento Catabático), mas também sofrem influência do movimento em escala sinótica (ciclo diurno, vento noturno nas montanhas).

Stivari (1999) e Stivari *et al.* (2003 e 2005) fizeram um estudo sobre a circulação local no Lago de Itaipu (PR) utilizando a versão não-hidrostática do modelo TVM (a mesma versão utilizada neste trabalho). As simulações realizadas nestes trabalhos consideraram a vegetação realística do local e uma vegetação idealizada representada pela ocupação rural, a topografia realística e uma topografia plana, e a presença e a ausência do lago. Nestes trabalhos a presença do lago de Itaipu mostrou ser de grande importância na circulação local. Junto com a

topografia, o lago consegue gerar e manter a circulação no vale do lago de Itaipu por várias horas. A ocupação homogênea do solo também intensifica a brisa lacustre.

O modelo TVM-NH também foi utilizado para o estudo da dispersão de poluentes, uma vez que consegue simular satisfatoriamente circulações de mesoescala em condições de terreno complexo. Pereira (2004) utilizou um modelo lagrangiano de dispersão de poluentes, acoplado ao TVM-NH para determinar os padrões de dispersão de curto e médio alcance na região de Iperó (SP). Karam (2002) verificou a origem dos jatos de Baixos Níveis (JBN) noturnos de Iperó (SP) e o seu papel na dispersão de poluentes no Estado de São Paulo. Martin *et al.* (2001b) simularam o transporte de poluentes em situações de baixa pressão para a região metropolitana de Madri.

Uma vez que o modelo TVM-NH consegue simular bem as circulações de mesoescala, caracterizar e distinguir a influência topográfica e da ocupação do solo é importante para verificar quem é responsável pela evolução temporal e espacial da CLP e que posteriormente poderá gerar estudos sobre dispersão de poluentes.

2.5. Método de Detecção das Forçantes

Lee e Kimura (2001) utilizaram um método, que será mostrado no próximo capítulo, para separar estas duas forçantes (topografia e uso do solo). A distribuição não homogênea do fluxo de calor latente em superfície, que afeta diretamente a umidade disponível, resulta na diferença da altura da camada de mistura. A grande quantidade de fluxo de calor latente na área rural força a liberação do fluxo de calor sensível da superfície para a atmosfera. Como o fluxo de calor sensível é menor na área rural, a temperatura potencial é menor na área rural do que na área sem vegetação. As superfícies aquecidas diferencialmente geram diferença de pressão, que por sua vez gera a circulação.

A evolução temporal das circulações segue três estágios: Vento Anabático existe sozinho no domínio; Vento Anabático e Brisa Terra-Terra coexistem com quase a mesma intensidade; Brisa Terra-Terra se torna mais intensa no final da tarde. A razão para a demora na Brisa Terra-Terra se deve ao fato de que a resposta atmosférica da ocupação do solo é mais lenta na circulação. Quanto maior for a montanha, maior será a circulação devido ao Vento Anabático, não sendo considerada a diferença de uso do solo. Neste trabalho também foi verificado que maior estabilidade atmosférica diminui a intensidade das circulações de Brisa Terra-Terra e de Vento Anabático.

As conclusões que Lee e Kimura (2001) obtiveram são: o Vento Anabático prevalece quando a montanha é alta, enquanto a Brisa Terra-Terra é induzida pelo contraste no fluxo de calor sensível entre duas regiões com ocupação de solo diferentes; Vento Anabático é mais intenso pela manhã, enquanto a Brisa Terra-Terra é mais intensa durante a tarde; a estabilidade atmosférica é importante na circulação, já a largura da montanha não é tão importante; em condições de estabilidade forte o Vento Anabático é mais intenso; a circulação predominante pode ser prevista usando o critério para o cálculo da altura da camada de mistura, que será comentado na metodologia deste trabalho.

3. Metodologia

A metodologia utilizada consiste em simular as propriedades da CLP através do modelo de mesoescala TVM-NH, e partir destas simulações verificar a influência que a topografia e a ocupação do solo exercem na altura da CLP na Cidade de São Paulo durante o período convectivo.

3.1. Modelo TVM-NH

O modelo de mesoescala *Topographic Vorticity-Mode Model* (TVM), é a versão tridimensional do modelo bidimensional URBMET (*Urban Boundary Layer Model*). O modelo URBMET foi desenvolvido para estudar a estrutura da CLP em áreas urbanas e com topografia plana através da solução numérica das equações das componentes horizontais da vorticidade do escoamento médio e considerando-o hidrostático e incompressível.

O modelo TVM-NH é composto de duas camadas atmosféricas (Figura 3.1): uma camada de interface entre a superfície e a atmosfera e uma camada atmosférica, acima da camada de interface. A camada de interface tem uma extensão correspondente ao primeiro $\Delta\sigma$ do modelo. As propriedades desta camada correspondem às da camada limite superficial (CLS), tal que os fluxos turbulentos são assumidos constantes e estimados em função das escalas características de velocidade, temperatura e umidade específica da CLS.

As escalas características da CLS são estimadas ajustando-se os perfis verticais diagnosticados através da teoria da similaridade de Monin-Obukhov e da Convecção Livre.

A camada atmosférica estende-se até o topo da atmosfera assumido igual a 13 km em todas as simulações descritas aqui. Nesta camada as propriedades dinâmicas e termodinâmicas da atmosfera são estimadas resolvendo-se numericamente as equações da vorticidade, balanço de energia e de umidade.

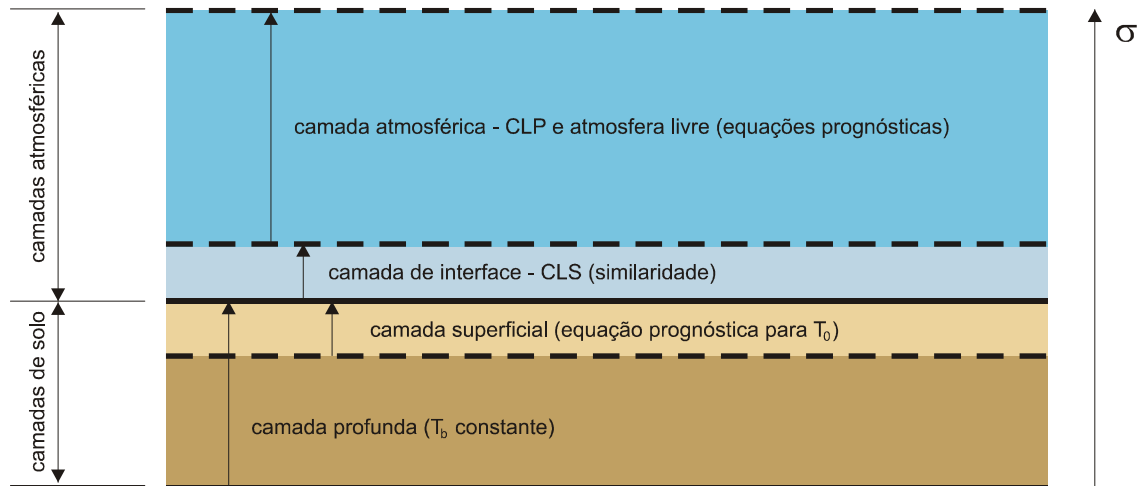


Figura 3.1 – Representação esquemática da distribuição vertical na grade do modelo TVM-NH.

3.1.1. Camada de Interface

A camada de interface representa a camada limite superficial (CLS). O primeiro ponto de grade na vertical desta camada (σ_1) tem a altura do comprimento de rugosidade (z_0). O segundo ponto de grade na vertical (σ_2) está localizado no topo da camada de interface.

A temperatura potencial em σ_1 (θ_1) é assumida como sendo igual à temperatura da superfície do solo (T_0), calculada pelo método de Deardorff (Schayes *et al.*, 1996).

$$\frac{\partial T_0}{\partial t} = -\frac{c_1 G_0}{C_s d} - \frac{c_2 (T_0 - T_b)}{\tau_d} \quad (3.1)$$

onde T_0 é a temperatura na superfície; c_1 ($=3,72$) e c_2 ($=7,4$) são constantes; G_0 é o fluxo de calor no solo; C_s é a capacidade térmica do solo; d a profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura do solo; T_b é a temperatura correspondente ao ciclo anual de temperatura do solo; τ_d é igual às 24h e corresponde ao período do ciclo diário.

A influência da camada superficial na camada de interface pode ser vista na Figura (3.2):

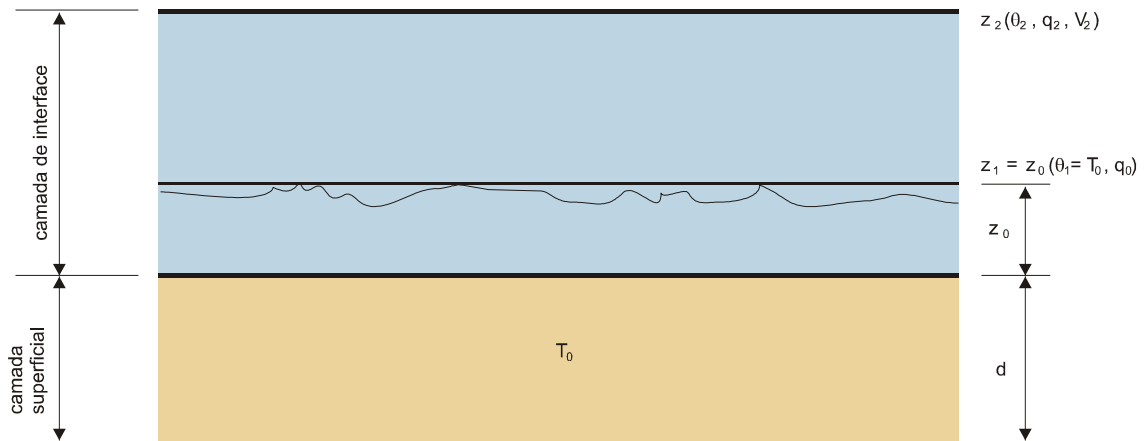


Figura 3.2 – Representação esquemática dos parâmetros das camada superficial e de interface.

O fluxo de calor no solo G_0 é obtido através do balanço de energia na superfície

$$G_0 = (1 - \alpha) R_0 - OL \uparrow + OL \downarrow - H - LE \quad (3.2)$$

onde α é o albedo; R_0 é o fluxo de radiação solar; $OL \uparrow$ é o fluxo de radiação de onda longa para cima; $OL \downarrow$ é o fluxo de radiação de onda longa para baixo; H é o fluxo de calor sensível; LE é o fluxo de calor latente. Os fluxos verticais são positivos quando orientados para cima.

3.1.2. Fluxo Vertical de Radiação Solar na Superfície

O fluxo de radiação solar incidente na superfície é calculado pela formulação de Schayes (1982), que leva em consideração a transmissividade global da atmosfera, o efeito das nuvens, a absorvidade dos aerossóis e inclui o efeito de inclinação do solo formulado por Pielke (1984).

$$R_0 = S_0 \cos \theta (\tau - A_w) N \exp(-\kappa / \cos \theta) \quad (3.3)$$

onde S_0 é a constante solar igual a 1327 W m^{-2} (considerando a atenuação do O_3 estratosférico); θ é o ângulo zenital do Sol, que depende do dia do ano e da hora; τ é a transmissividade para o ar seco e considera espalhamento e absorção; A_w é a absorção devido

ao vapor d'água; N é o fator que mostra a quantidade e os tipos de nuvens; κ é o fator de absorção do aerossol.

A transmissividade para o ar seco é calculada por:

$$\tau = 1,021 - 0,0824 \left[\frac{949 \times 10^{-6} \times P + 0,051}{\cos \theta} \right]^{0,5} \quad (3.4)$$

onde P é a pressão na superfície.

A absorção devido ao vapor d'água é dado por:

$$A_w = 0,77 \left(\frac{w}{\cos \theta} \right)^{0,3} \quad (3.5)$$

onde w é a espessura do vapor d'água em cm e é expressa por $w = 0,17e$ onde e é a pressão do vapor na superfície calculado pela temperatura do ponto de orvalho.

A quantidade de cada tipo de nuvem é dada por

$$N = \prod_{i=1}^3 [1 - C_i (1 - T_i)] \quad (3.6)$$

onde $i = 1, 2, 3$ representam as nuvens baixas, médias e altas. C_i indica a cobertura de cada tipo de nuvem ($C_i = 1$ significa céu encoberto) e T_i é a transmissividade média para cada categoria de nuvem e apresenta os seguintes valores:

$$T_1 = 0,30 - 0,015/\cos \theta \quad (3.7a)$$

$$T_2 = 0,49 - 0,010/\cos \theta \quad (3.7b)$$

$$T_3 = 0,90 - 0,040/\cos \theta \quad (3.7c)$$

Se o houver inclinação no terreno, um novo ângulo zenital, que depende da inclinação do terreno, é calculado.

3.1.3. Fluxo Vertical de Radiação de Onda Longa

O fluxo de radiação de onda longa emitido pela superfície para cima é calculada pela lei de Stefan-Boltzman: $OL \uparrow = \varepsilon_0 \sigma T_0^4$, onde ε_0 é a emissividade da superfície, $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ e T_0 é a temperatura na superfície.

A radiação de onda longa emitida para baixo pela atmosfera é calculada pela formulação de Sasamori (1968), que leva em consideração a absorção do vapor de água, CO_2 , ozônio e a estrutura térmica da atmosfera.

Para o vapor d'água, a função de absorção média \bar{A}_0 é dada por:

$$\bar{A}_0 = 0,846 \left(u_{H_2O} + 3,59 \times 10^{-5} \right)^{0,243} - 6,90 \times 10^{-2} \quad (3.8a)$$

$$\bar{A}_0 = 0,240 \log_{10} \left(u_{H_2O} + 0,010 \right) + 0,622 \quad (3.8b)$$

onde u_{H_2O} é a quantidade de vapor d'água na coluna atmosférica e tem os valores $u_{H_2O} < 0,01 \text{ g cm}^{-2}$ em (3.8a) e $0,01 \leq u_{H_2O} < 5 \text{ g cm}^{-2}$ em (3.8b).

Para a absorção de CO_2 , as curvas são ajustadas pelas seguintes equações:

$$\bar{A}_0 = 0,0676 \left(u_{CO_2} + 0,01022 \right)^{0,421} - 0,0098157 \quad (3.9a)$$

$$\bar{A}_0 = 0,0546 \log_{10} u_{CO_2} + 0,0581 \quad (3.9b)$$

sendo u_{CO_2} a quantidade de dióxido de carbono na coluna atmosférica e em (3.9a) $u_{CO_2} \leq 1 \text{ cm}$ e em (3.9b) $u_{CO_2} > 1 \text{ cm}$.

A absorção do ozônio é dada por

$$\bar{A}_0 = 0,209 \left(u_{O_3} + 7 \times 10^{-5} \right)^{0,436} - 0,00321 \quad (3.10a)$$

$$\bar{A}_0 = 0,0212 \log_{10} u_{O_3} + 0,0748 \quad (3.10b)$$

analogamente, u_{O_3} é a quantidade de ozônio na coluna atmosférica e em (3.10a) $u_{O_3} \leq 0,01 \text{ cm}$ e em (3.10b) $u_{O_3} > 0,01 \text{ cm}$.

3.1.4. Fluxo Vertical Turbulento de Calor Sensível, Latente e de Momento

O fluxo de calor sensível e o fluxo de calor latente são calculados através das escalas características de velocidade, temperatura e umidade:

$$H = -\rho_0 c_p u_* \theta_* \quad (3.11a)$$

$$LE = -\rho_0 L_v u_* q_* \quad (3.11b)$$

onde u_* é a velocidade de atrito; θ_* é o a escala característica de temperatura potencial; ρ_0 é a densidade do ar no estado de referência; L_v é o calor latente de evaporação; q_* é a escala característica de umidade específica. Sendo:

$$u_* = V_2 / \left\{ (1/\kappa) \left[\ln(\sigma_2/\sigma_1) - \Delta\Psi_M \right] \right\} \quad (3.12a)$$

$$\theta_* = (\theta_2 - \theta_0) / \left\{ (\alpha'/\kappa) \left[\ln(\sigma_2/\sigma_1) - \Delta\Psi_H \right] \right\} \quad (3.12b)$$

$$q_* = (q_2 - q_0) / \left\{ (\alpha'/\kappa) \left[\ln(\sigma_2/\sigma_1) - \Delta\Psi_E \right] \right\} \quad (3.12c)$$

onde V_2 é o vento em σ_2 ; θ_0 e q_0 são a temperatura potencial e a umidade específica em σ_1 ; κ é a constante de Von Kármán (0,40); α' é uma constante (inverso do número de Prandtl); Ψ_M , Ψ_H e Ψ_E são funções de correção da estabilidade atmosférica de Monin-Obukhov para a velocidade do vento, temperatura potencial e umidade específica da camada superficial, respectivamente.

3.1.5. Umidade Específica do Ar na Superfície

A umidade do ar no nível da superfície é estimada através da seguinte relação:

$$\frac{\partial q_0}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0 L_v} \left[\frac{LE_0 - LE}{h} \right] \quad (3.13)$$

onde q_0 é a umidade do ar nível da superfície; LE é o fluxo de calor latente representativo da CLS (Equação 3.11b) e h corresponde à altura no interior da CLS. Nos casos em que a CLS estende-se acima da camada de interface, considera-se $h = \Delta\sigma$.

O fluxo de calor latente na superfície estimado através das escalas características não leva em conta o conteúdo de umidade do solo e a presença de vegetação e é calculado por

$$LE_0 = \frac{\frac{\partial e_{sat}}{\partial T} (R_N - G_0) + c_p \rho_0 [q_{sat} - q(h)] / r_a}{\frac{\partial e_{sat}}{\partial T} + \gamma (1 + r_s / r_a)} \quad (3.14)$$

onde e_{sat} é a pressão de saturação do vapor; R_N é a soma dos fluxos; q_{sat} é a umidade de saturação; $q(h)$ é a umidade numa altura h qualquer; r_a é a resistência aerodinâmica; γ é a constante psicrométrica; r_s é a resistência superficial.

3.1.6. Camada Atmosférica

Uma característica importante do modelo TVM-NH é a utilização da equação da vorticidade em lugar da equação do balanço de momento. A principal vantagem na utilização da vorticidade é que as equações prognósticas perdem a dependência explícita da pressão. As equações diagnósticas ainda mantêm esta dependência.

Isto pode ser demonstrado utilizando a equação do movimento válida para descrever o escoamento turbulento na CLP

$$\begin{aligned} \frac{\partial u_i}{\partial t} = & -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} - \frac{\partial (\overline{u'_i u'_j})}{\partial x_j} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_0}{\partial x_i} - g \delta_{i3} - \frac{1}{\rho_0} \frac{\partial (p - p_0)}{\partial x_i} + \left(\frac{\theta - \theta_0}{\theta_0} \right) g \delta_{i3} \\ & - 2\varepsilon_{ijk} \Omega_j u_k + \nu_0 \frac{\partial^2 u_i}{\partial x_j^2} \end{aligned} \quad (3.15)$$

onde ρ_0 é a densidade no estado de referência; u_i é o vetor vento, com as três componentes

$(u_i = \bar{u}_i + u'_i)$; p_0 é a pressão no estado de referência sendo $\frac{\partial p_0}{\partial x} = \frac{\partial p_0}{\partial y} = 0$ e $\frac{1}{\rho_0} \frac{\partial p_0}{\partial z} = -g$; Ω_j

é o vetor de rotação da Terra; ν_0 é o coeficiente de difusividade molecular. A equação do momento fica então:

$$\frac{\partial u_i}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \bar{u}_i}{\partial x_j} + \frac{\theta'}{\theta_0} g \delta_{i3} - 2\varepsilon_{ijk} \Omega_j u_k + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\nu_0 \frac{\partial u_i}{\partial x_j} - (\overline{u'_i u'_j}) \right) \quad (3.16)$$

O vetor vorticidade é dado pela equação:

$$\xi_i = \left(\rho_0 \varepsilon_{ijk} \frac{\partial u_k}{\partial x_j} \right) \quad (3.17)$$

Aplicando o operador rotacional $\left(\varepsilon_{pqi} \frac{\partial}{\partial x_q} \right)$ multiplicado por ρ_0 na Equação (3.16) obtém-se

se

$$\frac{\partial \xi_i}{\partial t} = -\bar{u}_j \frac{\partial \xi_i}{\partial x_j} + \rho_0 \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta'}{\partial x_i} \delta_{i3} - 2(\delta_{pj} \delta_{qk} - \delta_{pk} \delta_{qj}) \frac{\partial}{\partial x_q} (\Omega_j u_k) + \frac{\partial}{\partial x_j} \left(\nu_0 \frac{\partial \xi_i}{\partial x_j} - \overline{(\xi_i u'_j)} \right) \quad (3.18)$$

onde $\frac{\partial \xi_i}{\partial t}$ é a variação local de vorticidade; $-\bar{u}_j \frac{\partial \xi_i}{\partial x_j}$ é a advecção de vorticidade; $\nu_0 \frac{\partial^2 \xi_i}{\partial x_j^2}$ é o

gradiente de vorticidade; $-\frac{\partial \overline{(\xi_i u'_j)}}{\partial x_j}$ é o termo de produção/destruição mecânica de

vorticidade em turbulência; $\rho_0 \frac{g}{\theta_0} \frac{\partial \theta'}{\partial x_i} \delta_{i3}$ é o termo de empuxo;

$-2(\delta_{pj} \delta_{qk} - \delta_{pk} \delta_{qj}) \frac{\partial}{\partial x_q} (\Omega_j u_k)$ é o termo de produção/destruição de vorticidade devido à

rotação da Terra (Thunis e Clappier, 2000; Pielke e Segal, 1986).

No modelo TVM-NH são resolvidas apenas as componentes horizontais do vetor vorticidade. A componente vertical, bem como os termos que dependem da componente vertical nos termos horizontais, são desprezados.

3.1.7. Estimativa da Extensão Vertical da CLP

No modelo TVM-NH a altura da CLP é determinada através da altura onde a energia cinética turbulenta (ECT) cai a 5% do valor da ECT na superfície conforme indicado de forma esquemática na Figura (3.3) (adaptada da Figura (2.9) de Stull, 1988).

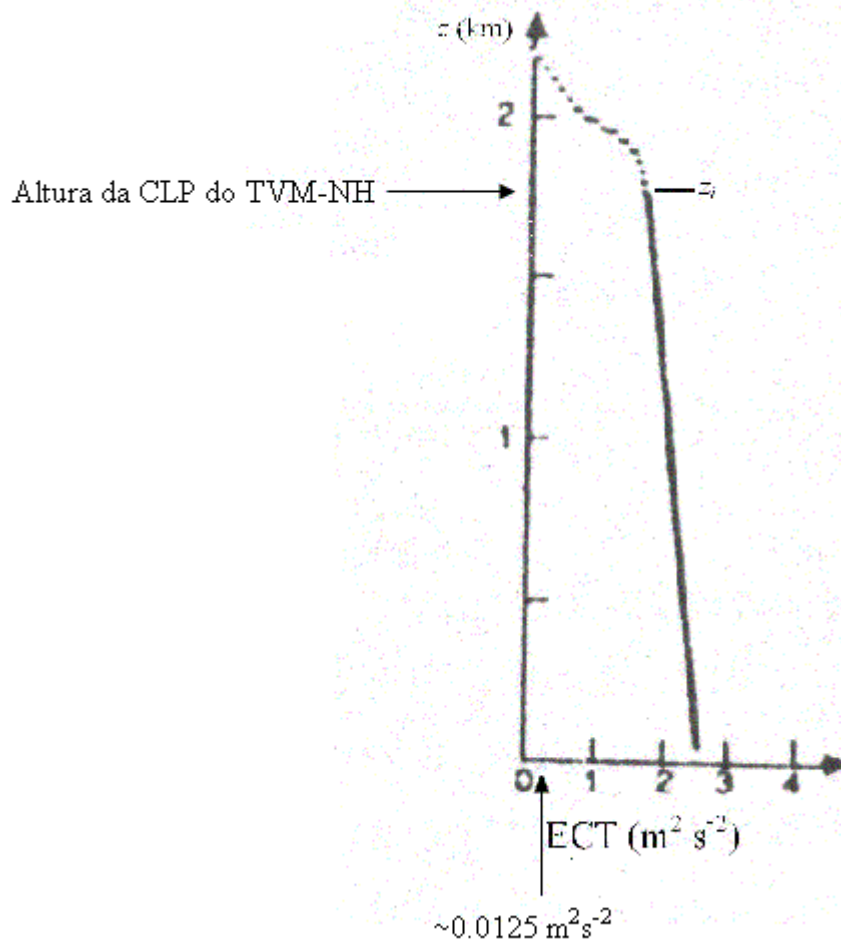


Figura 3.3 – Variação vertical de ECT na CLP (adaptada da Figura (2.9) de Stull, 1988).

A ECT é calculada no modelo TVM-NH usando a seguinte equação

$$\begin{aligned} \frac{\partial e_T}{\partial t} = & - \left(u \frac{\partial e_T}{\partial x} + v \frac{\partial e_T}{\partial y} + w \frac{\partial e_T}{\partial \sigma} \right) + K_m \frac{1}{f_{zg}^2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)^2 \right] - \frac{g}{\theta_0} K_h \frac{1}{f_{zg}} \frac{\partial \theta_M}{\partial \sigma} \\ & + 1,2 \left(\frac{\partial}{\partial \sigma} K_m \frac{\partial e_T}{\partial \sigma} \right) - C_2 \frac{e_T^{3/2}}{l_\varepsilon} + K_H \left(\frac{\partial^2 e_T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 e_T}{\partial y^2} \right) \end{aligned} \quad (3.19)$$

onde K_m é difusividade vertical turbulenta do momento; f_{zg} é o fator de correção da topografia ($f_{zg} = (z_{max} - z_g) / z_{max}$); K_h é a difusividade vertical turbulenta do calor sensível; C_2 é uma constante; l_ε é o comprimento de mistura da dissipação; K_H é a difusividade horizontal turbulenta. O termo $\frac{\partial e_T}{\partial t}$ é a variação local de ECT; o termo $-\left(u \frac{\partial e_T}{\partial x} + v \frac{\partial e_T}{\partial y} + w \frac{\partial e_T}{\partial \sigma} \right)$ é a

advecção da ECT; o termo $K_m \frac{1}{f_{zg}^2} \left[\left(\frac{\partial u}{\partial \sigma} \right)^2 + \left(\frac{\partial v}{\partial \sigma} \right)^2 \right]$ é a produção mecânica de ECT; o

termo $-\frac{g}{\theta_0} K_h \frac{1}{f_{zg}} \frac{\partial \theta_M}{\partial \sigma}$ é a produção/destruição térmica de ECT; o termo $1,2 \left(\frac{\partial}{\partial \sigma} K_m \frac{\partial e_T}{\partial \sigma} \right)$ é

a difusão vertical; $-C_2 \frac{e_T^{3/2}}{l_\varepsilon}$ é o termo de dissipação molecular; e o termo $K_H \left(\frac{\partial^2 e_T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 e_T}{\partial y^2} \right)$ é

a difusividade horizontal (Schayes *et al.*, 1996).

3.1.8. Representação da Topografia

No modelo TVM-NH, o sistema de coordenadas cartesianas é transformado em um sistema de coordenadas σ , onde a coordenada vertical z é transformada na coordenada vertical σ , que depende da altura do topo do modelo (z_{max}), da altura da topografia (z_g) e de uma altura z da seguinte forma:

$$\sigma = \frac{z_{max} [z - z_g(x, y)]}{z_{max} - z_g(x, y)} \quad (3.20)$$

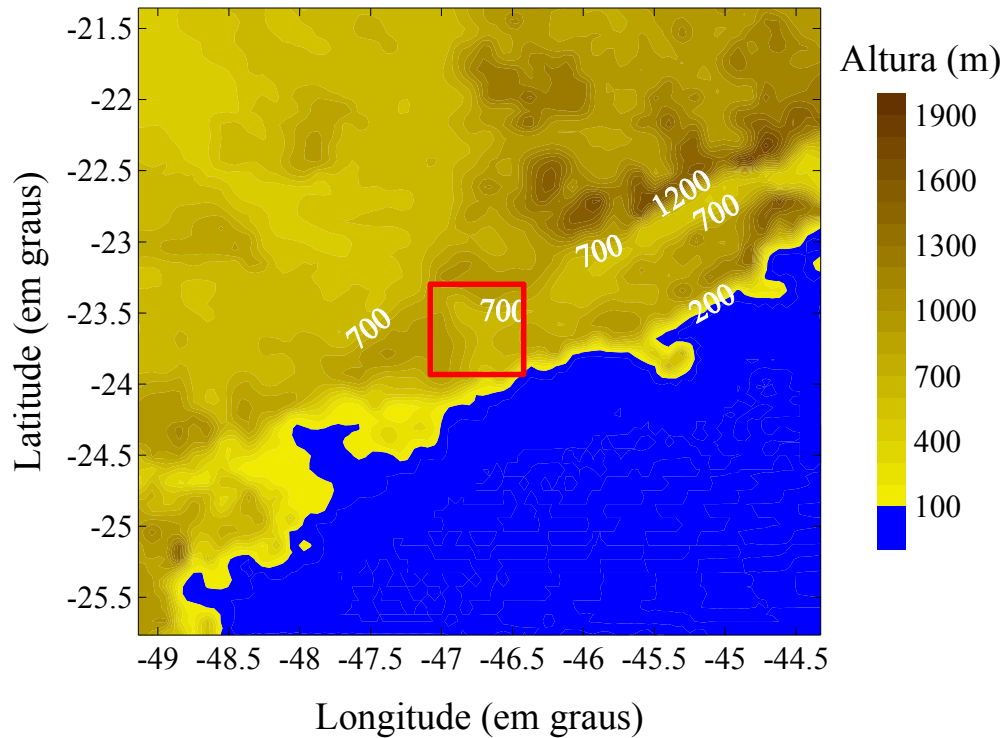
A utilização deste sistema de coordenadas permite que a topografia seja bem representada, já que a coordenada σ segue a topografia, ou seja, $\Delta\sigma$ é constante em qualquer ponto em qualquer ponto (x, y) .

3.2. Determinação da Topografia e da Ocupação do Solo da RMSP

Utilizando o *software* de Tratamento de Dados do TVM-NH (TD_TVMnh), desenvolvido por Pereira (2004), foi construída a topografia realística de parte da região sudeste (Figura 3.4a), com espaçamento de grade horizontal regular de 10 km e 50 pontos nas direções x e y (500×500 km); e a topografia da RMSP (Figura 3.4b), com espaçamento de grade horizontal

regular de 4 km de espaçamento e 25 pontos nas direções x e y (100×100 km). Os dados de topografia utilizados neste programa são do GTOPO30 (<http://edcdacc.usgs.gov/>).

(a)



(b)

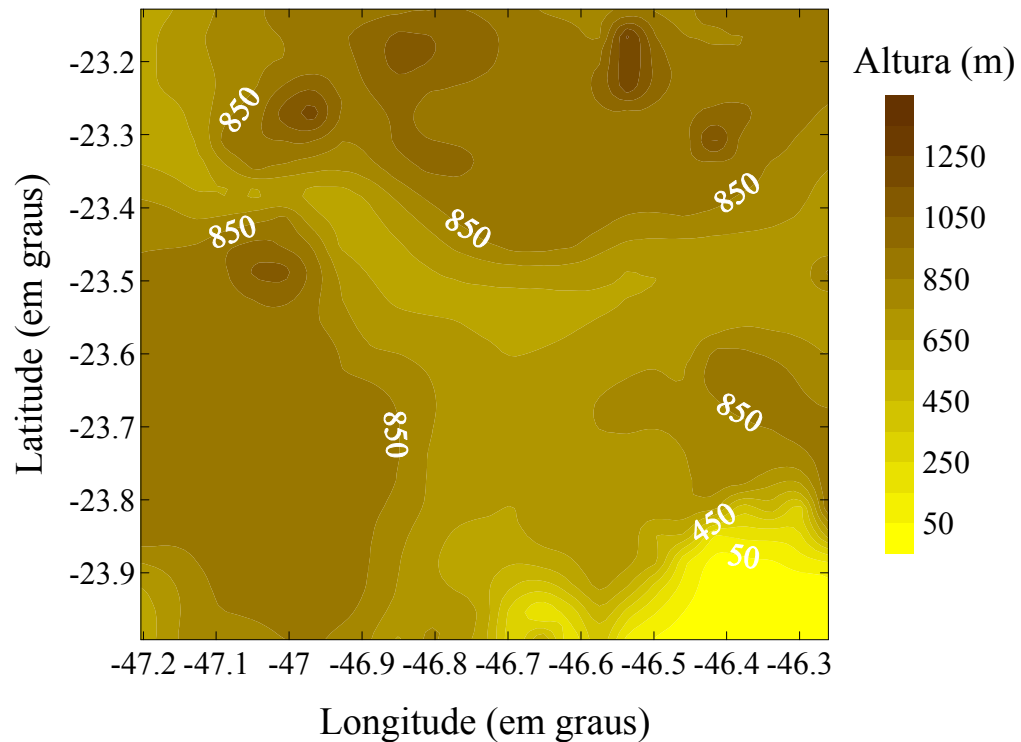


Figura 3.4 – Topografia: (a) parte da região sudeste. O quadrado vermelho em (a) se refere à (b) região metropolitana de São Paulo. A parte central da grade em (b) refere-se à posição da plataforma micrometeorológica do IAG/USP.

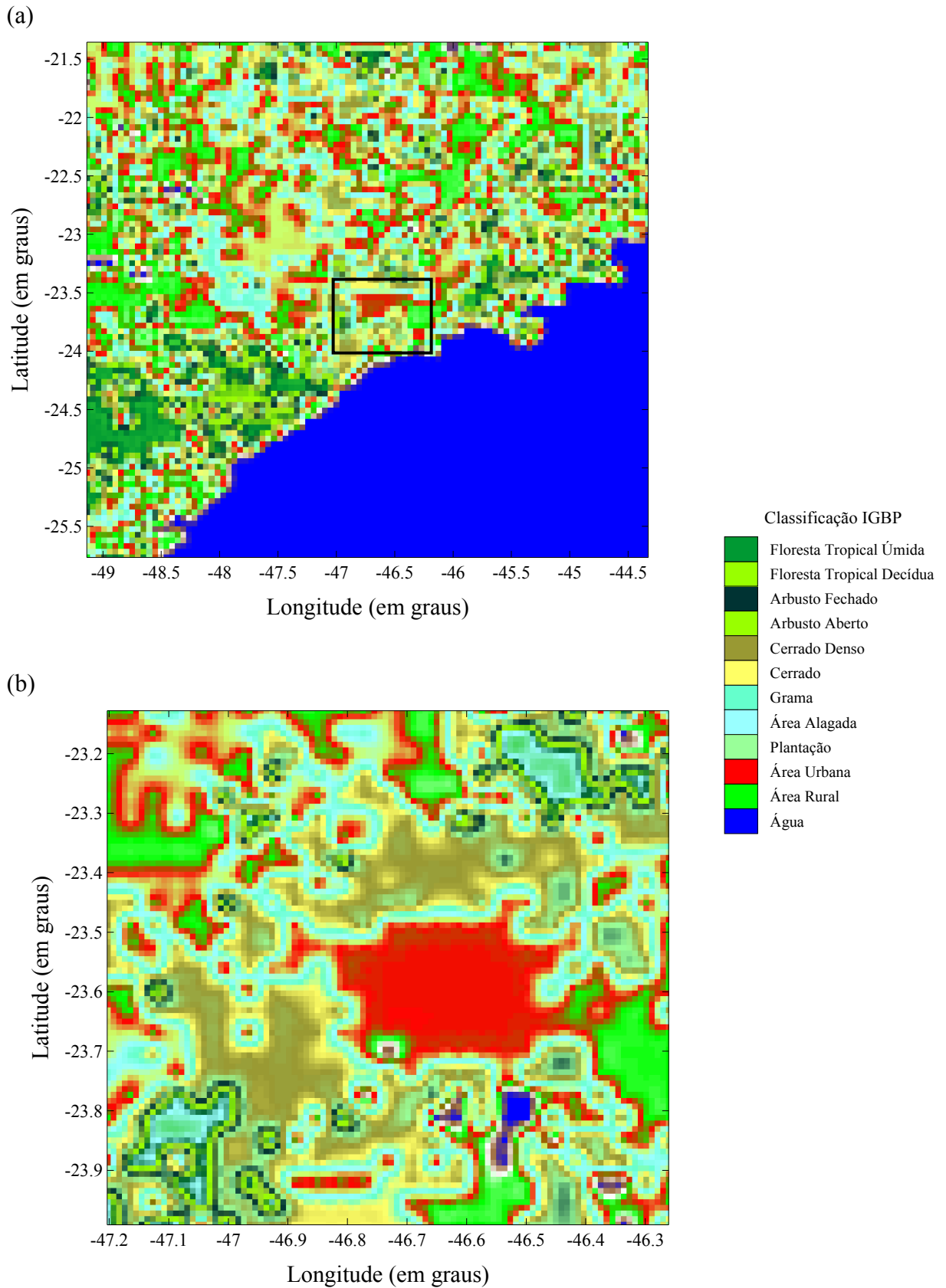


Figura 3.5 – Ocupação do solo: (a) parte da região sudeste. O quadrado preto em (a) refere-se à (b) região metropolitana de São Paulo.

A ocupação do solo (Figuras 3.5a e 3.5b) também foi determinada através do programa TD_TVMnh, com dados do IGBP, encontrados na mesma página que os dados de topografia. Os valores da resistência superficial da área rural e do comprimento de rugosidade da área urbana foram modificados, de acordo com valores utilizados em outros trabalhos (Atkinson, 2003; Pereira, 2004). A classificação do IGBP para os tipos de solo correspondentes para a América do Sul para parte da região sudeste (Figura 3.5a) e para a RMSP (Figura 3.5b) são apresentados na Tabela (3.1).

Tabela 3.1 – Classificação do IGBP para os tipos de solo e parâmetros físicos. Sendo α o albedo; ε a emissividade; $d \cdot C_s$ o produto da profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura com a capacidade térmica do solo; z_0 o comprimento de rugosidade da superfície.

Tipo de solo	α	ε	r_s (s m ⁻¹)	$d \cdot C_s \times 10^6$ (J m ⁻² K ⁻¹)	z_0 (m)
Floresta tropical úmida	0,12	0,95	50,0	2,76	1,000
Floresta tropical decídua	0,16	0,93	80,0	2,70	0,500
Arbusto fechado	0,16	0,95	100,0	2,42	0,300
Arbusto aberto	0,18	0,95	150,0	2,42	0,100
Cerrado denso	0,19	0,95	150,0	2,42	0,100
Cerrado	0,20	0,95	180,0	2,42	0,050
Gramma	0,19	0,92	200,0	2,42	0,010
Área alagada	0,14	0,95	50,0	3,89	0,020
Plantação	0,17	0,92	100,0	2,76	0,050
Área urbana	0,18	0,88	300,0	2,29	0,750
Área rural*	0,15	0,95	50,0	2,76	0,200
Água	0,08	0,98	10,0	4,18	0,001

*aqui é incluída também área de preservação

3.3. Ocupação do Solo da Cidade de São Paulo

A Figura (3.6) mostra a porcentagem de ocupação dos tipos de solo classificados pelo IGBP para a América do Sul, considerando a grade com domínios de 100 km por 100 km e 500 km por 500 km. No caso do domínio menor 26,24% da área utilizada nas simulações tem o solo com ocupação rural e 12,8% com ocupação urbana. No caso do domínio maior 28,72% da área das simulações tem o solo com ocupação rural e 32,68% ocupado pelo oceano Atlântico. A grade maior não chegou a ser utilizada nas simulações, serviu apenas para localizar a RMSP na região sudeste e verificar quais tipos de ocupação do solo são predominantes, de acordo com as classificações do IGBP.

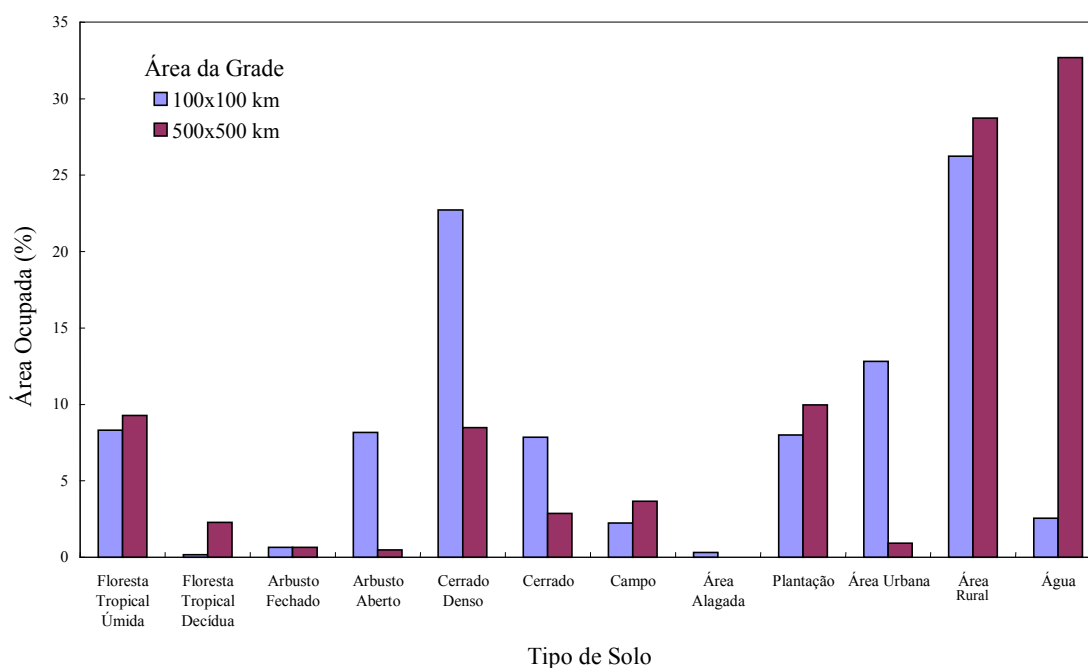


Figura 3.5 – Totais de ocupação dos tipos de solo classificados pelo IGBP.

Com base nesses totais, as simulações foram realizadas com ocupação de solo rural e urbano. Com os dados de topografia e ocupação do solo, foram realizadas simulações numéricas com o modelo TVM-NH, instalado no Laboratório de Micrometeorologia do IAG/USP.

4. Resultados

Nesta parte do trabalho são apresentados os resultados das simulações numéricas das propriedades da CLP na Região Metropolitana de São Paulo utilizando o modelo TVM-NH. As simulações têm como objetivo avaliar o papel da topografia e da ocupação do solo de São Paulo na evolução temporal e espacial da altura da CLP durante o período convectivo.

4.1. Descrição das Simulações

Foram realizados 12 tipos de simulações numéricas, variando-se as características da topografia e da ocupação do solo e o campo do vento inicial (Tabela 4.1). Nas simulações com ocupação heterogênea considerou-se área urbana realística da RMSP na parte central da grade e uma ocupação do tipo rural no restante do domínio.

Tabela 4.1 – Descrição das simulações com o TVM-NH.

Número	Simulação	Topografia	Uso do solo	Direção e intensidade do vento geostrófico
1	Plana – Urbano	Plana	Urbano – Homogêneo	E e 5 m s ⁻¹
2	Plana – Rural	Plana	Rural – Homogêneo	E e 5 m s ⁻¹
3	Plana – Urbano e Rural	Plana	Urbano e Rural – Heterogêneo	E e 5 m s ⁻¹
4	Realística – Urbano	Realística	Urbano – Homogêneo	E e 5 m s ⁻¹
5	Realística – Rural	Realística	Rural – Homogêneo	E e 5 m s ⁻¹
6	Realística – Urbano e Rural	Realística	Urbano e Rural – Heterogêneo	E e 5 m s ⁻¹
7	Plana – Urbano	Plana	Urbano – Homogêneo	N e 5 m s ⁻¹
8	Plana – Rural	Plana	Rural – Homogêneo	N e 5 m s ⁻¹
9	Plana – Urbano e Rural	Plana	Urbano e Rural – Heterogêneo	N e 5 m s ⁻¹
10	Realística – Urbano	Realística	Urbano – Homogêneo	N e 5 m s ⁻¹
11	Realística – Rural	Realística	Rural – Homogêneo	N e 5 m s ⁻¹
12	Realística – Urbano e Rural	Realística	Urbano e Rural – Heterogêneo	N e 5 m s ⁻¹

Na Tabela (4.2) são apresentados os parâmetros que definem as propriedades radiométricas, térmicas e aerodinâmicas da ocupação do solo da região urbana e rural.

Tabela 4.2 – Classificação do IGBP para os tipos de solo utilizados nas simulações e seus respectivos parâmetros físicos.

Tipo de Solo	α	ε	r_s (s m ⁻¹)	d.C _S x 10 ⁶ (J m ⁻² K ⁻¹)	z_0 (m)
Área urbana	0,18	0,88	300,0	2,29	0,750
Área rural*	0,15	0,95	50,0	2,76	0,200

*aqui é incluída também área de preservação.

4.1.1. Definição dos Pontos de Análise

As análises apresentadas neste capítulo correspondem aos resultados das simulações nos seguintes pontos indicados nas Figuras. (4.1) e (4.2). A localização dos pontos é a mesma para as simulações com o terreno plano.

Tabela 4.3- Descrição dos pontos simulados para os dois tipos de topografia e ocupação do solo.

Ponto	Altura (m)
PT_PM	628
PT_S	448
PT_W	636
PT_E	658
PT_N	1087

O ponto central da grade está localizado na Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP (23°33'35"S, 46°43'55"W). Este ponto foi escolhido com o objetivo de validar as simulações através da comparação com os dados de superfície de radiação solar, temperatura do ar e umidade relativa. Os demais pontos correspondem a pontos selecionados em função da sua

posição geográfica e das características da topografia. O ponto ao Norte (PT_N) está localizado a 1087 m do nível do mar e ocupa o ponto mais alto do domínio. Por outro lado, o ponto ao Sul (PT_S) está localizado a 448 m acima do nível do mar e ocupa o ponto mais baixo do domínio. Os pontos a Leste e a Oeste (PT_E e PT_W) estão situados no vale do rio Tietê.

4.1.2. Grade, Condições Iniciais e Forçantes Externas

Todas as simulações foram feitas utilizando-se um espaçamento de 4 km nas direções x e y , totalizando 25 pontos em cada direção. Na direção vertical foram utilizados 25 pontos de grade, com espaçamento variando entre 10 m, na superfície, até aproximadamente 1800 m no topo do domínio do modelo, a 13000 m. Nos primeiros 2000 metros tem-se 11 pontos de grade.

O campo de vento horizontal inicial é homogêneo na vertical e horizontal, com módulo igual a 5 m s^{-1} . Foram utilizadas duas direções de vento inicial: Leste e Norte. Estas direções foram utilizadas, uma vez que as direções predominantes do vento estão entre estas duas direções na maior parte do ano (sendo de N-NE no inverno e NE-E no verão).

Os campos iniciais de temperatura potencial e umidade específica foram considerados horizontalmente homogêneos. Na direção vertical a temperatura potencial foi assumida sendo igual a 300 K, no primeiro nível do modelo, e com uma taxa de variação vertical igual a $0,002 \text{ K m}^{-1}$. No caso da umidade específica as simulações foram iniciadas com valor igual a 15 g kg^{-1} no primeiro nível do modelo, e com uma taxa de variação vertical igual a $0,5 \text{ g kg}^{-1} \text{ m}^{-1}$.

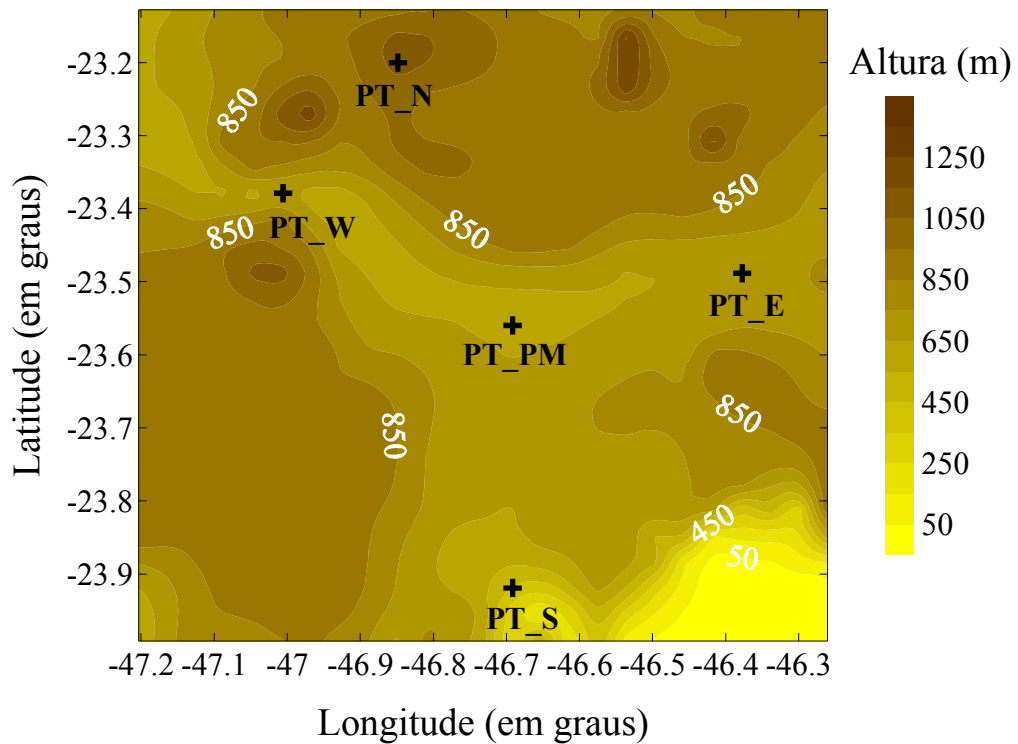


Figura 4.1 - Disposição dos pontos utilizados para análise na grade usada nas simulações com topografia realística.

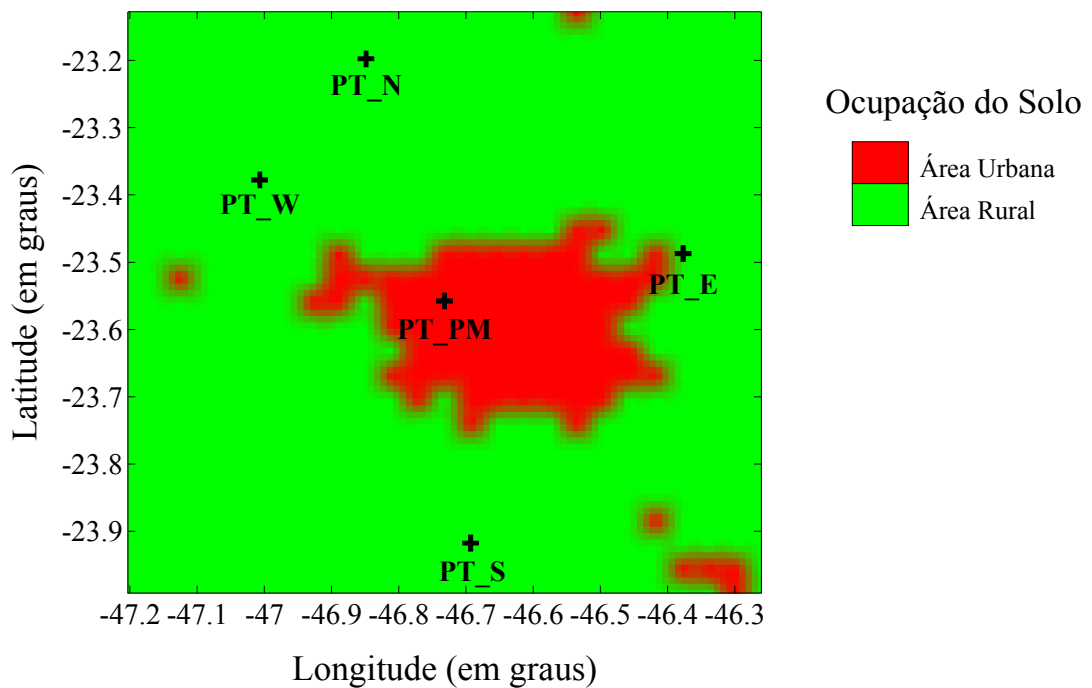


Figura 4.2 – Idem Figura (4.1) para a ocupação do solo heterogênea urbana e rural.

4.2. Validação das Simulações Através da Comparação com Observações

Tendo em vista que a intensidade das circulações térmicas depende da intensidade do aquecimento solar diurno decidiu-se efetuar as simulações numéricas referentes ao dia 15 de janeiro, quando intensidade da radiação solar na superfície é máxima (Oliveira et al., 2002).

Os resultados apresentados a seguir correspondem aos pontos descritos nas Figuras (4.1) e (4.2) e encontrados na Tabela (4.3). A localização dos pontos é a mesma para as simulações com a topografia plana. O ponto central do domínio corresponde à posição da Plataforma Micrometeorológica do IAG-USP.

4.2.1. Radiação Global na Superfície

Conforme visto no capítulo 3, o fluxo de radiação solar global no modelo TVM-NH inclui os efeitos de absorção do aerossol e do vapor d'água, da atenuação devido espalhamento Rayleigh e também os associados à inclinação do terreno (Schayes *et al.*, 1996). Tendo em vista que variações na espessura da atmosfera podem levar a uma variação na sua transmissividade, procurou-se neste teste de validação verificar se este efeito é notável para a topografia da região de São Paulo.

A Figura (4.3) mostra o fluxo de radiação global observados na Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP e os simulados pelo modelo TVM-NH para todas as condições apresentadas na Tabela (4.3).

Na representação gráfica adotou-se a convenção onde fluxo de radiação (ou qualquer outra forma de transporte vertical de energia) é positivo quando orientado para cima (Stull, 1988).

O ciclo diurno de radiação solar incidente na superfície simulado pelo TVM é independente do ponto, atingindo um valor máximo (módulo) de aproximadamente -780 W m^{-2} em torno das 12:00 HL (Figura 4.3).

Comparado com o que foi observado na Plataforma Micrometeorológica do IAG durante o mês de janeiro verifica-se um ciclo diurno com amplitude de aproximadamente -650 W m^{-2} , ou seja, cerca de 130 W m^{-2} menor do que o simulado (Figura 4.3). Os valores observados na Plataforma correspondem a médias mensais utilizando dados observados entre 1994 e 2004.

Apesar da altura e o conteúdo de vapor variarem de ponto a ponto, principalmente entre as simulações com diferentes ocupações de solo (Tabela 4.1), estes fatores não foram suficientemente intensos para causar diferenças na radiação global entre os pontos e entre as simulações (Figura 4.3).

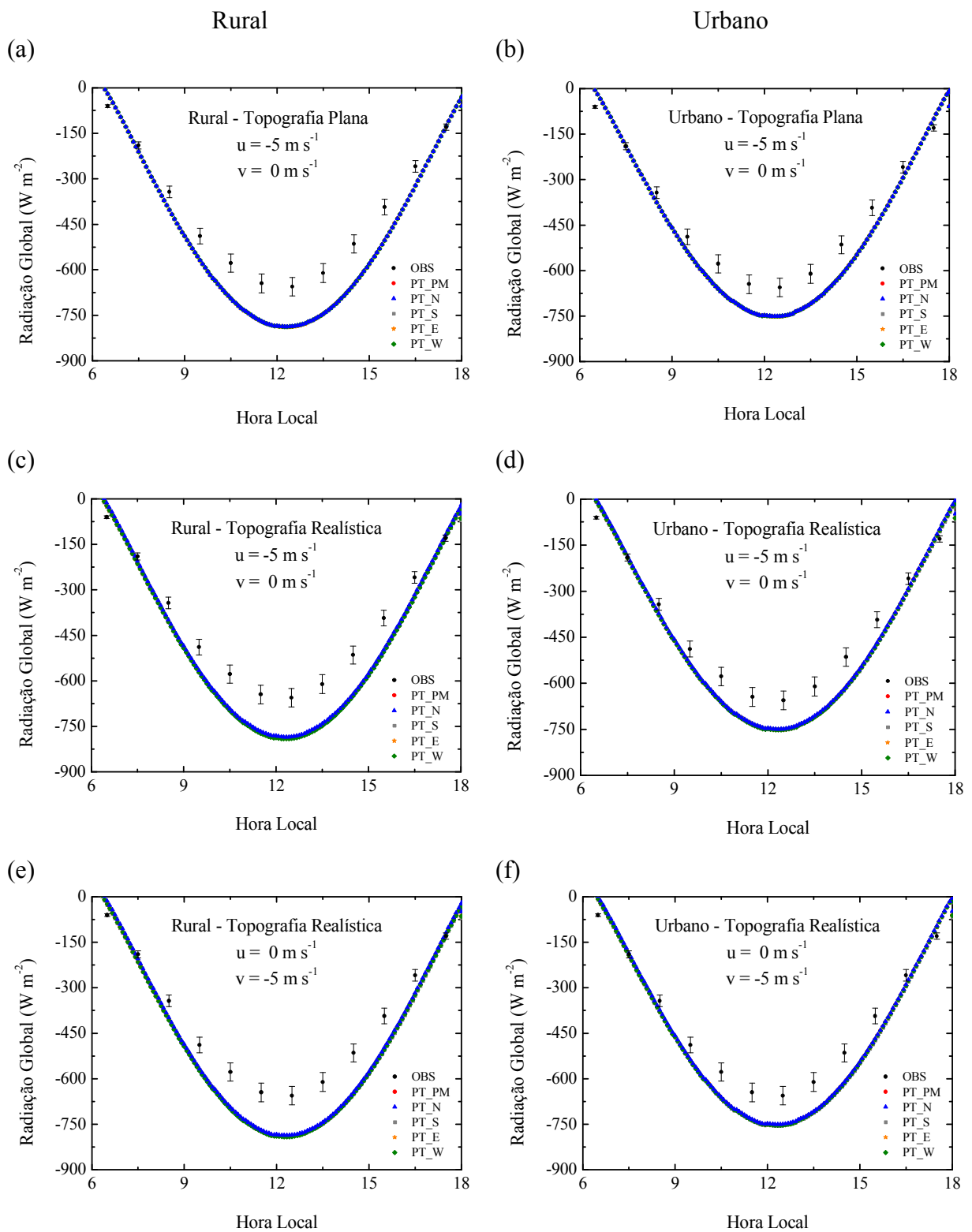


Figura 4.3 – Ciclo diurno da radiação global na superfície. Os valores médios observados na Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP para o mês de janeiro são indicados por círculos com barra vertical de erro. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3) e indicam as seguintes condições: topografia plana, vento de leste e (a) ocupação rural e (b) ocupação urbana; topografia realística, vento de leste e (c) ocupação rural e (d) ocupação urbana; topografia realística, vento de norte e (e) ocupação rural; (f) ocupação urbana.

4.2.2. Temperatura e Umidade do Ar a 10 m

De modo similar a item anterior, neste será realizada uma comparação entre o ciclo diurno de temperatura e umidade específica do ar observado na Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP, média do mês de janeiro, e as simulações numéricas do TVM para o dia 15 de janeiro.

A Figuras (4.4) e (4.5) mostra os valores de temperatura do ar observados no nível do abrigo na Plataforma Micrometeorológica e simulados a 10 m da superfície. Os valores observados na Plataforma correspondem a médias mensais utilizando dados observados entre 1994 e 2004.

A Figuras (4.6) e (4.7) são semelhantes às Figuras (4.4) e (4.5), para a umidade específica do ar.

4.2.2.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

Nos casos da topografia plana, a temperatura do ar, simulada pelo modelo TVM a 10 m, apresenta a mesma evolução diurna, tanto para a ocupação do solo rural (Figura 4.4a) quanto para a ocupação urbana (Figura 4.4b), em todos os pontos selecionados do domínio.

Para a simulação com topografia plana e ocupação homogênea rural (Figura 4.4a) a máxima é de aproximadamente 22°C às 15:00 HL.

Para a simulação com topografia plana e ocupação urbana (Figura 4.4b) a temperatura máxima atingiu 23,7°C também às 15:00 HL. A temperatura máxima observada na Plataforma foi maior que as temperaturas simuladas, sendo de aproximadamente 26,5°C e ocorrendo às 13:30 HL.

A umidade específica nas simulações com topografia plana e ocupação homogênea, assim como a temperatura, apresenta a mesma evolução diurna para os pontos selecionados no domínio nas simulações com ocupação rural (Figura 4.6a) e ocupação urbana (Figura 4.6b).

Para ocupação rural (Figura 4.6a), o máximo valor obtido foi de 15 g kg^{-1} às 09:00 HL. Para ocupação urbana (Figura 4.6b), o máximo valor simulado foi de 13 g kg^{-1} às 07:30 HL. Para os dois tipos de ocupação do solo a umidade específica foi diminuindo durante o período simulado.

A umidade específica observada na Plataforma é maior que a umidade simulada e é de aproximadamente 15 g kg^{-1} para o período diurno.

4.2.2.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Nas simulações com topografia realística e ocupação homogênea rural (Figuras 4.4c e 4.4e), a temperatura no ponto PT_N, que é o ponto localizado na parte mais alta dentre os cinco pontos modelados (1087 m de altura), apresenta os menores valores relativos durante o período simulado. Nestas simulações o ponto ao norte tem um máximo de aproximadamente 18°C às 15:00 HL.

O ponto PT_S, que está localizado na parte mais baixa da grade (448 m), tem os maiores valores de temperatura. Neste ponto a temperatura máxima é de aproximadamente 23°C e ocorre às 15:00 HL na simulação com ocupação rural e vento de leste (Figura 4.4c). No caso da simulação com ocupação rural e vento de norte a temperatura máxima é de $24,5^\circ\text{C}$ também às 15:00 HL.

Os pontos PT_PM, PT_E e PT_W, que estão localizados a uma altura relativamente próxima (Tabela 4.3), apresentam quase a mesma evolução diurna de temperatura para ocupação rural (Figuras 4.4c e 4.4e), e a máxima é de 22°C , ocorrendo às 15:00 HL.

Comportamento semelhante tiveram as simulações com ocupação urbana (Figuras 4.4d e 4.4f), sendo que os valores simulados da temperatura para este tipo de ocupação do solo foram cerca de 1°C a 2°C para todos os pontos.

A umidade específica nas simulações com topografia realística e ocupação rural (Figuras 4.6c e 4.6e) apresentou o ponto PT_S com os maiores valores de umidade específica, com um máximo de $17,5 \text{ g kg}^{-1}$ às 12:00 HL para a simulação com vento de leste (Figura 4.6c) e $19,5 \text{ g kg}^{-1}$ às 10:00 HL para a simulação com vento de norte (Figura 4.6e). O ponto PT_N teve os menores valores nas duas simulações e a máxima não passou de $13,8 \text{ g kg}^{-1}$ para a simulação com vento de norte (Figura 4.6e). Os pontos PT_PM, PT_E e PT_W tiveram valores muito próximos durante o período para as duas direções do vento.

Para as simulações com ocupação urbana (Figuras 4.6d e 4.6f), todos os pontos tiveram valores menores que o observado na Plataforma para a maior parte do período. A simulação com vento de leste (Figura 4.6d) apresentou o ponto PT_S com o maior valor de umidade específica, 15 g kg^{-1} às 06:00 HL, e o ponto PT_N com o menor valor de umidade, 12 g kg^{-1} também às 06:00 HL. Os demais pontos tiveram a mesma evolução.

A simulação com vento de norte (Figura 4.6f) apresentou pouca diferença nos valores de umidade específica entre os cinco pontos determinados.

4.2.2.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

Para tentar caracterizar o que ocorre na RMSP, são apresentadas as simulações com ocupação do solo do tipo heterogênea urbana e rural (Figura 4.2). Nestas simulações a área urbana original obtida pelo programa TD_TVMnh foi mantida e a área no entorno foi substituída pela ocupação do tipo rural

As temperaturas para as simulações com ocupação urbana e rural (Figura 4.5) se apresentaram menores que a temperatura observada na Plataforma, para todos os pontos destacados. Na simulação com topografia plana (Figura 4.5a), o ponto PT_PM, que está localizado na área urbana (Figura 4.2), apresenta a temperatura mais elevada que os demais

pontos, que estão localizados na área rural, e que têm a mesma evolução de temperatura para todo o período.

Na simulação com topografia plana (Figura 4.7a), a umidade específica do ponto da Plataforma (PT_PM), que está localizado na área urbana, apresenta o menor valor durante o período diurno. Os demais pontos, que estão localizados na área rural, apresentam valores próximos para toda a evolução. Em todos os pontos os valores ficaram abaixo do valor observado.

4.2.2.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

Nas simulações com topografia realística (Figuras 4.5b e 4.5c), diferente das simulações com ocupação homogênea, tanto urbana, quanto rural (Figuras 4.4c a 4.4f), o ponto PT_S, que está localizado na parte mais baixa da grade (448 m) e tem ocupação rural, apresenta evolução de temperatura semelhante ao ponto PT_PM, que está localizado a 628 m e tem ocupação urbana. A máxima chega a 23,8°C às 14:30 HL na simulação com vento de leste (Figura 4.5b) e 24,4°C às 15:00 HL na simulação com vento de norte (Figura 4.5c). O ponto PT_N, que está localizado na parte mais alta do domínio (1087 m) e tem ocupação rural, apresenta os menores valores de temperatura para as duas direções do vento.

Nas simulações com topografia realística (Figuras 4.7b e 4.7c), o ponto PT_S, que está localizado no ponto mais baixo do domínio, apresenta os maiores valores de umidade específica, sendo de 17,3 g kg⁻¹ às 10:30 HL para a simulação com vento de leste (Figura 4.7b) e 19,8 g kg⁻¹, também às 10:30 HL, para a simulação com vento de norte (Figura 4.7c).

Os pontos PT_N, que está localizado na região mais alta do domínio e com ocupação rural, e PT_PM, que está localizado em área urbana, apresentam os menores valores de umidade específica. Os demais pontos têm a mesma evolução das simulações para o caso homogêneo rural com topografia realística (Figuras 4.6c e 4.6e).

De um modo geral pode-se concluir que o modelo TVM-NH subestima os valores de temperatura do ar e umidade específica médias na região da Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP durante o mês de janeiro. Esta discrepância é coerente com o fato de que os valores observados estão no nível do abrigo (1,5 m de altura) e as simulações são feitas a 10 m da superfície. No mais, as simulações conseguem reproduzir o ciclo de diurno da temperatura média de janeiro, com um máximo relativo às 15:00 HL para todas as simulações e nos cinco pontos. A umidade específica, no entanto, que se apresenta aparentemente constante durante o período diurno, apresenta um máximo na primeira metade das simulações, seguida de queda na segunda metade.

O fato das simulações serem realizadas a 10 m permite que o vento promova uma maior mistura das propriedades e a temperatura e a umidade específica tendem a ser menores em relação à superfície.

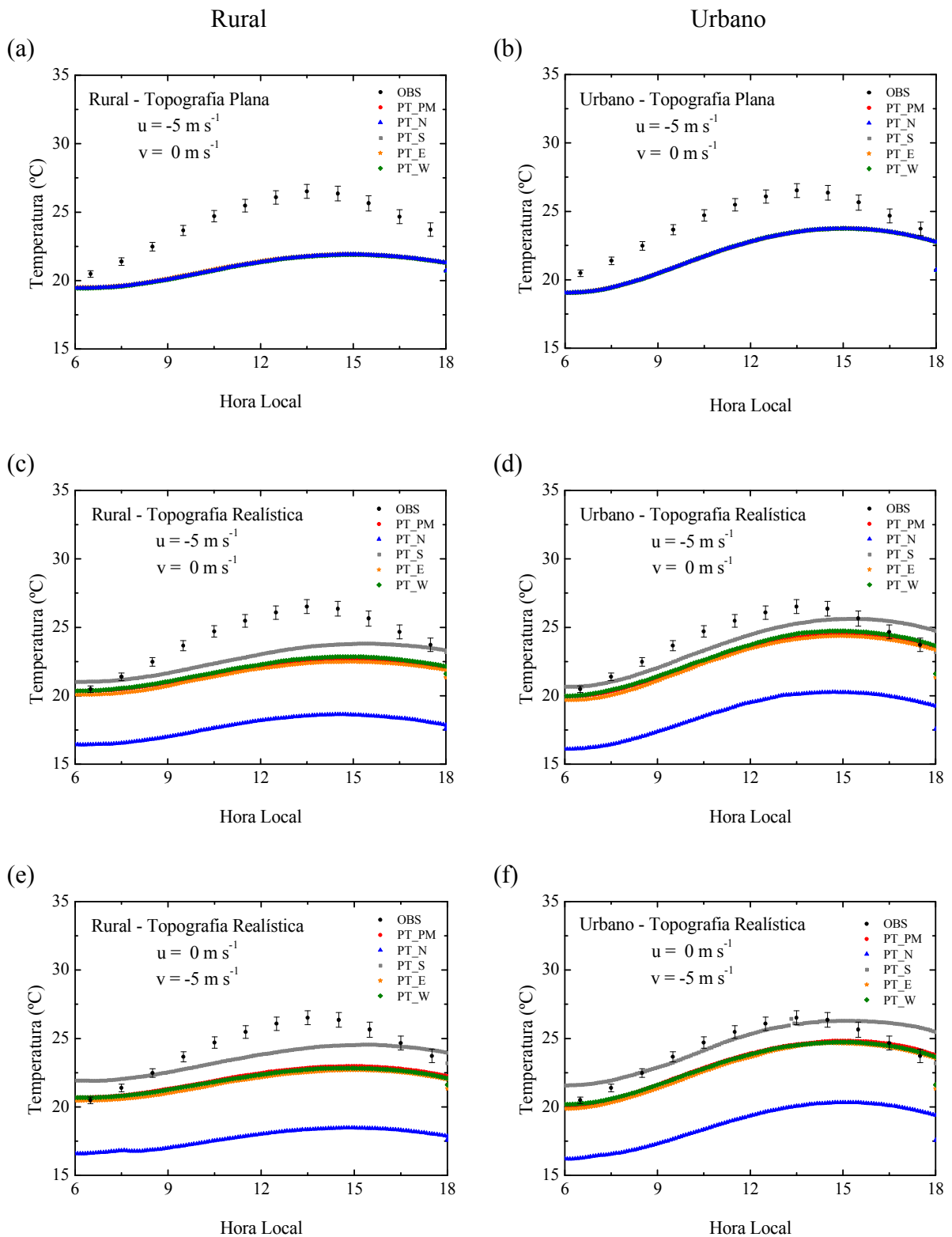


Figura 4.4 – Ciclo diurno da temperatura do ar para verão com dados observados na Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP para o mês de janeiro e do modelo correspondente ao dia 15 de janeiro para ocupação (a) rural plana e vento de leste, (b) urbana plana e vento de leste, (c) rural realística e vento de leste, (d) urbana realística e vento de leste, (e) rural realística e vento de norte e (f) urbana realística e vento de norte.

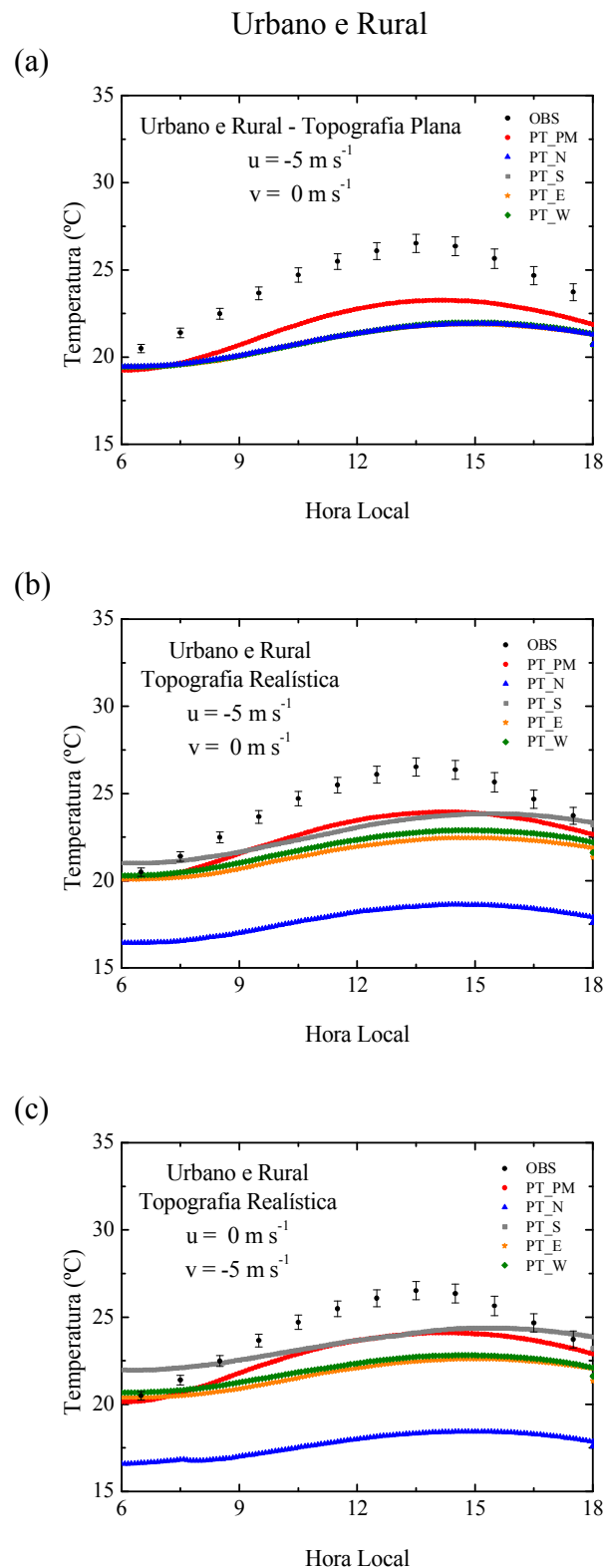


Figura 4.5 – Ciclo diurno da temperatura do ar para verão com dados observados na Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP para o mês de janeiro e do modelo correspondente ao dia 15 de janeiro para ocupação urbana e rural (a) plana e vento de leste, (b) realística e vento de leste; (c) realística e vento de norte.

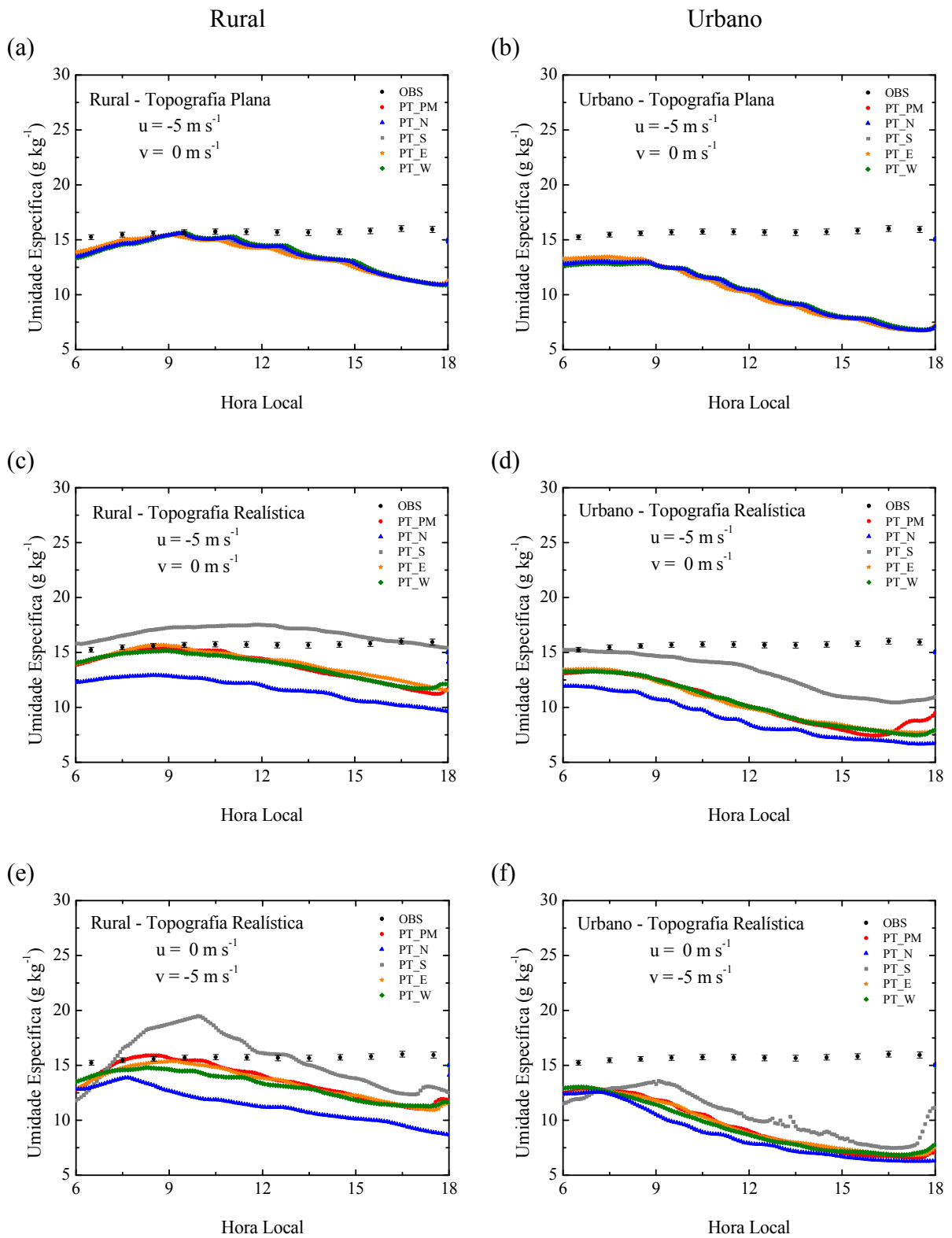


Figura 4.6 – Idem a Figura (4.4) para a umidade específica do ar.

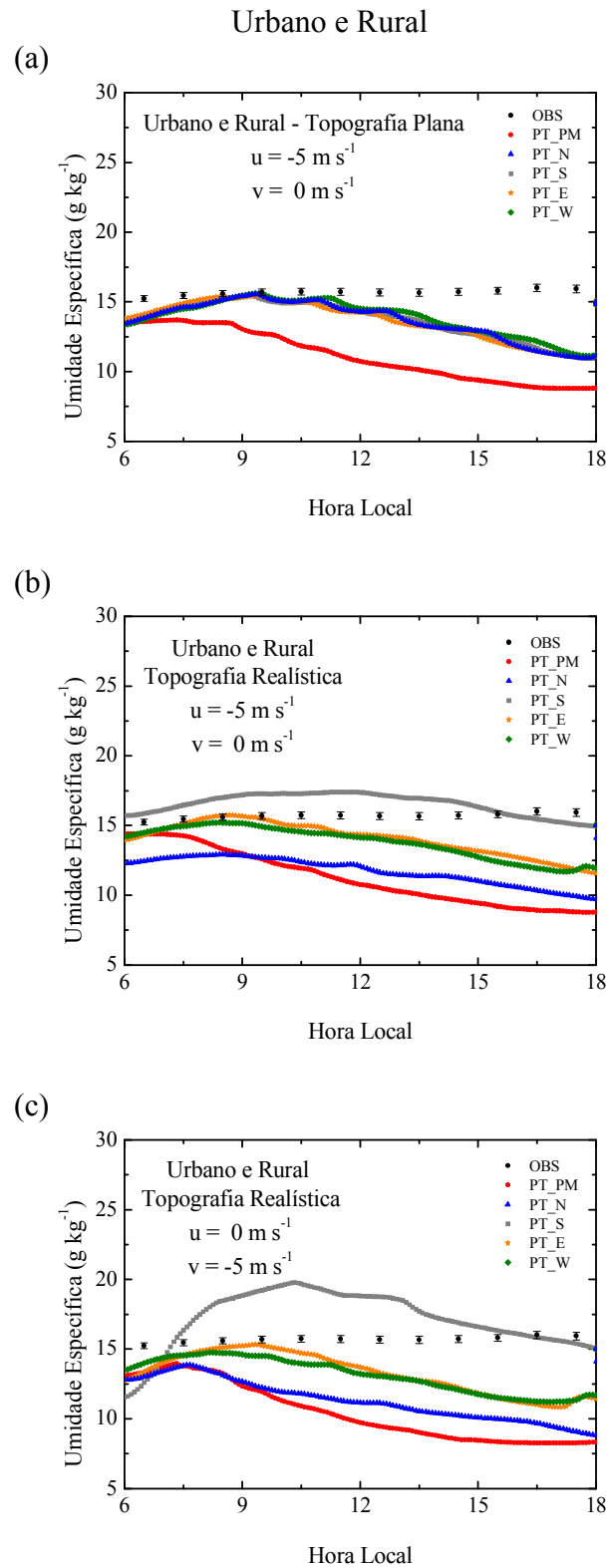


Figura 4.7 – Idem a Figura (4.5) para a umidade específica do ar.

4.3. Altura da CLP – Evolução Temporal

A altura da CLP no período diurno sofre grandes variações, dependendo das forçantes térmicas e mecânicas, que por sua vez dependem do tipo de ocupação do solo e da topografia.

Nesta seção serão mostrados os resultados das simulações com as ocupações homogêneas (rural e urbana) e heterogênea (urbano-rural) com topografia plana e realística para janeiro. O módulo do vento é 5 m s^{-1} .

As Figuras (4.8) e (4.9) mostram a evolução da CLP para os cinco pontos determinados.

4.3.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

Nas simulações com topografia plana (Figuras 4.8a e 4.8b), a evolução temporal da altura da CLP é semelhante para os cinco pontos destacados. A altura máxima para estas simulações é de aproximadamente 2000 m e ocorre perto de 16:00 HL para a simulação com ocupação do solo homogênea rural (Figura 4.8a), e de 3000 m no mesmo horário para a simulação com ocupação homogênea urbana (Figura 4.8b).

4.3.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Na simulação com ocupação rural e vento de leste (Figura 4.8c), os pontos PT_PM, PT_N, PT_E e PT_W têm altura variando entre 1800 m e 2000 m às 15:00 HL. O ponto PT_S, que tem a localização no ponto mais baixo da grade, apresenta a menor altura da CLP, atingindo um máximo de 900 m às 14:00 HL.

Evolução semelhante tem a simulação com ocupação urbana e vento de leste (Figura 4.8d), sendo que as alturas dos cinco pontos variam de 1300 m (PT_S) a 3200 m de altura (PT_E).

A simulação com ocupação rural e vento de norte (Figura 4.8e), apresenta os maiores valores da altura da CLP para os cinco pontos destacados. Nesta simulação, os cinco pontos apresentam valores próximos, sendo que o ponto PT_N, que está localizado na parte mais alta da topografia, tem o menor valor às 06:00 HL. Após 15:00 HL, os pontos atingem a altura máxima. O ponto PT_N tem o menor valor da altura da CLP, sendo próximo a 2100 m. O ponto PT_E apresenta o maior valor da altura da CLP para o mesmo horário, sendo de 2600 m, aproximadamente.

Assim como as simulações com topografia realística e vento de leste (Figuras 4.8c e 4.8d), a evolução temporal da altura da CLP nas simulações com topografia realística e vento de norte (Figuras 4.8e e 4.8f) foram semelhantes, sendo que as alturas para os cinco pontos foram maiores na simulação com ocupação urbana (Figura 4.8f). Nesta simulação todos os pontos têm alturas próximas, com cerca de 3200 m às 16:00 HL.

4.3.3. Topografia Plana e ocupação Heterogênea

A simulação com topografia plana (Figura 4.9a) apresenta evolução da CLP semelhante para todos os pontos, mas os valores não são tão próximos quanto no caso da ocupação homogênea (Figuras 4.8a e 4.8b). Apesar de ter valores próximos, nesta simulação o ponto PT_PM, que está localizado na área urbana, apresenta o maior valor para a altura da CLP, atingindo um máximo de 2110 m às 15:00 HL.

4.3.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

As simulações com vento de leste (Figura 4.9b) e vento de norte (Figura 4.9c) apresentaram resultados semelhantes às simulações com ocupação do solo homogênea (Figuras 4.8c a 4.8f). As alturas máximas foram de 2210 m para o ponto PT_E, que está localizado na área rural, às 16:00 HL na simulação com vento de leste (Figura 4.9b) e 2750 m

para o ponto PT_S, também localizado na área rural, às 17:00 HL na simulação com vento de norte (Figura 4.9c).

Embora as simulações tenham apresentado evolução semelhante para os cinco pontos, as simulações representativas da ocupação do solo do tipo homogênea urbana mostraram uma maior altura na CLP, tanto para topografia plana (Figura 4.8a) quanto para topografia realística (Figuras 4.8d e 4.8f). Isto indica que a ocupação do solo urbana influencia bastante na evolução da altura da CLP. No caso da topografia realística, a direção do vento modifica a altura de um determinado ponto. Por exemplo, na simulação com vento leste (Figura 4.8d) o ponto PT_S, que está localizado na parte mais baixa do domínio (448 m) tem a menor altura. Já na simulação com vento norte (Figura 4.8f) o ponto PT_N está localizado na parte mais alta do domínio (1087 m) e tem a menor altura da CLP.

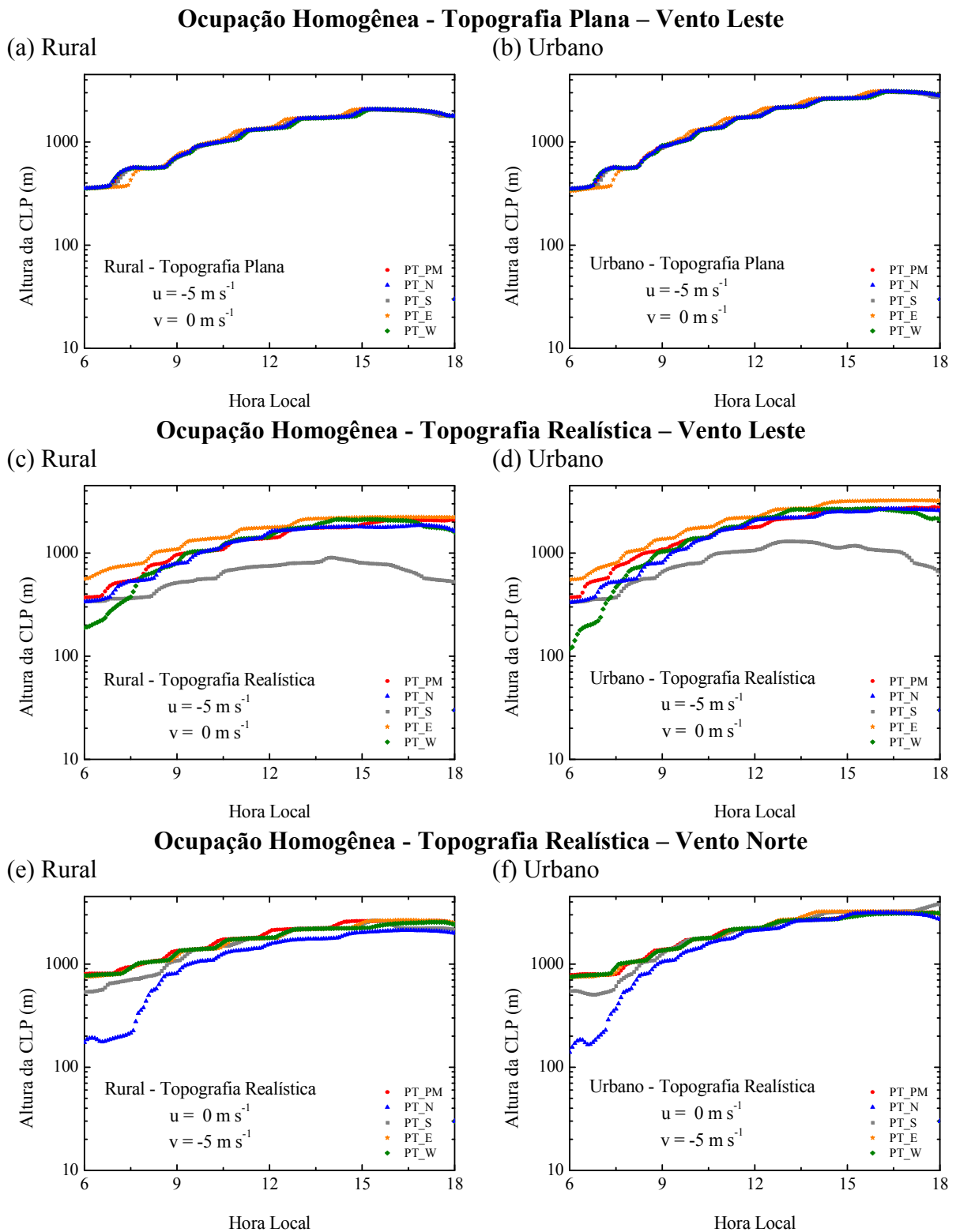
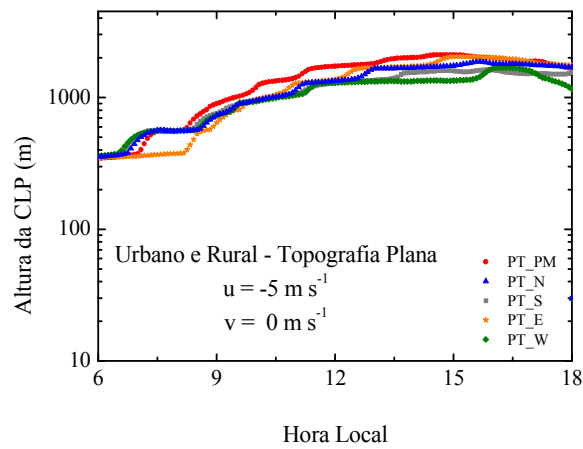


Figura 4.8 – Evolução diurna da altura da camada limite planetária. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

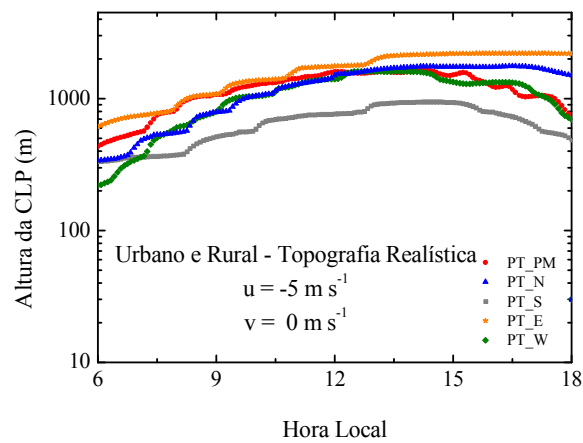
Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste

(a)



Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste

(b)



Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte

(c)

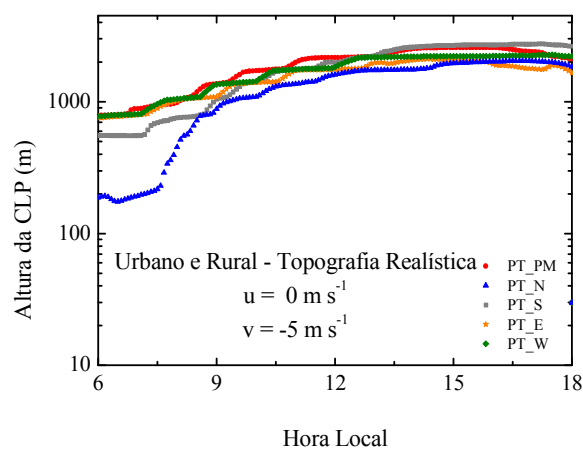


Figura 4.9 – Evolução diurna da altura da camada limite planetária. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

4.4. Energia Cinética Turbulenta – Seção Transversal

A Figura (4.10) mostra a seção transversal da topografia ao longo do plano vertical que corta a grade no ponto equivalente ao da Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP.

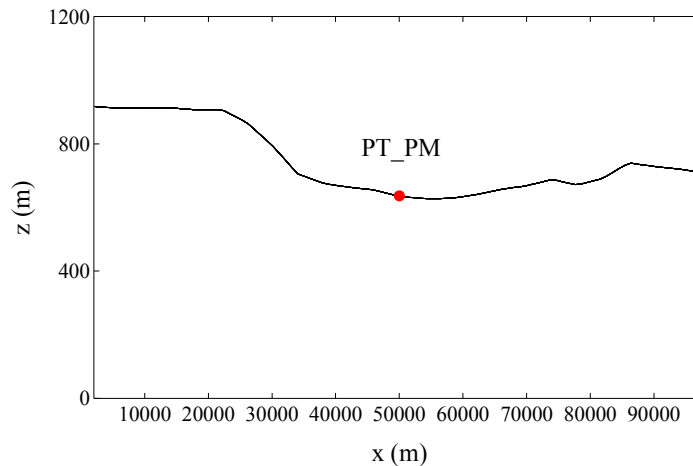


Figura 4.10 – Topografia ao longo do plano vertical que corta a Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP.

As Figuras (4.11) e (4.12) mostram a seção transversal da ECT ao longo deste plano vertical às 15:00 HL.

4.4.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

Na simulação com ocupação rural (Figura 4.11a), o plano vertical da ECT mostra um valor aparentemente uniforme para toda extensão horizontal, sendo que a porção mais a oeste apresenta um declínio na altura. A 1000 m de altura existe uma faixa onde a ECT é mais intensa. Nesta região o valor da ECT atinge valores da ordem de $1,3 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$. Os valores mais baixos ocorrem a aproximadamente 2500 m de altura, o que indica o topo da CLP.

Na simulação com ocupação urbana (Figura 4.11b), a seção vertical de ECT é uniforme em toda a extensão. Em 1000 m de altura a ECT é de $2,5 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$. Os valores mais baixos da ECT ocorrem em 2800 m de altura, mostrando que o topo da CLP nesta simulação está próximo desta altura.

Na Figura (4.8), as simulações com topografia plana e ocupação homogênea mostraram CLP com alturas de 2050 m para ocupação rural (Figura 4.8a) e 2650 m para ocupação urbana (Figura 4.8b) às 15:00 HL no ponto PT_PM.

4.4.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Na simulação com ocupação rural e vento de leste (Figura 4.11c), a ECT é mais intensa sobre a região da Plataforma, que é a região com a menor altura da seção (Figura 4.10). Nesta região a ECT atinge cerca de 2500 m de altura. Na região à esquerda da Plataforma, que tem a topografia mais elevada, a altura fica em 1800 m.

Comparando com a Figura (4.8c), o ponto PT_PM, que corresponde ao ponto central da seção da ECT, apresenta altura da CLP de aproximadamente 1900 m para às 15:00 HL.

A simulação com ocupação urbana e vento de leste (Figura 4.11d) apresenta a seção semelhante à da simulação com ocupação rural (Figura 4.11c), sendo que os valores são mais intensos. Na parte central da seção, onde há a presença de um vale, a ECT tem altura máxima, atingindo aproximadamente 3500 m. Em 1000 m, a ECT tem a maior intensidade, assim como na simulação com ocupação urbana e topografia plana (Figura 4.11b), sendo que aqui o máximo é de $2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

Na simulação ocupação rural e vento de norte (Figura 4.11e), a ECT apresenta valores intensos para toda a seção vertical. Na porção à esquerda, onde a topografia é mais elevada, a altura da ECT é de aproximadamente 1800 m. No restante da seção de corte, a ECT atinge valores de aproximadamente 2800 m de altura. A 1000 m de altura, a ECT apresenta um faixa onde seus valores são mais intensos e máxima é de $1,05 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$.

A simulação com ocupação urbana e vento de norte (Figura 4.11f), tem o perfil semelhante ao da simulação com ocupação rural, sendo que os valores são mais intensos na região de 1000 m de altura, com máximo de $3 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ e a ECT chega a um máximo de 3800 m.

4.4.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

Na simulação com topografia plana (Figura 4.12a) a seção vertical de ECT não apresentou a mesma uniformidade que nas simulações com ocupação homogênea (Figuras 4.11a e 4.11b), apresentando um pico de 3500 m sobre a área de transição da ocupação urbana para a ocupação rural. Sobre a região com ocupação urbana, na parte central da grade, a ECT apresenta valores intensos, chegando a um máximo de $2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ a 1000 m da superfície.

4.4.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

Na simulação com topografia realística e vento de leste (Figura 4.12b) a ECT não apresentou valores muito intensos ao longo da seção. Na parte leste, os valores foram menores que na parte oeste, tanto sobre a área rural como sobre a área urbana.

Na simulação com topografia realística e vento de norte (Figura 4.12c), a ECT apresentou valores intensos sobre a área urbana. As Figuras (4.11) e (4.12) mostram a ECT às 15:00 HL e indicam como deve ser a altura da CLP para a seção de corte mostrada. Com ocupação de solo homogênea e topografia plana (Figuras 4.11a e 4.11b) a ECT não apresentou variações na altura ao longo da seção, indicando que a altura da CLP é constante. Isto pode ser verificado quando se compara com as Figuras (4.8a e 4.8b), que mostra que com topografia plana, os pontos apresentam a mesma, ou quase mesma, altura da CLP.

Nas demais simulações (Figuras 4.11c a 4.11f e 4.12), a ECT foi mais intensa, caracterizando uma CLP maior. Com ocupação homogênea urbana, a simulação com topografia realística e vento de norte (Figura 4.11f) mostrou a maior intensidade da ECT.

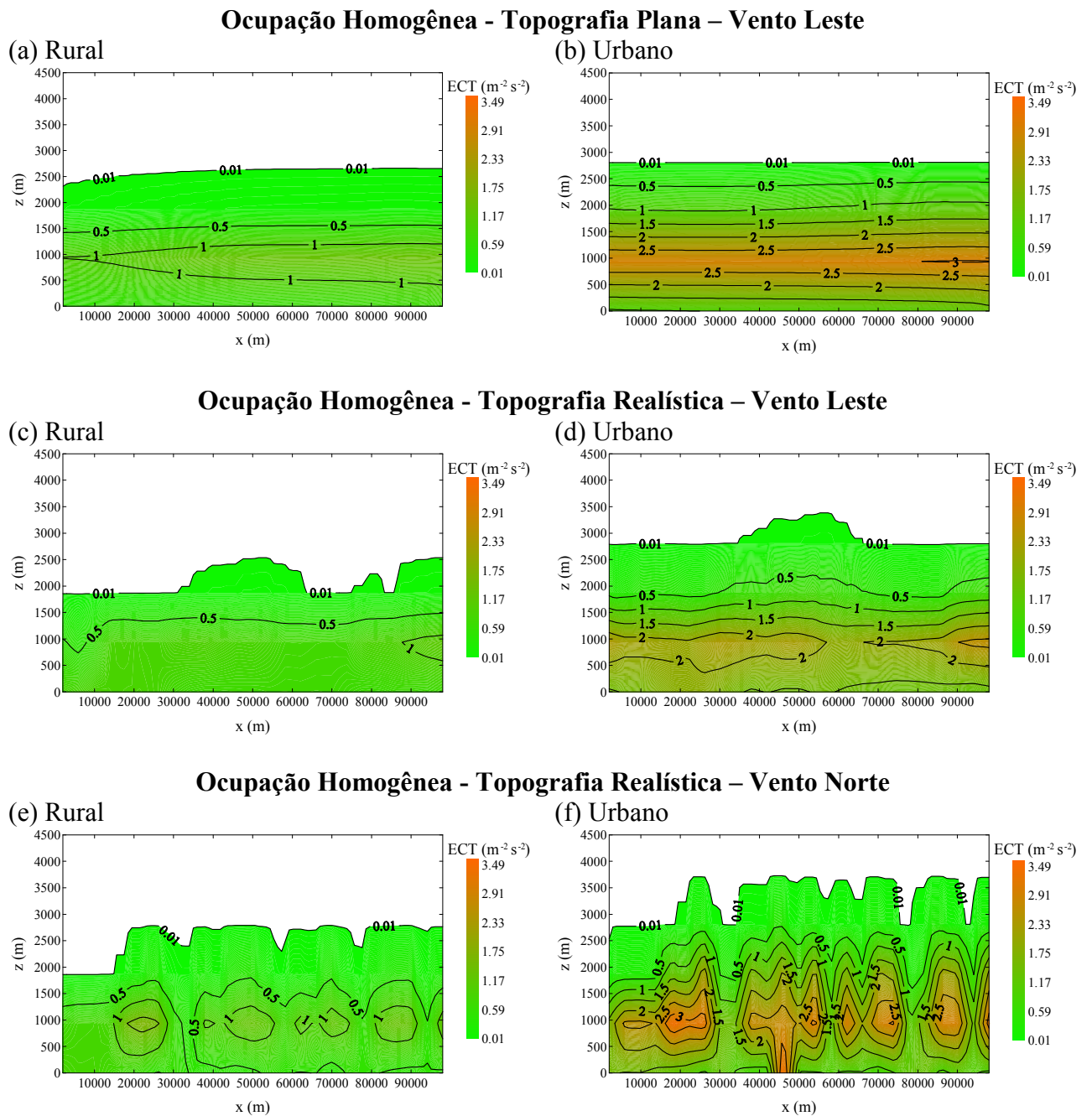


Figura 4.11 – Distribuição espacial da energia cinética turbulenta ao longo do plano vertical que corta a Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP às 15:00 HL.

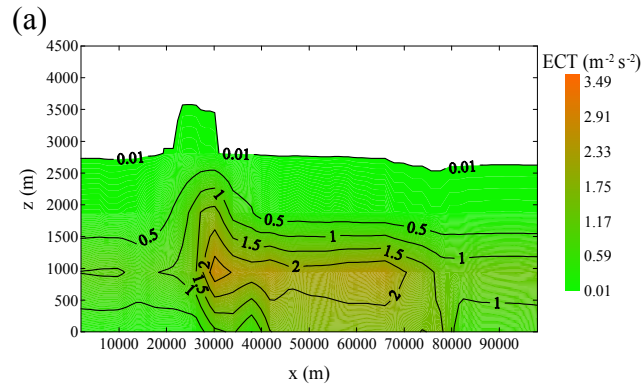
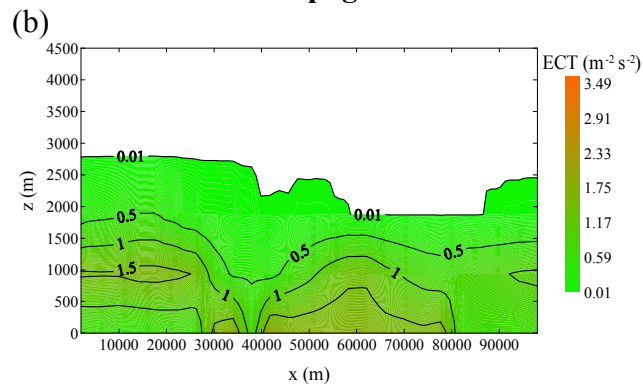
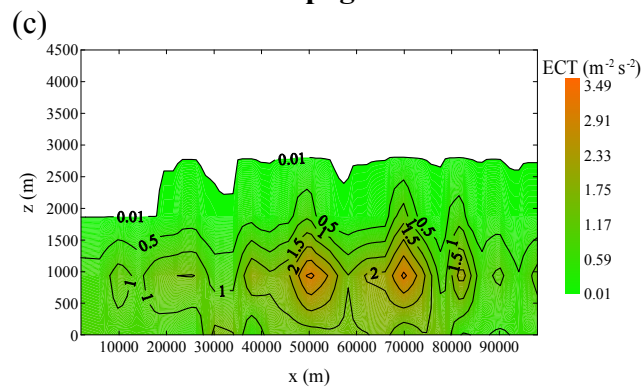
Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste****Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte**

Figura 4.12 – Distribuição espacial da energia cinética turbulenta ao longo do plano vertical que corta a Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP às 15:00 HL.

4.5. Energia Cinética Turbulenta – Perfil Vertical

O perfil vertical da energia cinética turbulenta também dá um bom indicativo da altura da CLP. No modelo TVM-NH a altura da CLP é determinada através da altura onde a ECT é 5% do valor da ETC na superfície (Stull, 1988). As Figuras (4.13) e (4.14) mostram o perfil vertical de ECT para os pontos determinados na Tabela (4.3) às 15:00 HL.

4.5.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

Para simulação com topografia plana (Figuras 4.13a e 4.13b), os pontos apresentam o mesmo perfil vertical, exceto o ponto PT_E, que está localizado na parte leste do domínio, que é por onde entra o vento na grade de simulação. Sendo o vento mais intenso na parte leste da grade, o ponto apresenta um maior valor de ECT.

A simulação com ocupação rural (Figura 4.13a) apresenta valores menos intensos de ECT do que a simulação com ocupação urbana (Figura 4.13b). Para ocupação rural, a ECT atinge aproximadamente 5% do valor da ECT da superfície a 1400 m de altura e o máximo de ECT é de $1,5 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ em 250 m de altura. Para ocupação urbana, a ECT indica a altura da CLP em 1700 m e o máximo de ECT é de $3 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ em 380 m de altura.

4.5.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

A simulação com ocupação rural e vento de leste (Figura 4.13c) mostrou o ponto PT_S, localizado na parte mais baixa da grade (448 m), com a menor intensidade de ECT, tendo um máximo de $1,2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ a 120 m de altura. A altura onde a ECT é cerca de 5% a ECT da superfície é 700 m. O ponto PT_N, que está localizado na parte mais alta da grade (1087 m)

apresenta o perfil com maior intensidade de ECT, tendo um máximo de $2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ em 380 m e altura da CLP em cerca de 1800 m.

Na simulação com ocupação urbana e vento de leste (Figura 4.13d), a estrutura vertical da ECT foi semelhante à da ocupação rural, sendo que os valores de ECT foram mais intensos, chegando a um máximo de $3,7 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ (ponto PT_N) e altura da CLP de 2200 m (ponto PT_E).

Nas simulações com vento de norte (Figuras 4.13e e 4.13f), o ponto PT_N apresenta os maiores valores de ECT próximo à superfície, mas perde intensidade antes dos demais pontos, provavelmente porque está localizado na parte mais alta do domínio e próximo de onde o vento entra na grade de simulação. Os pontos apresentam intensidades com valores próximos, com os máximos variando de $1 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ a $2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ e altura da CLP em 2000 m (PT_PM) na simulação com ocupação rural (Figura 4.13e) e $3 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ a $3,8 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ e altura da CLP em 2100 m (PT_W) com ocupação urbana (Figura 4.13f).

4.5.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

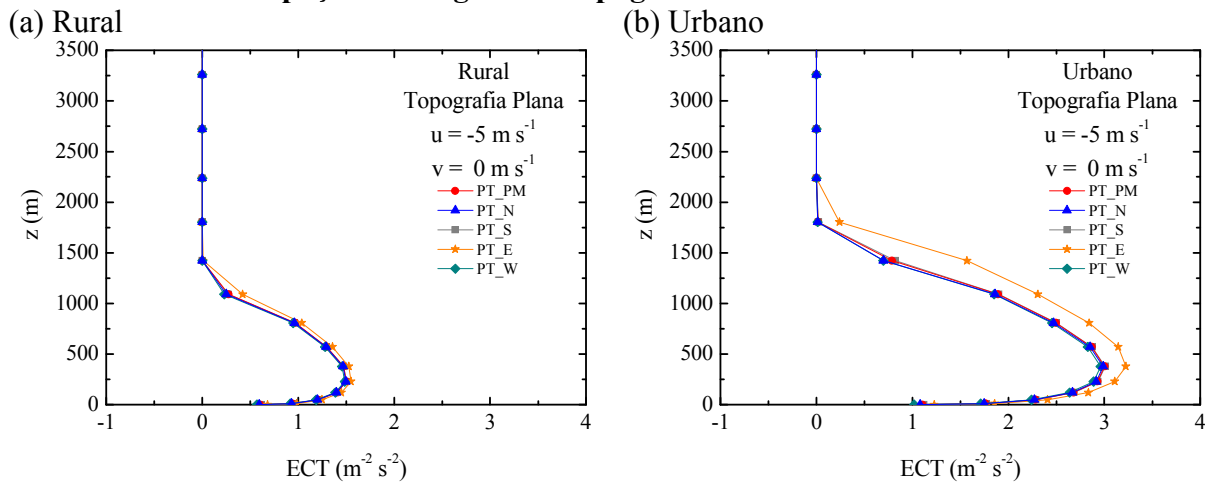
Na simulação com topografia plana, vista na Figura (4.14a) os pontos não apresentam perfil vertical semelhante, como ocorreu nas simulações com ocupação homogênea. O ponto PT_PM, que está localizado na área urbana, apresentou intensidade máxima de ECT igual aos pontos PT_W e PT_E, sendo de aproximadamente $1,5 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ em 300 m de altura. O ponto PT_N, localizado em área rural, apresentou a maior intensidade de ECT, com um máximo de $2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ e o ponto PT_S, também em área rural, apresentou máximo de $1,2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$. A altura da CLP estimada pela ECT é de 1700 m.

4.5.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

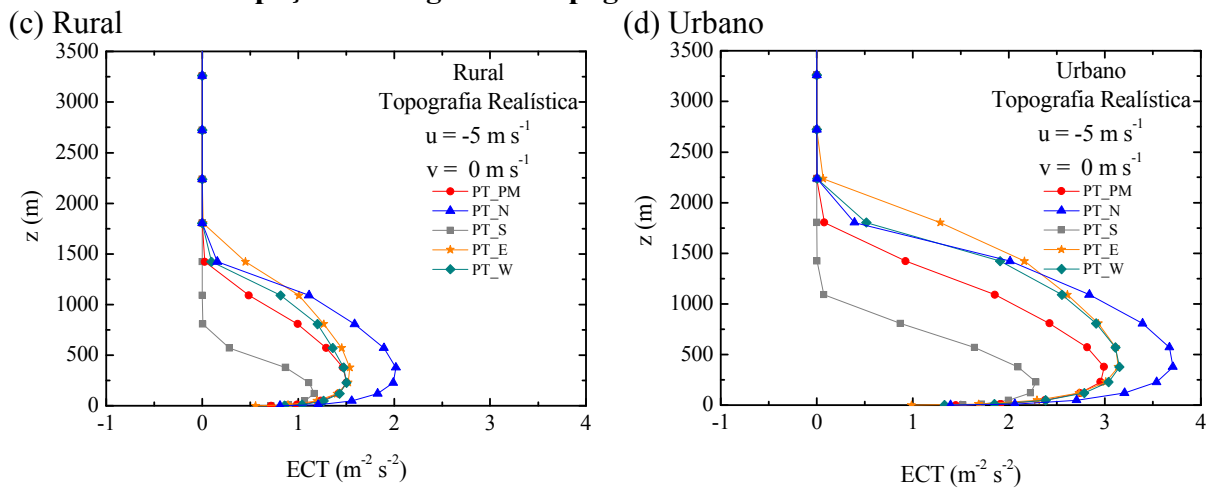
Nas simulações com topografia realística (Figuras 4.14b e 4.14c), o ponto PT_PM, que está localizado na área urbana, apresenta a maior intensidade de ECT, sendo de $3 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ em 300 m de altura para vento de leste (Figura 4.14b) e $3,5 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ em 600 m de altura para vento de norte (Figura 4.14c). Para as duas direções do vento, o ponto PT_S apresentou a menor intensidade de ECT, $1,2 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ para vento de leste (Figura 4.14b) e $0,8 \text{ m}^{-2} \text{ s}^{-2}$ para vento de norte (Figura 4.14c).

O perfil vertical de energia cinética turbulenta dá um bom indicativo da altura da CLP. Nas simulações com ocupação homogênea e topografia realística (Figuras 4.13c a 4.13f), o ponto PT_N, que está localizado na parte mais alta do domínio (1087 m), apresentou os maiores valores de ECT. Como em partes mais elevadas o vento é mais intenso, é coerente que a ECT seja mais intensa nas partes mais altas. Na simulação com ocupação do solo heterogênea e topografia realística, o ponto localizado na região urbana teve o maior valor de ECT, independente de estar a uma altura semelhante dos pontos PT_E e PT_W, sugerindo que a ocupação do tipo urbana, juntamente com a topografia, intensificam a geração de ECT.

Ocupação Homogênea - Topografia Plana – Vento Leste



Ocupação Homogênea - Topografia Realística – Vento Leste



Ocupação Homogênea - Topografia Realística – Vento Norte

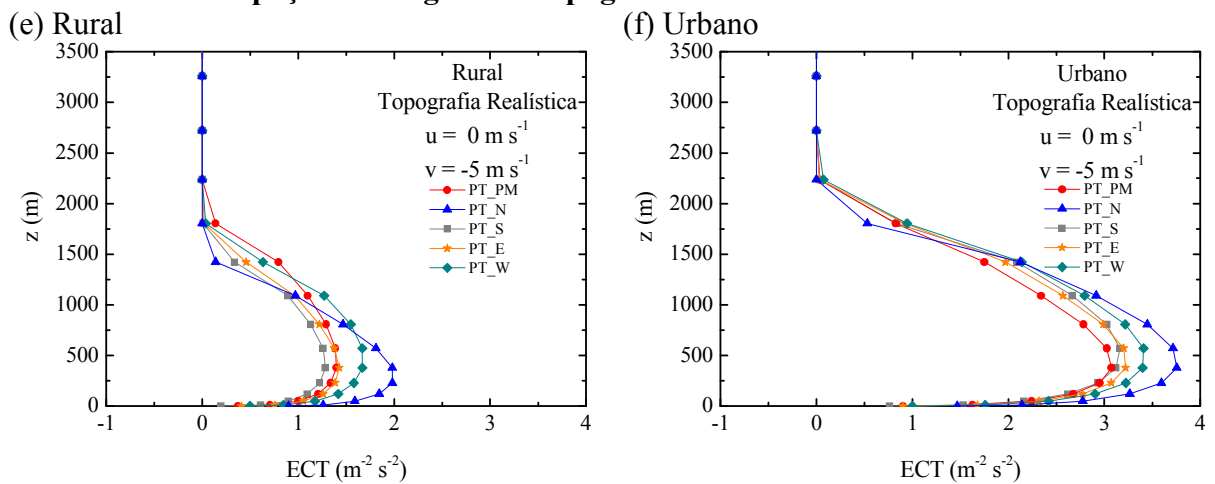
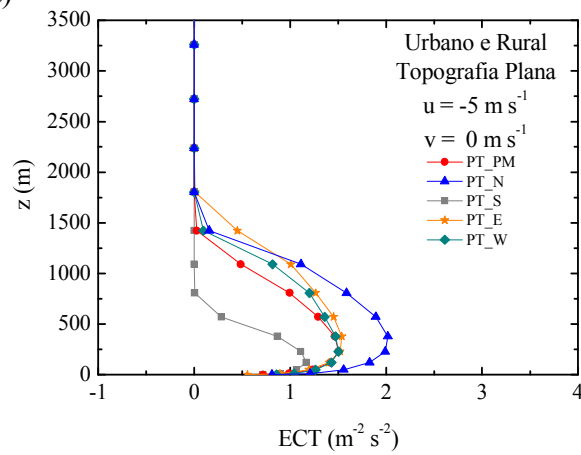


Figura 4.13 – Perfil vertical de energia cinética turbulenta para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

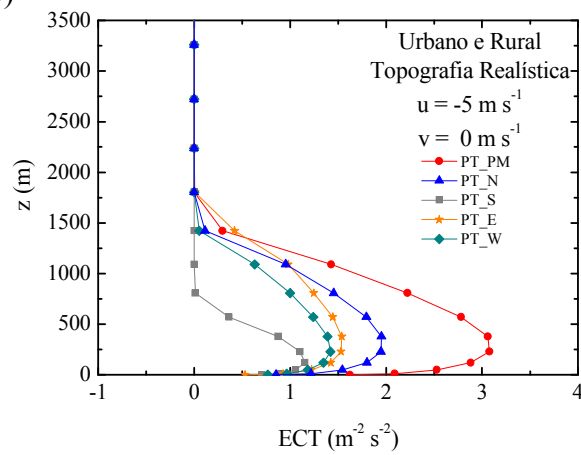
Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste

(a)



Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste

(b)



Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte

(c)

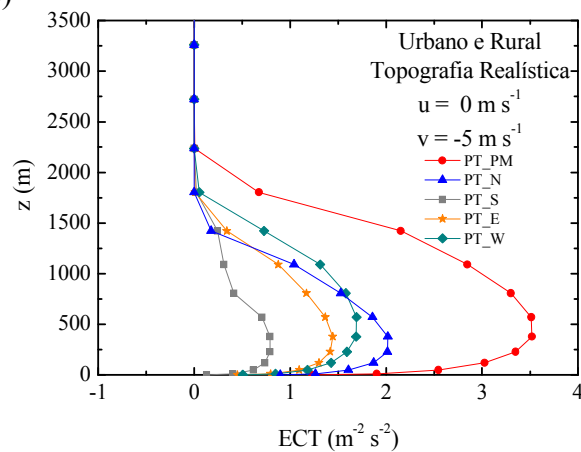


Figura 4.14 – Perfil vertical de energia cinética turbulenta para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

4.6. Temperatura Potencial – Perfil Vertical

As Figuras (4.15) e (4.16) mostram o perfil vertical de temperatura potencial para os cinco pontos determinados às 15:00 HL. A estrutura vertical da temperatura potencial permite verificar as alturas das camadas que compõe a CLP: camada limite superficial (CLS), camada de mistura (CM) e camada de transição (CT). O topo da CM indica o topo da CLP.

4.6.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

Nas simulações com topografia plana (Figuras 4.15a e 4.15b), o perfil para os cinco pontos é praticamente o mesmo. É possível identificar a CLS na parte mais próxima à superfície e a CM, onde o gradiente vertical de temperatura potencial é aproximadamente zero e a temperatura é de aproximadamente 302 K. Nesta simulação, a altura da CM atinge aproximadamente 1500 m de altura para a simulação com ocupação rural (Figura 4.15a) e 1800 m para simulação com ocupação urbana (Figura 4.15b).

4.6.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Na simulação com ocupação rural e vento de leste (Figura 4.15c), os pontos PT_PM, PT_E e PT_W, que se encontram a uma altura aproximada de 640 m (Tabela 4.3) têm um perfil vertical de temperatura potencial muito semelhante. É possível verificar a CLS e a CM, que está a uma temperatura de aproximadamente 301,5 K. Os pontos PT_PT e PT_W têm a altura da camada de mistura em 1500 m. O ponto PT_E tem CM com 1750 m de altura, aproximadamente.

O ponto PT_S, que está na região mais baixa do domínio (448 m) apresenta o perfil com a temperatura e a altura da CM mais baixas. Para este ponto a altura da CM é de aproximadamente 800 m e a temperatura onde o gradiente vertical é zero é de 300 K.

O ponto PT_N está na região mais onde a topografia é mais elevada na grade (1087 m). Este ponto apresenta CM com 1500 m de altura e temperatura de 302,5 K onde o gradiente vertical é igual a zero.

Na simulação com ocupação rural e vento de norte (Figura 4.15e), o ponto PT_S apresenta o perfil vertical com a temperatura mais baixa dentre os cinco pontos destacados. A temperatura neste ponto é de 301 K e a altura da CM é 1750 m. Os demais pontos têm perfil vertical com temperaturas semelhantes até o topo da CM. Para estes pontos, a temperatura é de 301,5 K. Os pontos PT_PM, PT_E e PT_W têm CM com 1750 m de altura. O ponto PT_N tem CM com 1500 m de altura.

As simulações com ocupação urbana (Figuras 4.15d e 4.15f) têm o perfil de temperatura potencial semelhante aos das simulações com ocupação rural (Figuras 4.15d e 4.15f) e suas respectivas direções do vento. A diferença nas simulações com ocupação urbana é que a altura da CM é cerca de 100 m a 300 m maior do que nas simulações com ocupação rural.

4.6.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

Na simulação com topografia plana (Figura 4.16a) o ponto PT_PM, que está localizado em área com ocupação urbana, tem temperatura de 302 K e a CM atinge 1800 m de altura. Nos demais pontos a temperatura é de 301 K e a CM vai até 1500 m de altura.

4.6.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

Na simulação com topografia realística e vento de leste (Figura 4.16b) os pontos PT_PM, na área urbana, e PT_N, na área rural e na parte mais alta do domínio (1087 m), apresentam

temperatura de 302 K e alturas da CM de 1800 m e 1500 m, respectivamente. O ponto PT_S, que está na área rural e na parte mais baixa da grade, apresenta a menor altura da CM, 1000 m e temperatura de 300 K.

Na simulação com vento de norte (Figura 4.16c) todos os pontos tiveram perfis com valores muito próximos, sendo o ponto PT_PM, na área urbana, com a maior temperatura, 302 K, e o ponto PT_S com a menor temperatura, 301 K.

A altura da camada de mistura indica a altura da CLP. Quanto maior for a CM, maior será a CLP. A camada de mistura indica também qual a forçante responsável pela circulação: topografia ou ocupação do solo. Nas simulações com ocupação homogênea urbana pode-se verificar que a CM é sempre alta, tanto para topografia plana como para topografia realística. Na simulação com ocupação heterogênea a CM foi alta no caso com a topografia plana (Figura 4.16a), mesmo para os pontos onde a ocupação é do tipo rural.

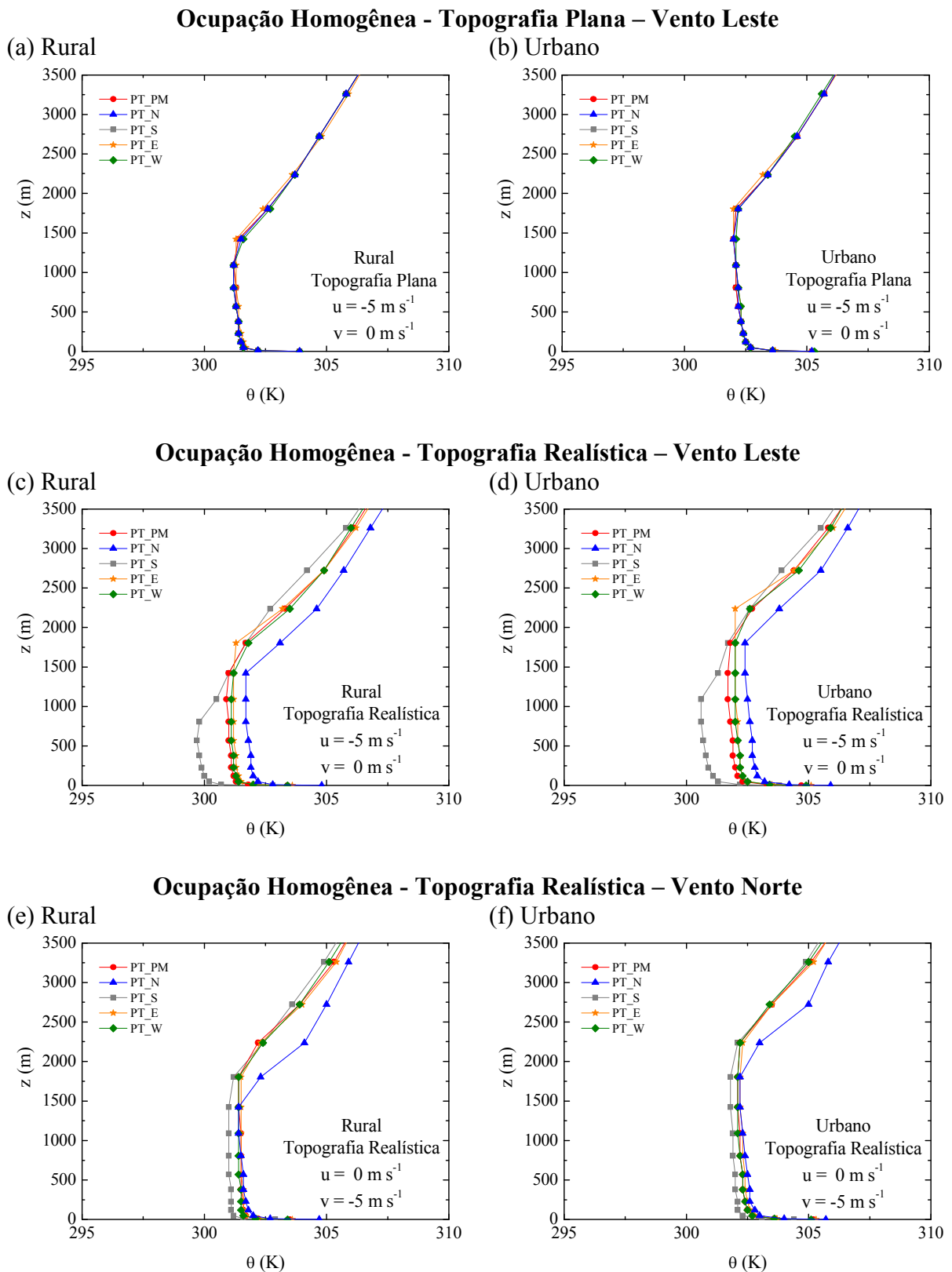
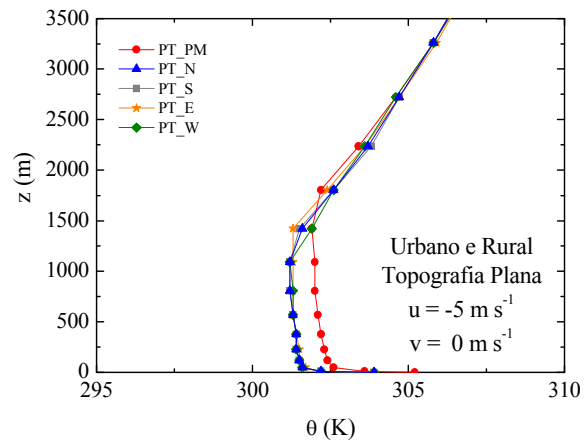


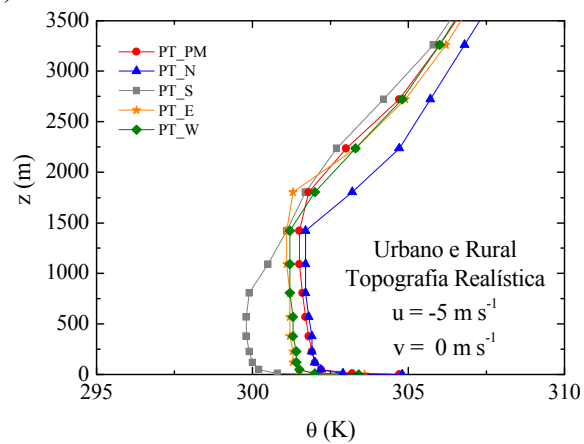
Figura 4.15 – Perfil vertical de temperatura potencial para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste

(a)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste**

(b)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte**

(c)

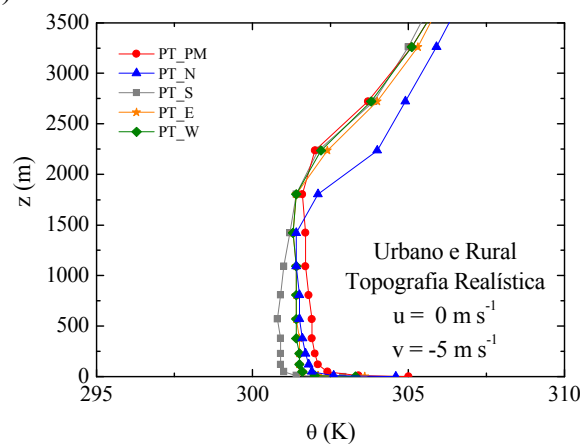


Figura 4.16 – Perfil vertical de temperatura potencial para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

4.7. Umidade Específica – Perfil Vertical

Analisando o perfil vertical de umidade específica também é possível verificar as camadas que compõe a CLP. As Figuras (4.17) e (4.18) mostram o perfil vertical de umidade específica para os pontos às 15:00 HL.

4.7.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

As simulações com topografia plana (Figuras 4.17a e 4.17b) mostram um perfil vertical bem característico de umidade específica, onde na CLS a umidade diminui rapidamente, na CM o fluxo vertical turbulento de umidade é constante e o gradiente vertical é praticamente nulo e no topo da CM, que indica o topo da CLP, a umidade volta a diminuir.

Na simulação com ocupação rural (Figura 4.17a) todos os pontos apresentaram o mesmo perfil e altura da CLP indicada pelo topo da CM é de 1000 m. Na simulação com ocupação urbana (Figura 4.17b) o ponto PT_E apresentou perfil com umidade menor que os demais pontos e a altura da CLP foi de aproximadamente 1500 m.

4.7.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Nas simulações com vento de leste (Figuras 4.17c e 4.17d), o ponto PT_S, que está localizado no ponto mais baixo do domínio, apresentou o perfil com o maior valor de umidade, aproximadamente 15 g kg^{-1} na CM, e a menor altura da CLP, em torno de 750 m. Os demais pontos tiveram perfis semelhantes, tendo o ponto PT_N, localizado na parte mais alta do domínio, apresentado umidade específica de aproximadamente 10 g kg^{-1} na CM.

Nas simulações com vento de norte (Figuras 4.17e e 4.17f), os perfis foram semelhantes para todos os pontos, com umidade específica variando de 9 g kg^{-1} a 11 g kg^{-1} e altura do topo

da CM em 1500 m para ocupação rural (Figura 4.17e), e umidade específica variando de 7,5 g kg⁻¹ a 9,2 g kg⁻¹ e topo da CM em 1750 m de altura, aproximadamente.

4.7.3. Topografia Plana e ocupação Heterogênea

A simulação com topografia plana e ocupação heterogênea (Figura 4.18a) apresentou perfil vertical semelhante ao perfil das simulações com topografia realística e vento de leste (Figuras 4.17c e 4.17d), onde o ponto PT_S, localizado no ponto mais baixo da grade e com ocupação rural, apresentou o maior valor de umidade específica, 15,5 g kg⁻¹ e topo da CM em 750 m. Os demais pontos tiveram altura de aproximadamente 1000 m.

4.7.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

Para as simulações com topografia realística e ocupação heterogênea (Figuras 4.18b e 4.18c) os perfis foram semelhantes ao da simulação com topografia plana.

Numa CLP convectiva, que é a condição do período diurno, a umidade específica diminui com a altura. Os perfis apresentados nas simulações com ocupação homogênea e topografia plana (Figuras 4.17a e 4.17b) mostram o perfil clássico da umidade específica, onde na CLS o gradiente vertical é intenso e a umidade específica diminui rapidamente, na CM o gradiente vertical é praticamente nulo e na CM o gradiente volta a ser menor que zero. Nas outras simulações também foi possível verificar as camadas que compõe a CLP e estimar sua altura, verificando o topo da CM.

No geral, as simulações com ocupação homogênea rural (Figuras 4.17a, 4.17c e 4.17e) apresentaram altura da CLP menores do que as simulações com ocupação homogênea urbana (Figuras 4.17b, 4.17d e 4.17f). As simulações com topografia realística também tiveram maior altura da CLP, indicando que a ocupação urbana permite que a altura da CLP seja maior e a topografia intensifica as misturas turbulentas, aumentando mais a CLP.

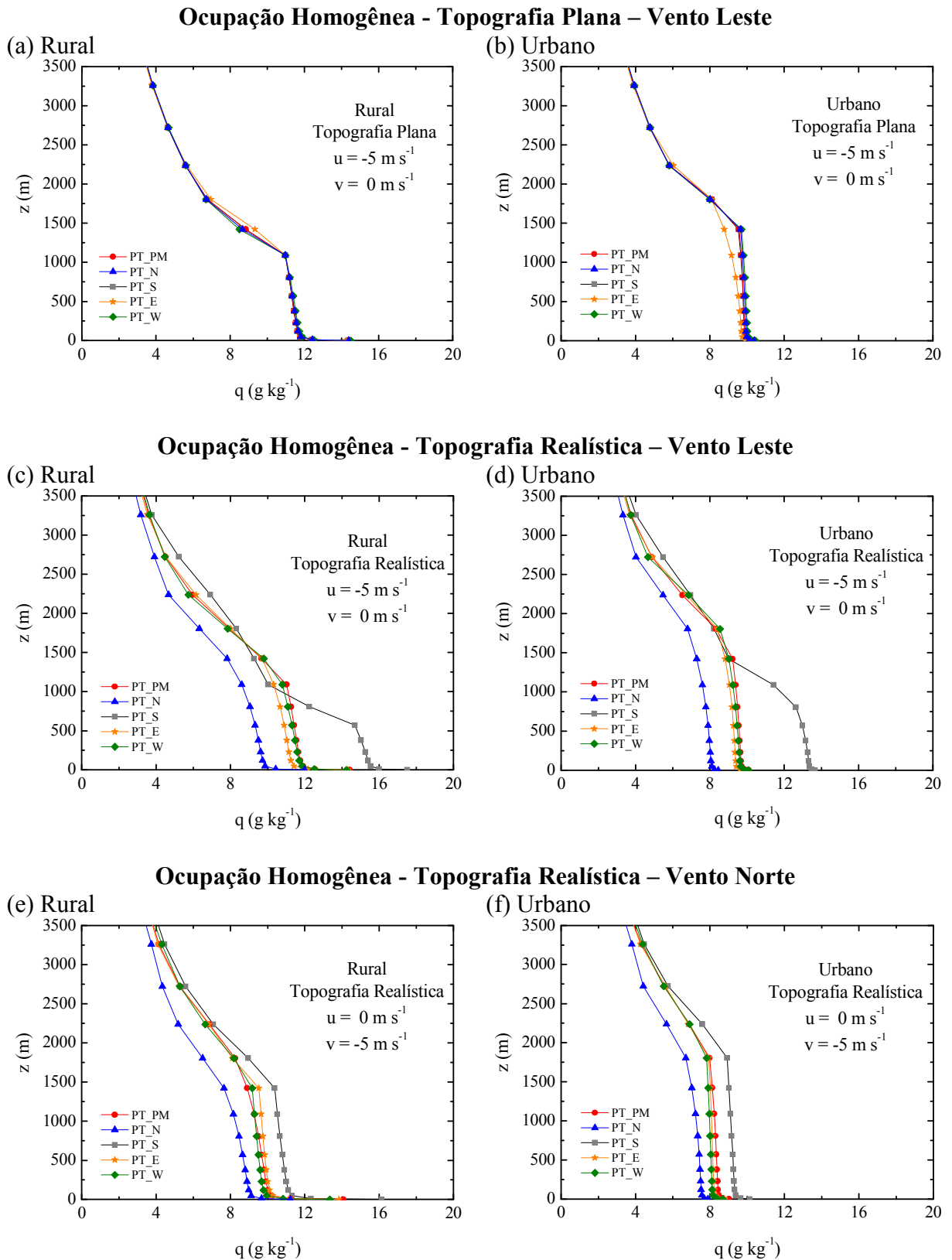
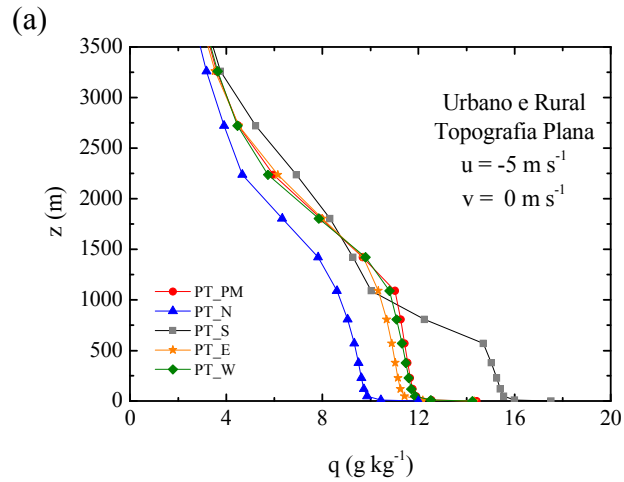
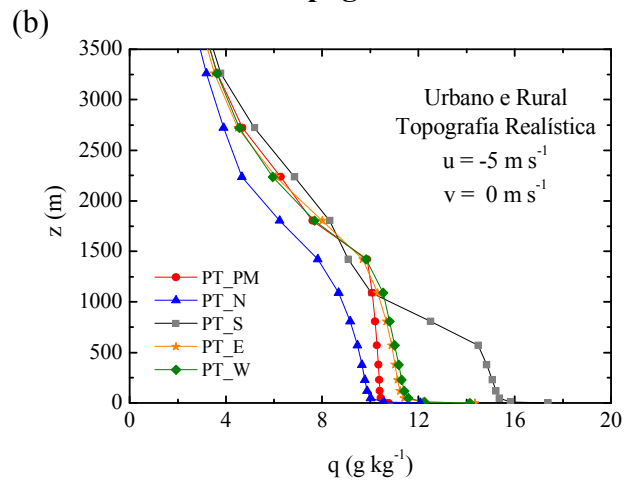


Figura 4.17 – Perfil vertical de umidade específica para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste



Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste



Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte

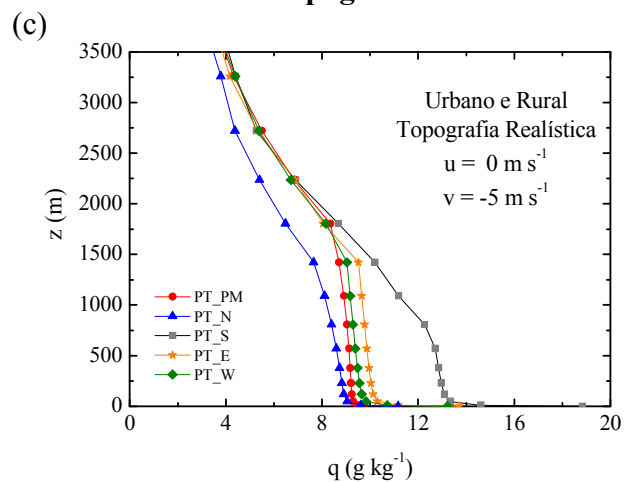


Figura 4.18 – Perfil vertical de umidade específica para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

4.8. Velocidade do Vento – Perfil Vertical

A idéia básica de fazer uma análise dos perfis verticais de temperatura potencial, umidade específica e vento, é verificar as camadas que formam a camada limite planetária convectiva. Nos primeiros 10% da CLP a CLS tem gradientes verticais das propriedades intensos, na CM os gradientes verticais das propriedades são nulos, devido às misturas que ocorrem nesta região e acima desta, a CT, que indica o fim da CLP e o começo da atmosfera livre, volta a ter os gradientes diferentes de zero.

Para confirmar as alturas mostradas anteriormente, será mostrado nas Figuras (4.19) e (4.20) o perfil vertical de velocidade do vento para os cinco pontos descritos na Tabela (4.3) às 15:00 HL.

4.8.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

Nas simulações com topografia plana (Figuras 4.19a e 4.19b), o perfil vertical da velocidade do vento é semelhante para todos os pontos e a velocidade na camada de mistura é de aproximadamente 4 m s^{-1} e a altura do topo é de 1000 m para a ocupação rural (Figura 4.19a) e 1500 m para a ocupação urbana (Figura 4.19b).

4.8.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Nas simulações com vento de leste (Figuras 4.19c e 4.19d), a velocidade do vento na camada de mistura varia de 4 m s^{-1} no ponto PT_S a 5 m s^{-1} no ponto PT_W, para ocupação rural (Figura 4.19c) e $3,5 \text{ m s}^{-1}$ no ponto PT_E a $4,9 \text{ m s}^{-1}$ no ponto PT_PM, para ocupação urbana (Figura 4.19d). Apesar do ponto PT_N estar localizado na parte mais alta da grade de simulação, o ponto não apresenta a maior velocidade na camada de mistura quando o vento é

de leste. Já o ponto PT_S, que está localizado na parte mais baixa do domínio, apresenta a menor velocidade.

Para o vento de norte (Figuras 4.19e e 4.19f) os pontos tiveram velocidades menores que para o vento de leste, sendo que o ponto PT_N foi o único que apresentou velocidade maior, 5 m s^{-1} na camada de mistura, tanto para ocupação rural como para ocupação urbana.

4.8.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

Na simulação com topografia plana (Figura 4.20a) os pontos tiveram perfil de velocidade bastante semelhantes nos primeiros 1000 m de altura. O ponto PT_PM, localizado na área urbana, foi o ponto que apresentou maior altura da CLP, aproximadamente 1800 m, apesar de não ter tido a velocidade mais intensa.

4.8.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

Na simulação com vento de leste (Figura 4.20b) o perfil foi semelhante aos das simulações com a mesma direção do vento e ocupação homogênea. O ponto PT_PM, localizado na área urbana, apresentou velocidade da ordem de 5 m s^{-1} , assim como os pontos PT_N e PT_W.

Na simulação com vento de norte (Figura 4.20c) o perfil foi semelhante aos das simulações com a mesma direção do vento e ocupação homogênea, sendo que a intensidade do vento no ponto PT_S foi muito menor, da ordem de $0,5 \text{ m s}^{-1}$ e a altura da CLP sendo de aproximadamente 500 m.

O perfil vertical de velocidade do vento mostra que, em todas as simulações, a altura da CLP com ocupação rural é mais baixa que a altura com ocupação urbana, mesmo sendo uma velocidade do vento tão intensa quanto a outra.

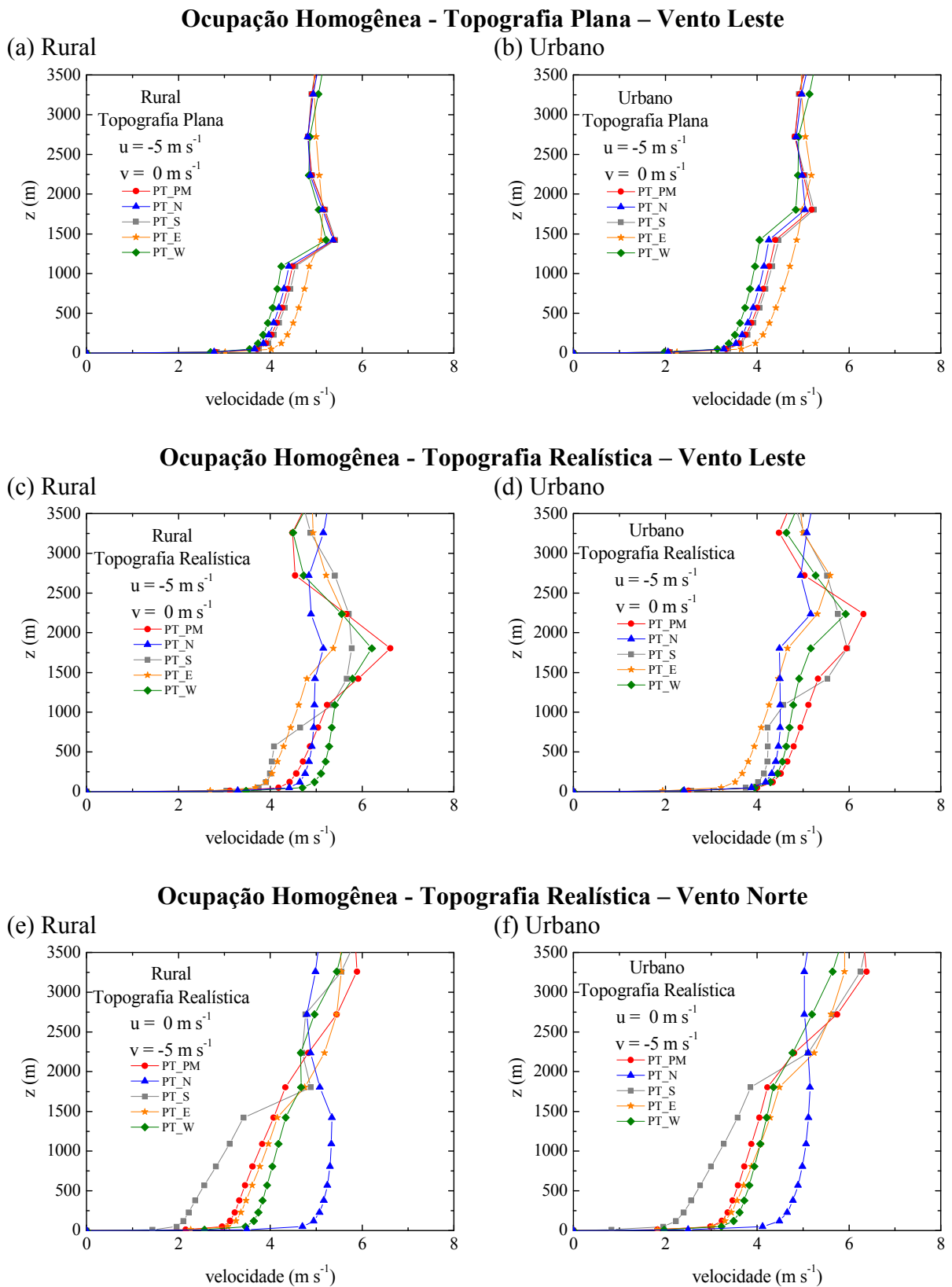
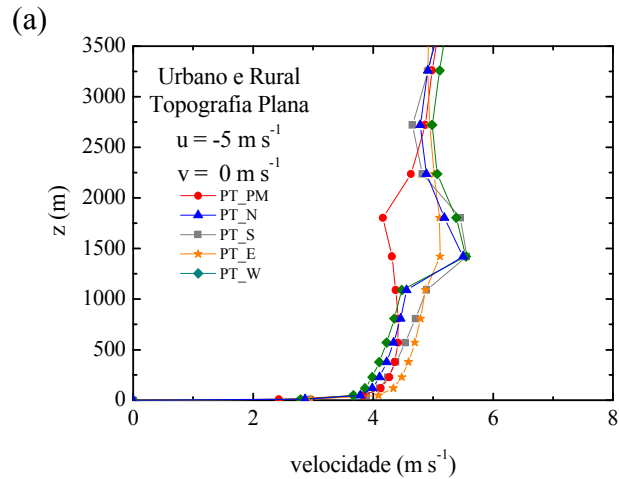
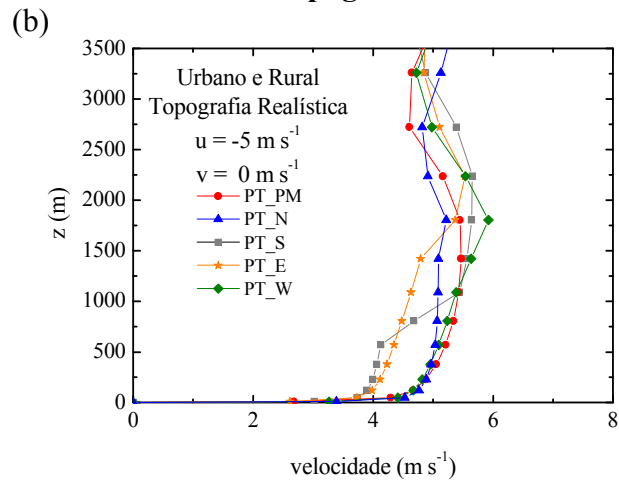


Figura 4.19 – Perfil vertical de velocidade do vento para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste



Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste



Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte

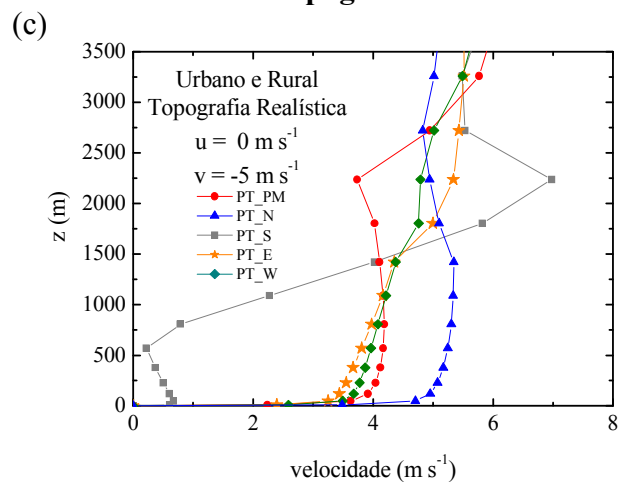


Figura 4.20 – Perfil vertical de velocidade do vento para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

4.9. Direção do Vento – Perfil Vertical

Em todas as simulações pode-se verificar que a intensidade do vento é baixa, sendo no máximo 5 m s^{-1} , mesmo valor colocado como entrada no modelo. As Figuras (4.21) e (4.22) mostram a direção do vento ao longo da vertical para os pontos simulados às 15:00 HL.

4.9.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

A simulação com topografia plana apresentada nas Figuras (4.21a e 4.21b) mostra que a direção do vento permaneceu de leste ao longo da extensão vertical. Nestas simulações a intensidade foi de aproximadamente 4 m s^{-1} , conforme visto na Figura (4.19).

4.9.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Na simulação com vento de leste (Figuras 4.21c e 4.21d) o perfil vertical da direção do vento oscilou de 70° a 130° em todos os pontos. Como a intensidade do vento não foi muito alta nas simulações, não houve uma mudança significativa na direção do vento. Mas, diferente da simulação com topografia plana, onde a direção foi constante ao longo da vertical e a mesma direção colocada como dado de entrada, às 18:00 HL do dia anterior, a presença da topografia modifica a direção do vento, mesmo que ligeiramente, tanto na região da camada limite (até 1000 m, aproximadamente), quanto acima da CLP.

Nas simulações com vento de norte (Figuras 4.21e e 4.21f) a direção do vento foi de 330° a 2° , assim como nas simulações com vento de leste, nas simulações com vento de norte a direção não se afastou muito da direção de entrada.

4.9.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

O fato de a ocupação ser heterogênea (Figura 4.22a) não muda a direção do vento, como ocorreu na simulação com ocupação homogênea (Figuras 4.21a e 4.21b). O vento, inicialmente de leste, permanece próximo de leste ao longo da vertical ainda às 15:00 HL.

4.9.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

Da mesma forma que as simulações com topografia realística e ocupação homogênea (Figuras 4.21c a 4.21f) mostraram a direção do vento oscilando em torno do que foi dado como direção de entrada do modelo, as simulações com topografia realística e ocupação heterogênea (Figuras 4.22b e 4.22c).

A baixa intensidade do vento mostrada nas Figuras (4.19) e (4.20) não permitiu que a direção do vento fosse modificada de forma significativa ao longo da vertical, mesmo depois de 21 horas de simulação. A topografia também não modificou muito as direções, mas permitiu que elas variassem em torno da direção dada como entrada no modelo, não importando o tipo de ocupação do solo.

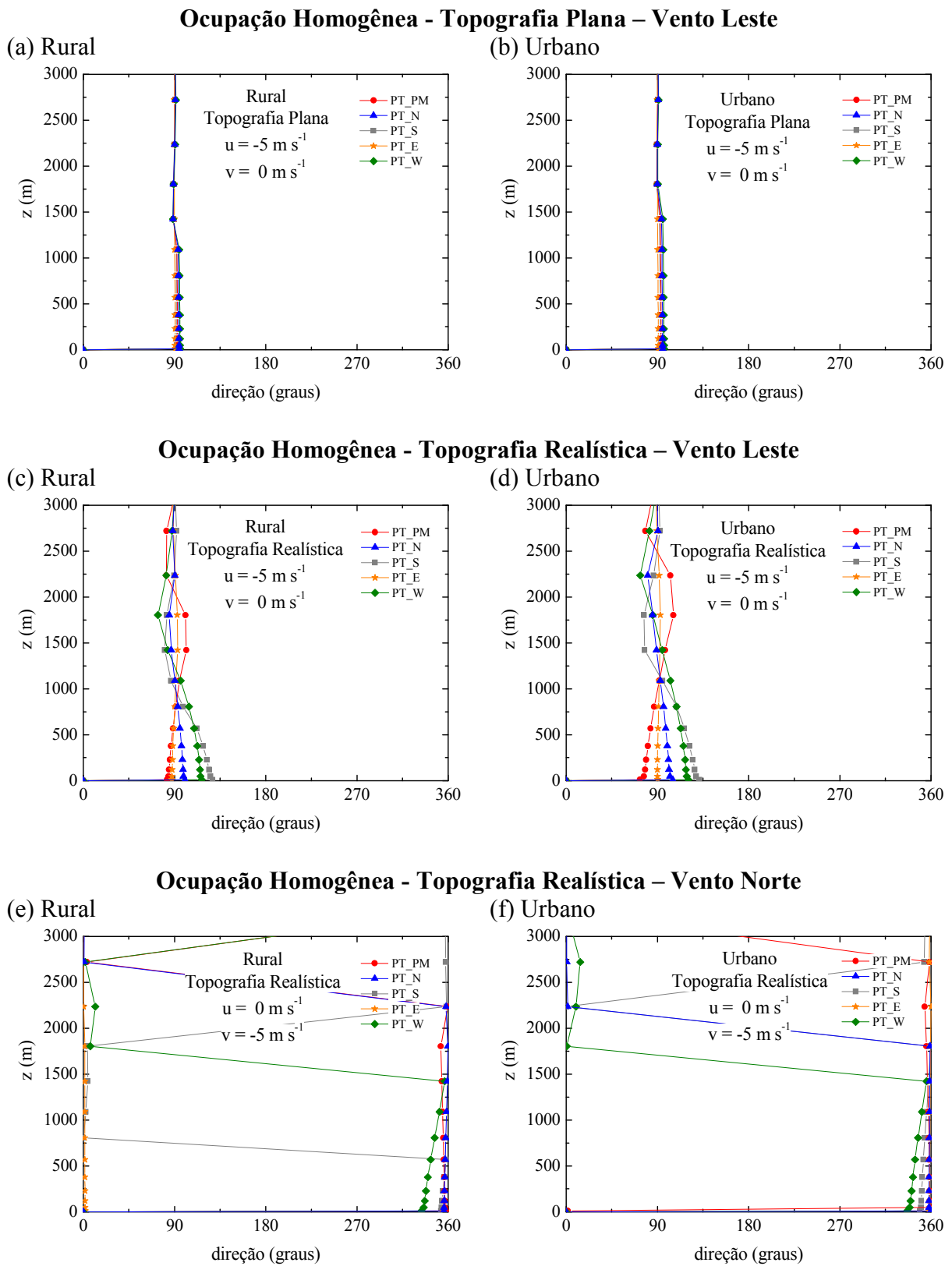
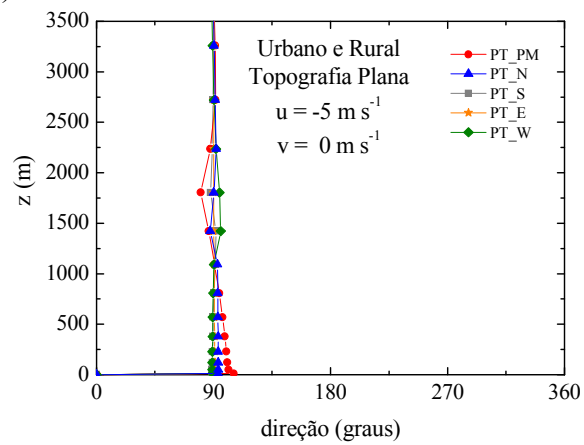


Figura 4.21 – Perfil vertical de direção do vento para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

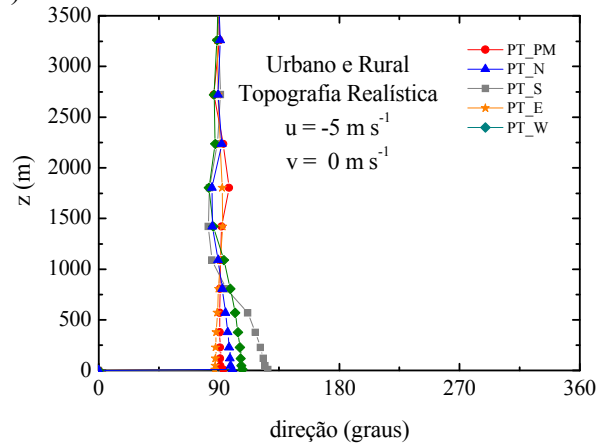
Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste

(a)



Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste

(b)



Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte

(c)

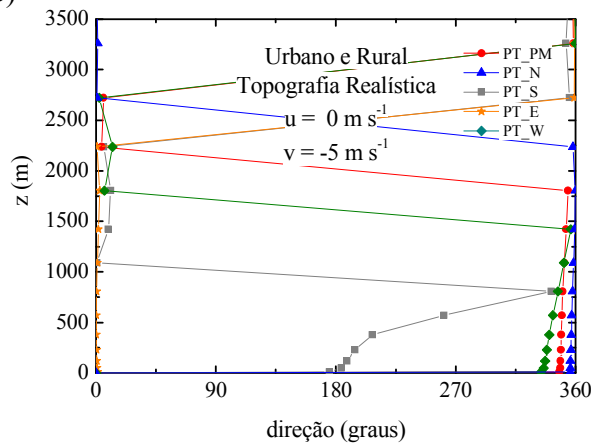


Figura 4.22 – Perfil vertical de direção do vento para verão às 15:00 HL. Os valores simulados pelo modelo TVM para dia 15 de janeiro são indicados através de símbolos coloridos e correspondentes aos pontos da Tabela (4.3).

Os perfis verticais apresentados têm como objetivo verificar a altura da CLP mostrada nas Figuras (4.8) e (4.9). A estrutura vertical de parâmetros como temperatura potencial (Figuras 4.15 e 4.16), umidade específica (Figuras 4.17 e 4.18) e velocidade do vento (Figuras 4.19 e 4.20) mostra as camadas que compõe a CLP, permitindo que se estime a sua altura.

Das simulações apresentadas, pode-se concluir que a ocupação do solo rural não permite que a CLP seja profunda. A ocupação urbana favorece o aumento da CLP, pois a turbulência é maior com este tipo de ocupação. A topografia realística, junto com a ocupação urbana, que é a ocupação predominante na cidade de São Paulo, intensifica a CLP. Portanto, para São Paulo, a uso do solo urbano e a topografia existente geram mais turbulência, que leva a valores mais altos da CLP, numa situação de verão, como mostrado nas simulações.

4.10. Temperatura da Superfície e Vetor Velocidade – Plano Horizontal

Tendo sido analisados verticalmente os cinco pontos, e como as propriedades da camada limite se comportavam em resposta à ocupação do solo ou à topografia, serão agora analisados planos horizontais de outras propriedades, a fim de verificar a distribuição espacial das mesmas e como elas se comportam em relação às condições de contorno inferior utilizadas.

As Figuras (4.23) e (4.24) mostram a temperatura da superfície e o vetor velocidade para a grade simulada às 15:00 HL.

4.10.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

Nas simulações com topografia plana e vento de leste (Figuras 4.23a e 4.23b), a temperatura se apresenta constante para toda área, sendo da ordem de 296 K para a simulação com ocupação rural (Figura 4.23a) e 298 K para a simulação com ocupação urbana (Figura 4.23b). Como a ocupação do solo é homogênea, é coerente que a temperatura seja uniforme

para toda a grade. O vento, que foi colocado como condição inicial sendo de leste e com módulo igual a 5 m s^{-1} , tem às 15:00 HL máximo de aproximadamente 3 m s^{-1} para a ocupação rural (Figura 4.23a) e $2,4 \text{ m s}^{-1}$ para a ocupação urbana (Figura 4.23b). A direção permanece sendo de leste em todo o domínio e ocorre divergência do vento na porção oeste da grade.

4.10.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Na simulação com ocupação rural e vento de leste (Figura 4.23c), é possível observar o campo de temperatura seguindo o formato da topografia (Figura 4.1), onde a região mais baixa apresenta os maiores valores relativos de temperatura e a parte mais alta da grade apresenta valores mais baixos de temperatura. O máximo de temperatura é verificado na parte sudeste da grade, com temperatura da ordem de 302 K. Na parte central, onde está localizado o ponto PT_PM, a temperatura fica entre 298 K e 300 K. Na parte mais elevada da topografia, a temperatura fica entre 292 K e 296 K.

Na parte central da grade, o vento permanece de leste. Há convergência do vento da parte sudeste da grade (parte mais aquecida) para a parte central da grade. Na parte noroeste da grade, o vento é inclinado para sudeste, indicando que o vento está seguindo a topografia, já que nesta região da grade encontra-se o vale do rio Tietê. O máximo do vento é de aproximadamente 4 m s^{-1} e não é observada divergência significativa no sentido oeste.

Na simulação com ocupação e vento de norte (Figura 4.23e), o campo de temperatura apresenta-se extremamente semelhante ao verificado na simulação com vento de leste (Figura 4.23c), onde a temperatura sugere os contornos da topografia, sendo a região mais baixa apresentando os maiores valores de temperatura (de 298 K a 302 K) e a região mais alta mostrando os valores mais baixos de temperatura (de 292 K a 296 K, aproximadamente).

O vento nesta simulação mostra-se oscilando próximo a direção norte em quase todo o domínio. Na parte nordeste da grade, onde encontra-se parte do vale do rio Tietê, o vento se desloca para noroeste, sugerindo que a topografia está servindo de guia para a direção do vento. Na porção sudeste da grade, que é mais aquecida que as demais regiões, é possível observar convergência na parte limite entre as regiões com temperaturas diferentes. O vento na parte mais aquecida tende a divergir para regiões menos aquecidas, enquanto o restante da grade apresenta vento essencialmente de norte. A intensidade máxima nesta simulação foi de $3,6 \text{ m s}^{-1}$.

Na simulação com ocupação urbana e vento de leste (Figura 4.23d), verifica-se uma porção mais aquecida na parte noroeste da grade. Nesta simulação o campo de temperatura não segue a topografia da mesma forma que a simulação com ocupação rural (Figuras 4.23c e 4.23e), apesar disto, a parte central da grade tem temperaturas mais altas que o entorno, exceto por esta área mais aquecida, anteriormente citada. O vento permanece de leste na maior parte da grade, sendo de sudeste e de sul na parte sudeste da grade, que é a parte onde a topografia é mais baixa, e de sudeste na parte mais aquecida da grade. A máxima temperatura nesta simulação é de aproximadamente 304 K e a intensidade máxima do vento é de $3,5 \text{ m s}^{-1}$.

Na simulação com ocupação urbana e vento de norte (Figura 4.23f), o campo de temperatura é praticamente o mesmo que na simulação com ocupação urbana e vento de leste (Figura 4.23d). O vento é de norte na maior parte da grade, apresentando uma leve convergência na porção sudeste. A intensidade máxima do vento nesta simulação é de $2,8 \text{ m s}^{-1}$.

4.10.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

A simulação com topografia plana (Figura 4.24a) apresenta a parte rural com temperatura de 296 K e a área urbana, no centro do domínio, com temperatura de 298 K. O vento perde

intensidade e converge à esquerda da área urbana. A intensidade máxima do vento nesta simulação é de $4,3 \text{ m s}^{-1}$.

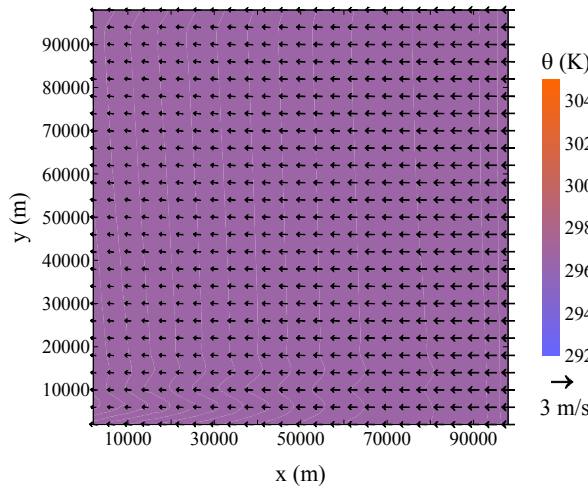
4.10.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

Nas simulações com topografia realística (Figuras 4.24b e 4.24c) a temperatura não segue exatamente a topografia, como nas simulações com ocupação homogênea rural. O centro e a porção noroeste da grade apresentam temperaturas entre 298 K e 304 K. Na simulação com vento de leste (Figura 4.24b) a intensidade máxima do vento é de $4,3 \text{ m s}^{-1}$ e há convergência na direção de maior temperatura. Na simulação com vento de norte (Figura 4.24c) a intensidade máxima do vento é de $3,8 \text{ m s}^{-1}$ e há uma pequena convergência na parte sudeste, onde a topografia é menos elevada.

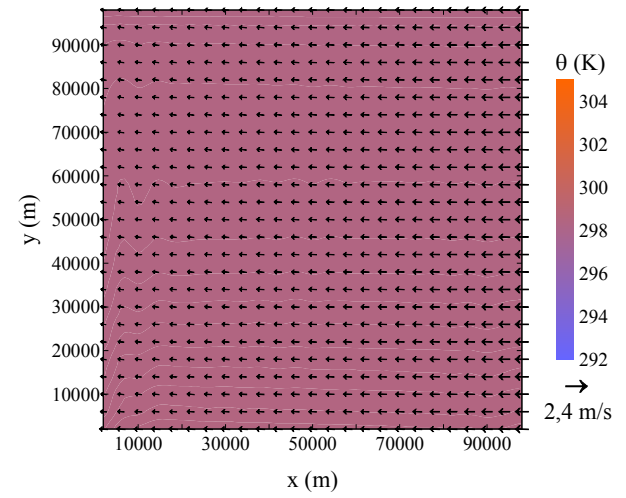
A temperatura é maior na área urbana, o vento é mais intenso nas simulações com ocupação heterogênea e há mais convergência quando o vento é de leste.

Ocupação Homogênea - Topografia Plana – Vento Leste

(a) Rural

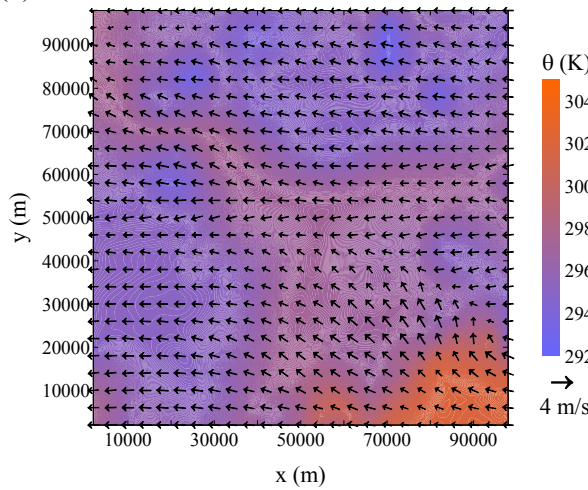


(b) Urbano

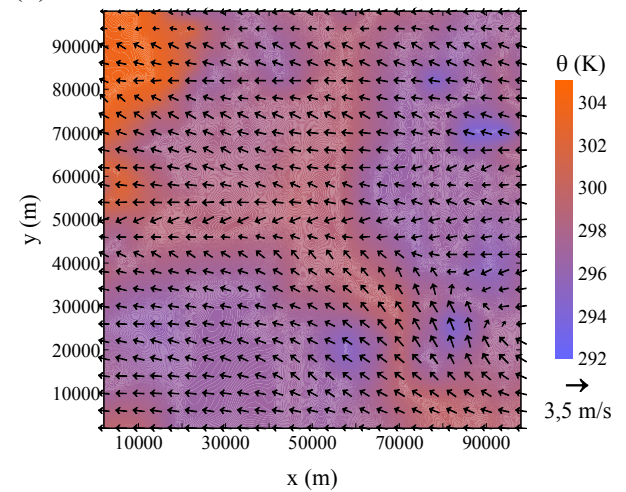


Ocupação Homogênea - Topografia Realística – Vento Leste

(c) Rural

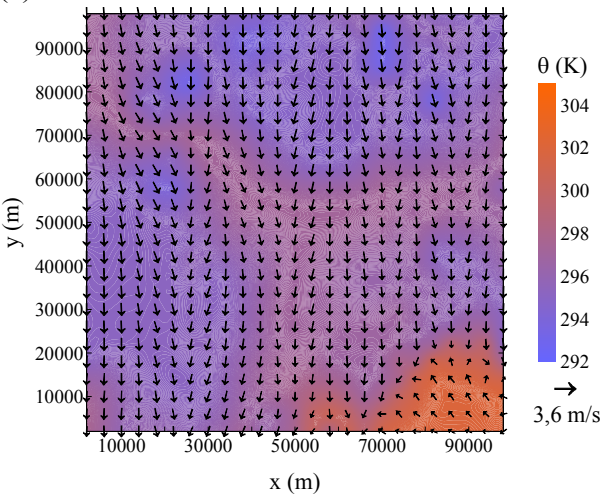


(d) Urbano



Ocupação Homogênea - Topografia Realística – Vento Norte

(e) Rural



(f) Urbano

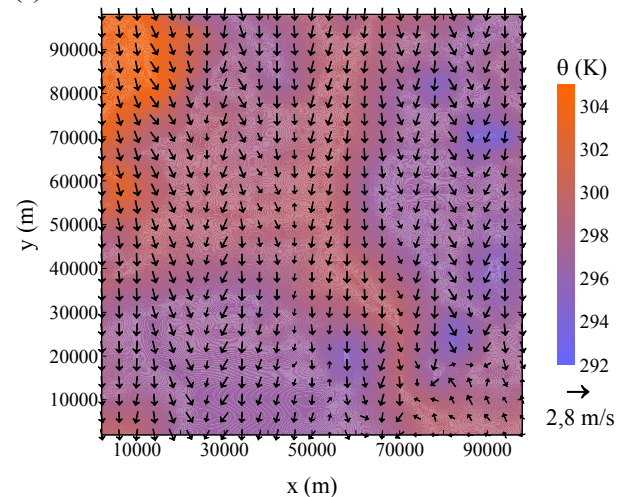
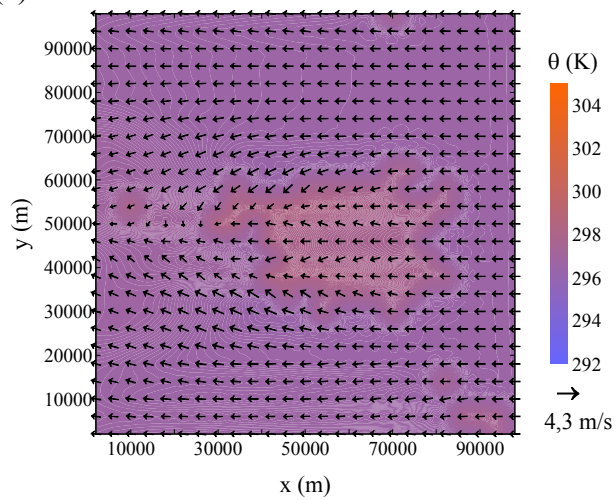


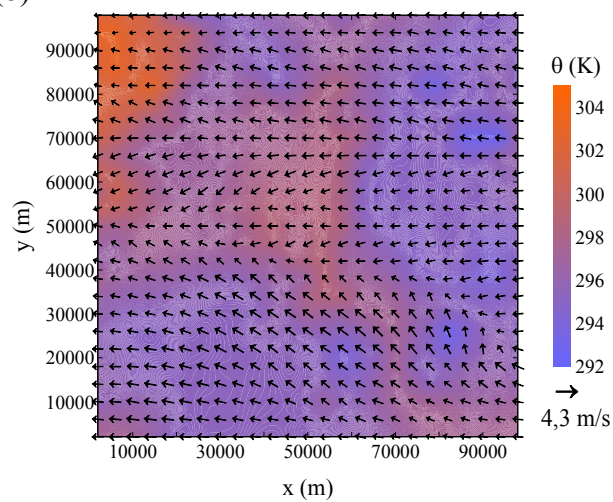
Figura 4.23 – Temperatura da superfície e vetor velocidade no plano horizontal para verão às 15:00 HL.

Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste

(a)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste**

(b)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte**

(c)

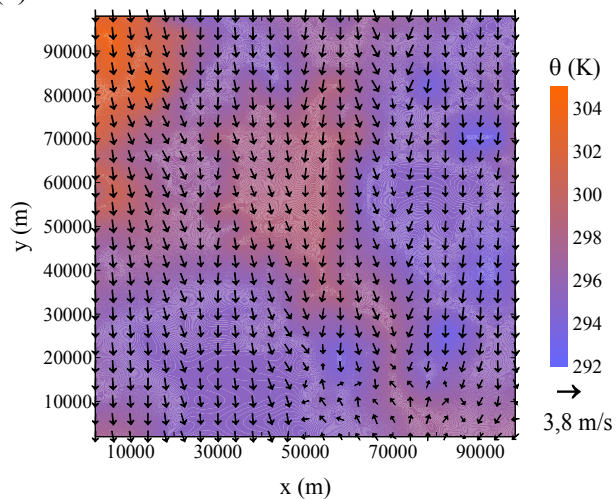


Figura 4.24 – Temperatura da superfície e vetor velocidade no plano horizontal.

4.11. Umidade Específica do Ar na Superfície – Plano Horizontal

A distribuição de umidade específica na grade de simulação dá a visão geral das áreas com maiores fluxos de calor latente e, portanto, maior quantidade de água disponível no ar no nível da superfície. As Figuras (4.25) e (4.26) mostram os contornos de umidade específica da superfície às 15:00 HL.

4.11.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

Nas simulações com topografia plana (Figuras 4.25a e 4.25b) a umidade específica é praticamente constante em toda a grade, tendo valores maiores na parte oeste. Para ocupação rural a umidade específica é de 13 g kg^{-1} (Figura 4.25a) e para ocupação urbana é de 8 g kg^{-1} .

4.11.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Para as simulações com topografia realística (Figuras 4.25c a 4.25f), a parte sudeste da grade, que tem a topografia mais baixa do domínio, apresenta os maiores valores de umidade específica. As simulações com ocupação rural (Figuras 4.25c e 4.25e) apresentam umidade específica variando de 11 g kg^{-1} a 17 g kg^{-1} e as simulações com ocupação urbana (Figuras 4.25d e 4.25f) variando de 8 g kg^{-1} a 10 g kg^{-1} .

4.11.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

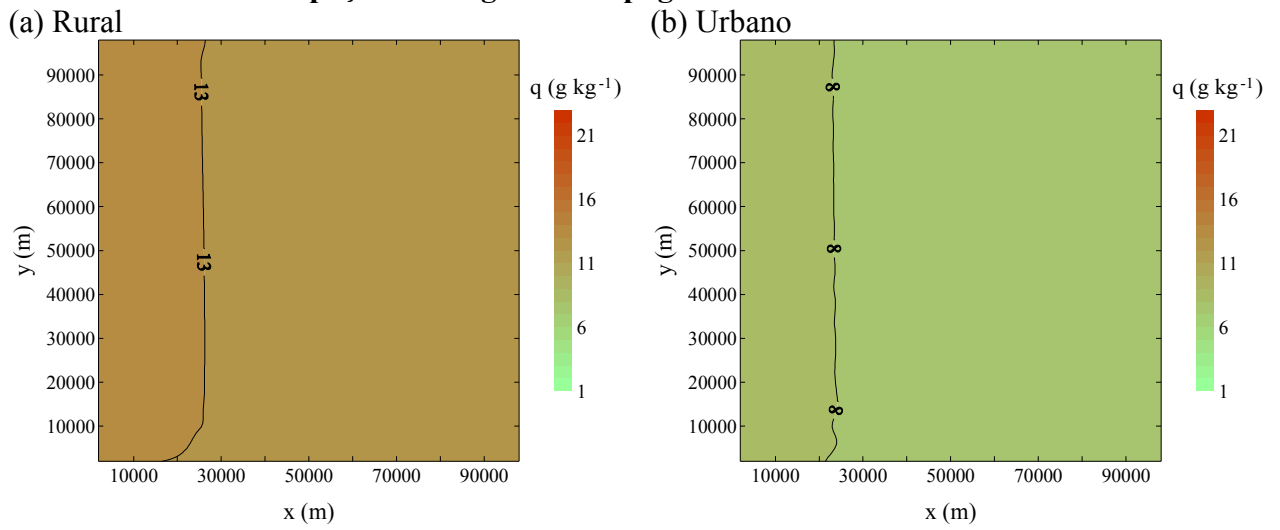
A simulação com topografia plana (Figura 4.26a) mostra o centro da grade, que tem ocupação urbana, mais seco que o entorno, que é ocupado por área rural. A umidade específica no centro é de 10 g kg^{-1} e na área rural é de 13 g kg^{-1} .

4.11.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

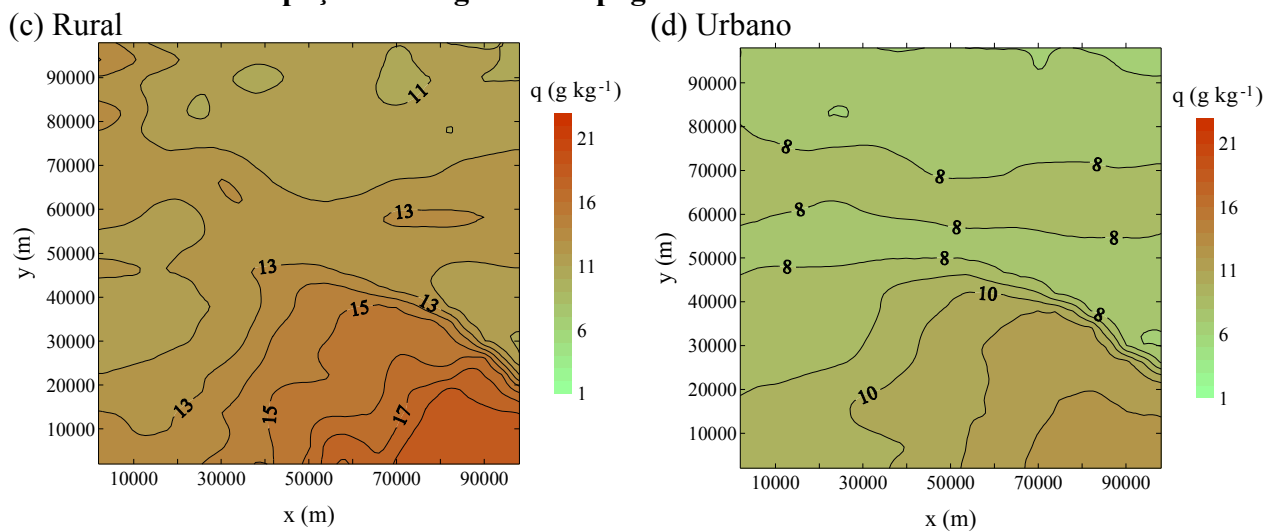
Na simulação com topografia realística (Figuras 4.26b e 4.26c), a parte central da grade, que tem ocupação urbana, apresenta umidade específica de 10 g kg^{-1} e a área rural tem máximos de até 17 g kg^{-1} .

A umidade específica na área rural é maior que na área urbana, pois há uma maior quantidade de água disponível na atmosfera sobre região com esse tipo de ocupação. As simulações com topografia realística mostram maiores valores na parte mais baixa da grade.

Ocupação Homogênea - Topografia Plana – Vento Leste



Ocupação Homogênea - Topografia Realística – Vento Leste



Ocupação Homogênea - Topografia Realística – Vento Norte

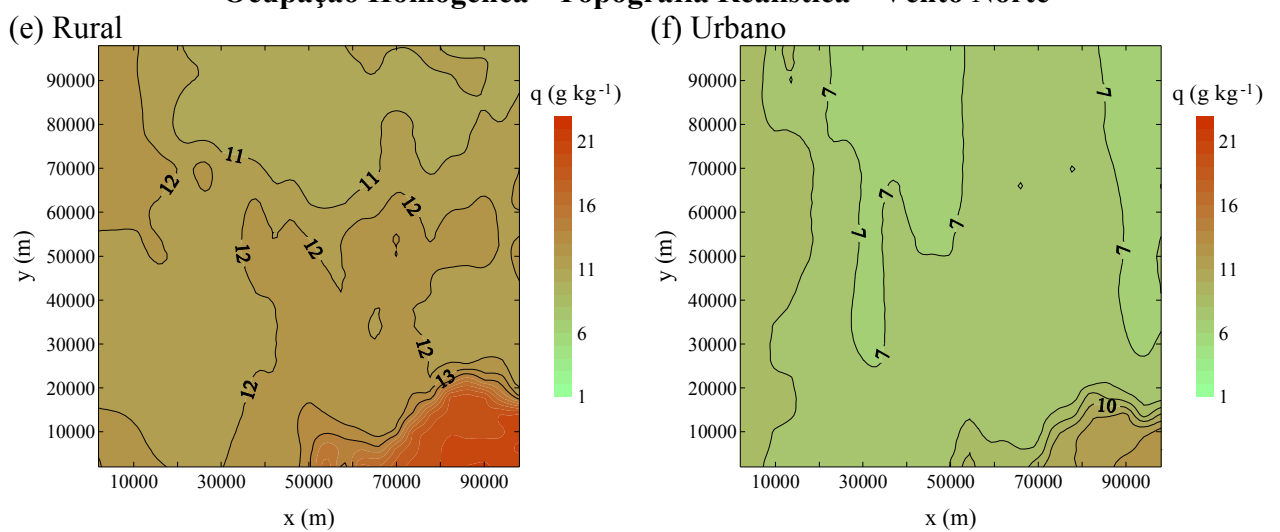
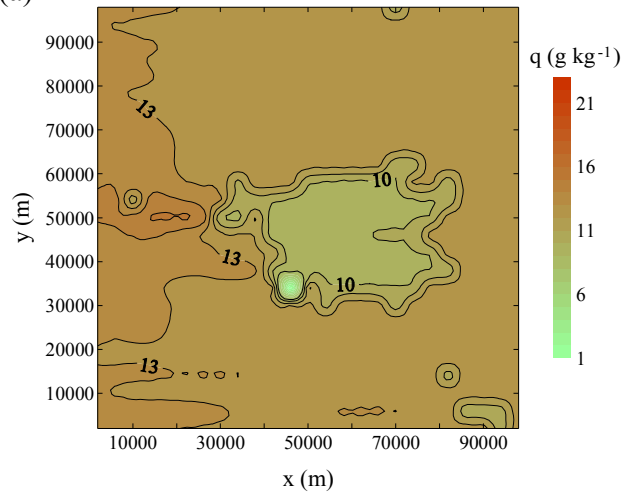


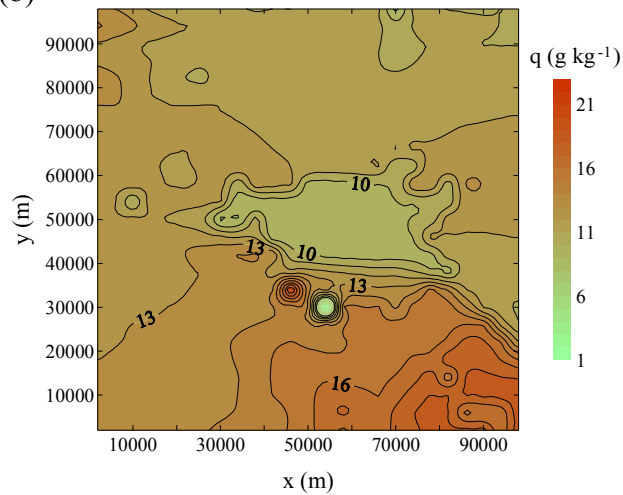
Figura 4.25 – Linhas de contorno de umidade específica da superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.

Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste

(a)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste**

(b)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte**

(c)

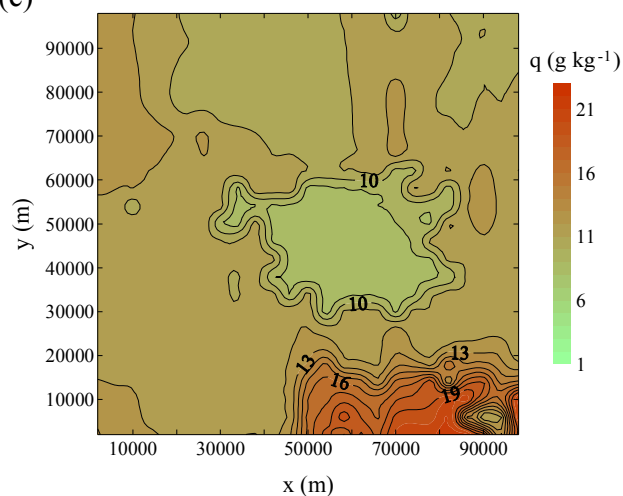


Figura 4.26 – Linhas de contorno de umidade específica da superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.

4.12. Velocidade de Atrito – Plano Horizontal

A velocidade de atrito é um parâmetro que depende da velocidade do vento no segundo nível do modelo, de acordo com o que foi mostrado na Equação (3.12a). Pela equação, a velocidade de atrito é diretamente proporcional à velocidade do vento.

A distribuição horizontal da velocidade de atrito dá uma idéia das áreas com maior fluxo de calor sensível, que é proporcional à velocidade de atrito (Equação 3.11a).

As Figuras (4.27) e (4.28) mostram as linhas de contorno de velocidade de atrito na superfície no plano horizontal às 15:00 HL.

4.12.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

Para topografia plana (Figuras 4.27a e 4.27b), a distribuição da velocidade de atrito se dá de forma uniforme, segundo a ocupação do solo e sendo mais intensa na parte leste do domínio, onde o vento entra na grade de simulação. A intensidade de u_* é de $0,4 \text{ m s}^{-1}$ para ocupação rural (Figura 4.27a) e $0,5 \text{ m s}^{-1}$ para ocupação urbana (Figura 4.27b).

4.12.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Para ocupação rural e vento de leste (Figura 4.27c), a intensidade da velocidade de atrito é menor na parte central da grade, onde está localizada a Plataforma Micrometeorológica e há a existência de um vale (Figura 4.1).

Na simulação com ocupação urbana e vento de leste (Figura 4.27d) o comportamento é semelhante ao da ocupação rural.

Para ocupação rural e vento de norte (Figura 4.27e), a velocidade de atrito é maior nas partes mais altas da topografia. Como a velocidade de atrito é proporcional à velocidade do

vento no segundo nível do modelo (10 m), é coerente que u_* também seja mais intensa quando a topografia é elevada.

Com a ocupação urbana e vento de norte (Figura 4.27f) acontece um fato diferente. No centro da grade, que não é a parte mais alta do domínio, a velocidade de atrito apresenta valor máximo, da ordem de 1 m s^{-1} . No restante da grade, as partes mais altas da topografia apresentam os valores mais intensos de u_* .

4.12.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

Para ocupação heterogênea (Figura 4.28a), a parte central da grade, que tem ocupação urbana, apresenta a maior intensidade da velocidade de atrito. No entorno, onde a ocupação é do tipo rural, a intensidade é menor, sendo que a parte leste, próximo da entrada do vento na grade de simulação, é mais intensa que a parte oeste.

4.12.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

Nas simulações com topografia realística (Figuras 4.28b e 4.28c) a parte central da grade, que tem ocupação do tipo urbana, apresenta as maiores intensidades da velocidade de atrito, independente da direção do vento.

Nas simulações apresentadas pôde-se observar que a velocidade de atrito é maior onde não só a intensidade do vento é maior, mas também onde a temperatura é mais elevada (Figuras 4.23 e 4.24). Para ocupação rural, u_* apresenta valores menos intensos do que para ocupação urbana, indicando que a distribuição do fluxo de calor sensível será menor para esse tipo de ocupação. Na ocupação heterogênea (Figura 4.28), não foram observadas diferenças significativas na distribuição da velocidade de atrito entre a simulação com topografia plana e as simulações com topografia realística.

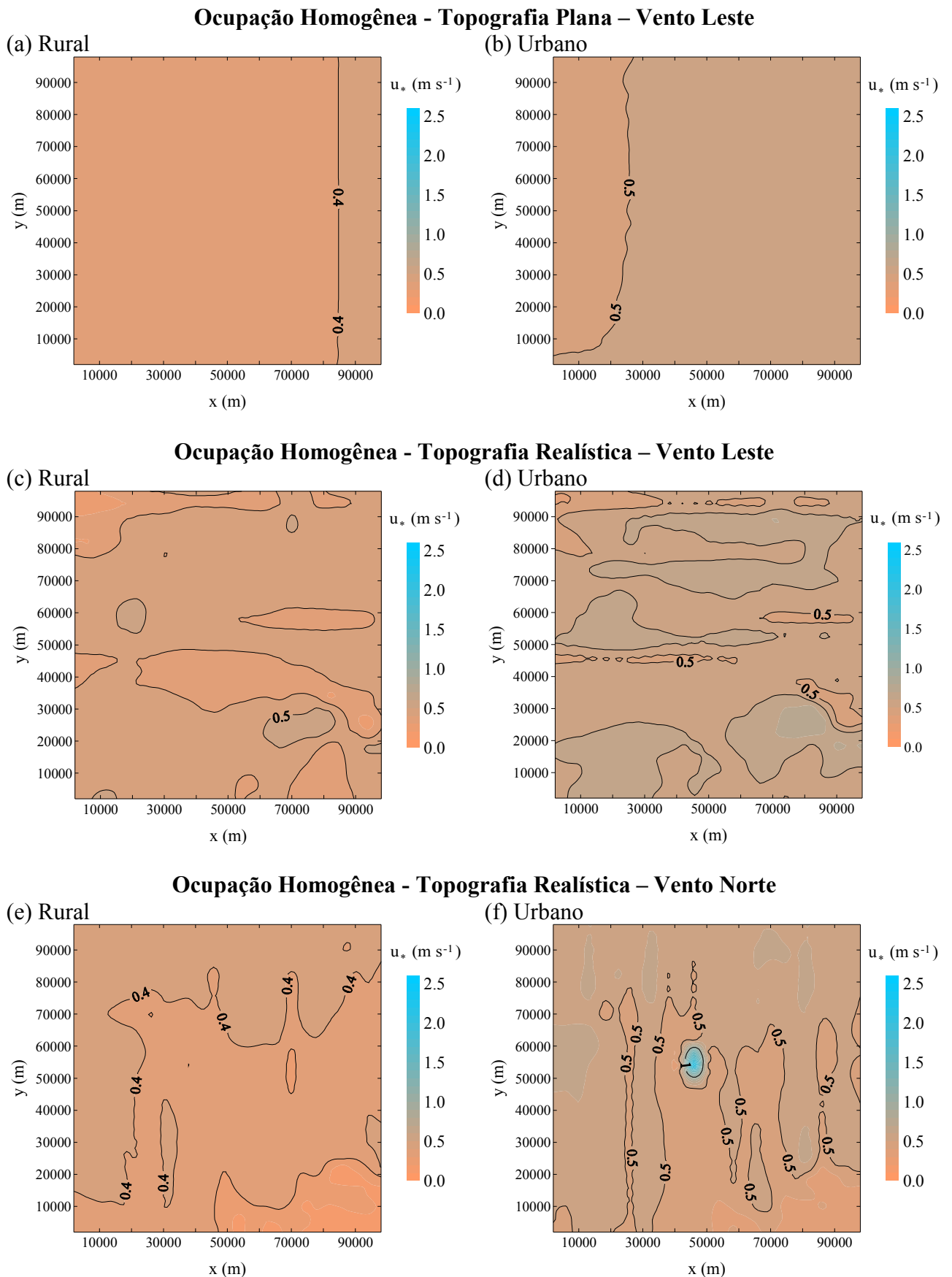
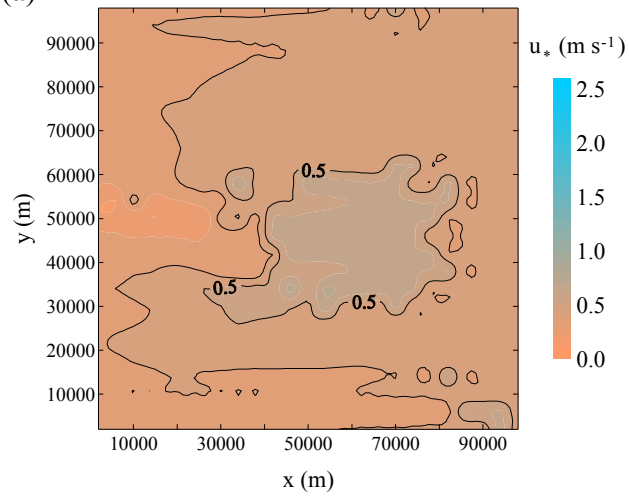


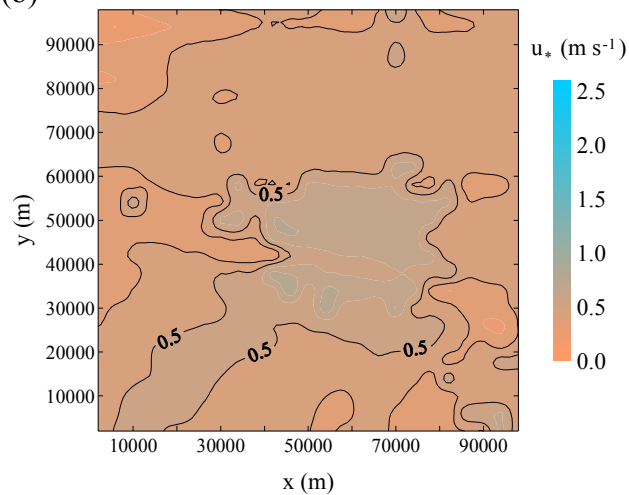
Figura 4.27 – Linhas de contorno de velocidade de atrito na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.

Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste

(a)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste**

(b)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte**

(c)

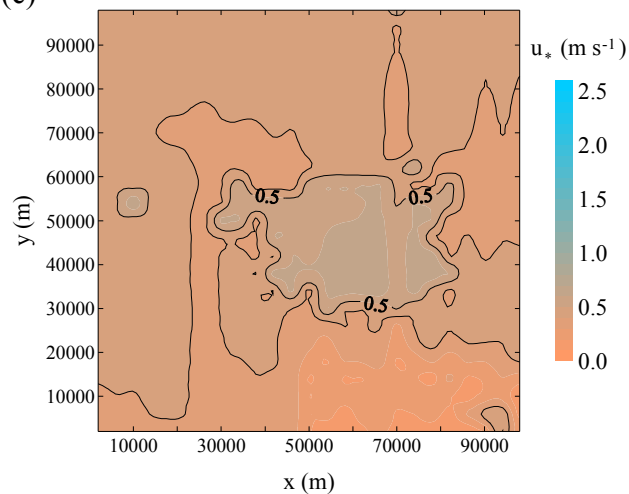


Figura 4.28 – Linhas de contorno de velocidade de atrito na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.

4.13. Fluxo de Calor Sensível da Superfície – Plano Horizontal

Regiões com maiores valores de calor sensível na apresentam maior camada de mistura, idéia principal do método Lee e Kimura (2001) para o cálculo da altura da CM. De acordo com o método, a quantidade de calor depende apenas da característica do solo, independente da topografia. Nas Figuras (4.29) e (4.30) serão mostradas as distribuições espaciais do fluxo de calor latente na superfície às 15:00 HL.

4.13.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

Nas simulações com topografia plana (Figuras 4.29a e 4.29b) o fluxo foi praticamente constante em toda a grade. Por se tratar de uma região plana e homogênea, o vento é a única forçante capaz de modificar o fluxo de calor na superfície. Mesmo com a diferença sendo pequena, há uma região com fluxo um pouco maior que no entorno, à esquerda da grade, onde é registrado fluxo de 106 W m^{-2} para ocupação rural (Figura 4.29a) e 238 W m^{-2} para ocupação urbana (Figura 4.29b).

4.13.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

Na simulação com ocupação rural e vento de leste (Figura 4.29c), a região central da grade, que é uma região de vale (Figura 4.1) e onde foram verificadas temperaturas altas (Figura 4.23c), apresenta baixos valores de fluxo de calor sensível, se comparado com a região no entorno. O centro da grade tem fluxo de calor sensível da ordem de 100 W m^{-2} , enquanto a região em volta, seja a parte alta ao norte ou a parte baixa ao sul, apresenta fluxo de calor sensível da ordem de 200 W m^{-2} .

Na simulação com ocupação rural e vento de norte (Figura 4.29e), a área com baixo valor de fluxo de calor sensível é maior que na simulação com vento de leste e topografia realística

(Figura 4.29c). Nesta simulação, as partes onde a topografia é mais baixa, também têm menores valores no fluxo de calor sensível (entre 60 W m^{-2} e 100 W m^{-2}). Na parte onde a topografia é mais elevada, os valores do fluxo de calor sensível ficam entre 110 W m^{-2} e 160 W m^{-2} .

Para a simulação com ocupação do solo do tipo urbana e vento de leste (Figura 4.29d), assim como no campo de temperatura (Figura 4.23d), o fluxo de calor sensível não segue exatamente a topografia. O fluxo se apresenta aparentemente em faixas, onde quando a topografia é mais elevada o fluxo é também maior. Nesta simulação o fluxo varia de 130 W m^{-2} a 350 W m^{-2} .

Para a simulação com ocupação urbana e vento de norte (Figura 4.29f), o fluxo também se apresenta em faixas que não seguem a topografia. Porém, no centro da grade, que é uma região de vale, aparece um máximo no fluxo de calor sensível. Este máximo é de aproximadamente 700 W m^{-2} . No restante da grade o fluxo de calor sensível médio é de 200 W m^{-2} a 250 W m^{-2} .

4.13.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

Na simulação com topografia plana (Figura 4.30a), a região ocupada pela área urbana apresenta maior fluxo de calor sensível (300 W m^{-2}). Esta região apresentou também baixos valores de umidade específica (Figura 4.26a) e temperatura mais alta que no entorno. Pode-se dizer que a região age como uma ICU.

4.13.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

Na simulação com topografia realística (Figuras 4.30b e 4.30c), o centro da grade, que tem ocupação do tipo urbana, também apresenta maiores valores de fluxo de calor sensível. O máximo valor verificado foi 300 W m^{-2} .

A direção do vento e a topografia mostraram ser fatores que influenciam no campo horizontal do fluxo de calor em superfície, quando a ocupação do solo é do tipo homogênea rural. Para a ocupação do solo do tipo homogênea urbana ou heterogênea, o fluxo de calor sensível independe da direção do vento e da topografia. A ocupação heterogênea do solo mostra o contraste entre as áreas urbana e rural, onde a área urbana tem maior fluxo de calor sensível, o que indica uma maior camada limite planetária sobre a área urbana.

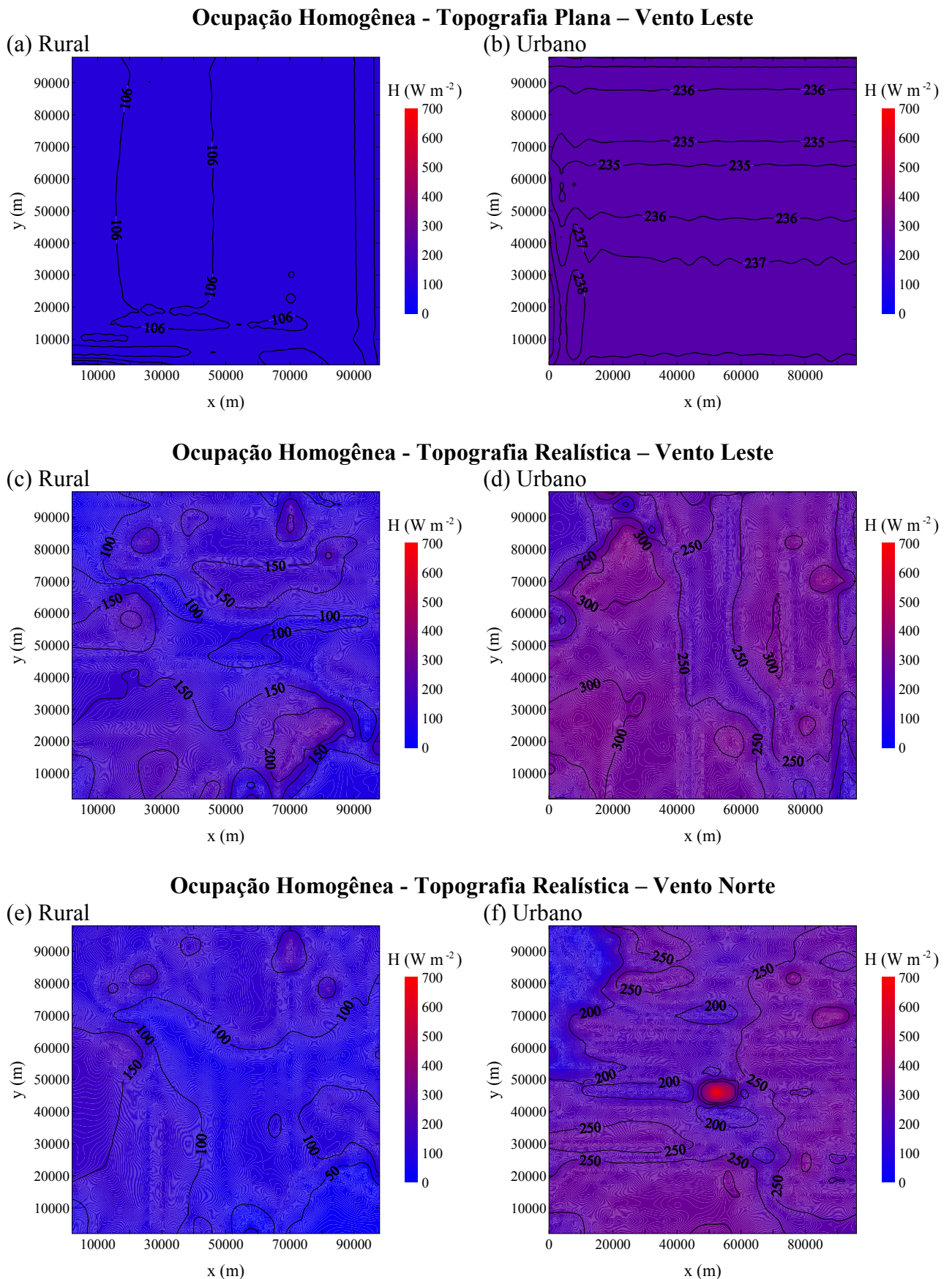
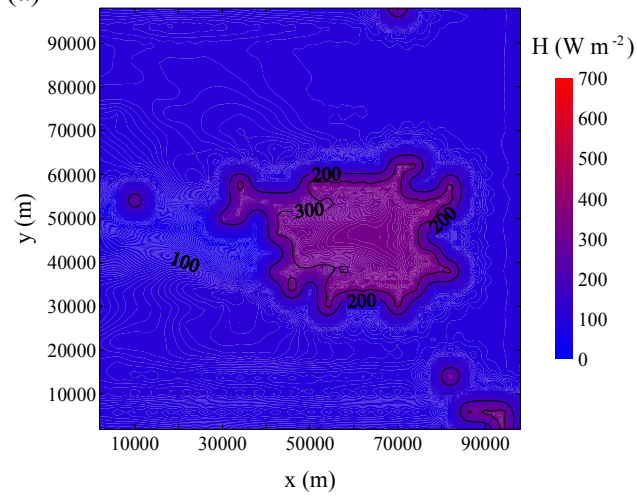


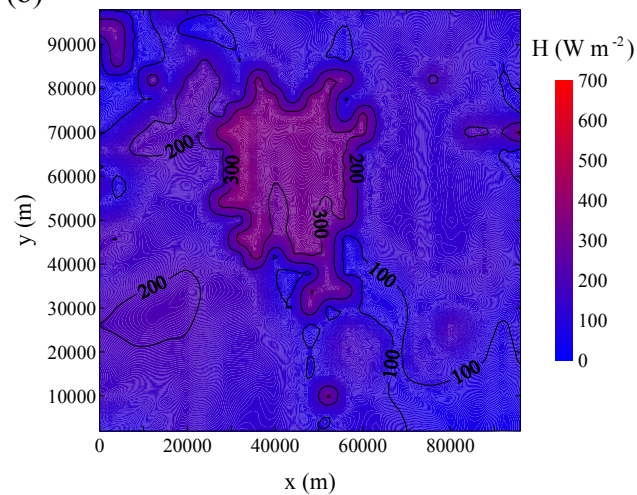
Figura 4.29 – Linhas de contorno de fluxo de calor sensível na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.

Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste

(a)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste**

(b)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte**

(c)

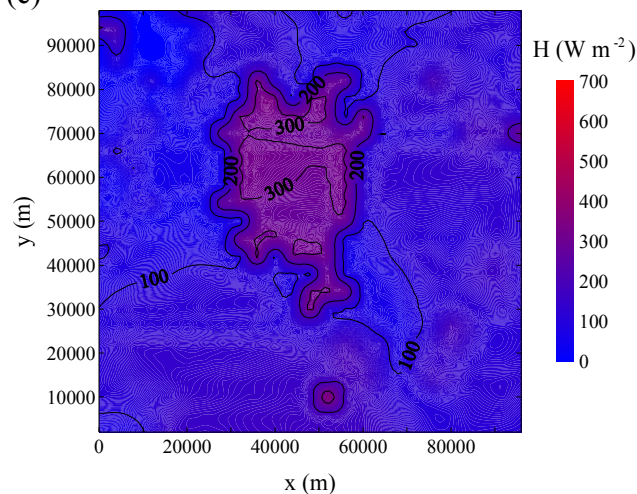


Figura 4.30 – Linhas de contorno de fluxo de calor sensível na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.

4.14. Fluxo de Calor Latente da Superfície – Plano Horizontal

O fluxo de calor latente, por conservação de energia, deve ser oposto ao que foi verificado no fluxo de calor sensível. Deve ter altos valores na área rural e valores mais baixos na área urbana. As figuras (4.31) e (4.32) mostram as linhas de contorno do fluxo de calor latente às 15:00 HL.

4.14.1. Topografia Plana e Ocupação Homogênea

As simulações com topografia plana (Figuras 4.31a e 4.31b) mostram fluxo de calor latente praticamente constante, tanto para ocupação rural (Figura 4.31a), como para ocupação urbana (Figura 4.31b). Para área rural o fluxo de calor latente foi em torno de 400 W m^{-2} . Na área urbana o fluxo de calor latente foi de 149 W m^{-2} . Como sobre a área rural há maior disponibilidade de água na atmosfera, como mostrado na Figura 4.25, é de se esperar que o fluxo de calor latente seja maior sobre a área rural do que sobre a área urbana.

4.14.2. Topografia Realística e Ocupação Homogênea

As simulações com topografia realística (Figuras 4.31 c a 4.31f) mostram os maiores valores para o fluxo de calor latente nas regiões onde a topografia é menos elevada, não dependendo da direção do vento ou do tipo de ocupação. Para ocupação rural o fluxo de calor latente máximo foi de 400 W m^{-2} (Figuras 4.31c e 4.31e) e para ocupação urbana o máximo foi de 150 W m^{-2} (Figuras 4.31d e 4.31f).

4.14.3. Topografia Plana e Ocupação Heterogênea

Na simulação com topografia plana (Figura 4.32a), a região com ocupação rural apresentou os menores valores de fluxo de calor latente (200 W m^{-2}), indicando que sobre esta área a quantidade de água disponível na atmosfera é menor que no entorno (400 W m^{-2}).

4.14.4. Topografia Realística e Ocupação Heterogênea

Na simulação com topografia realística (Figuras 4.32b e 4.32c), na região com ocupação urbana o fluxo de calor latente também foi da ordem de 200 W m^{-2} , enquanto a área com ocupação rural chegou a 400 W m^{-2} , independente da direção do vento.

O fluxo de calor latente, mostrado nas Figuras (4.31) e (4.32) mostrou que apenas o tipo de ocupação do solo é responsável pela liberação de calor para a atmosfera. A topografia e a direção do vento pouco interferiram na distribuição espacial de calor latente na grade. A área urbana, como possui menor quantidade de água disponível, teve o fluxo de calor latente menor que o a área rural.

Como as regiões que apresentam baixos valores de fluxo de calor latente têm, por conservação de energia, que apresentar altos valores de calor sensível, pelo campo mostrado, pode-se dizer que as regiões com menores valores de calor latente são as regiões onde a altura da CLP é maior.

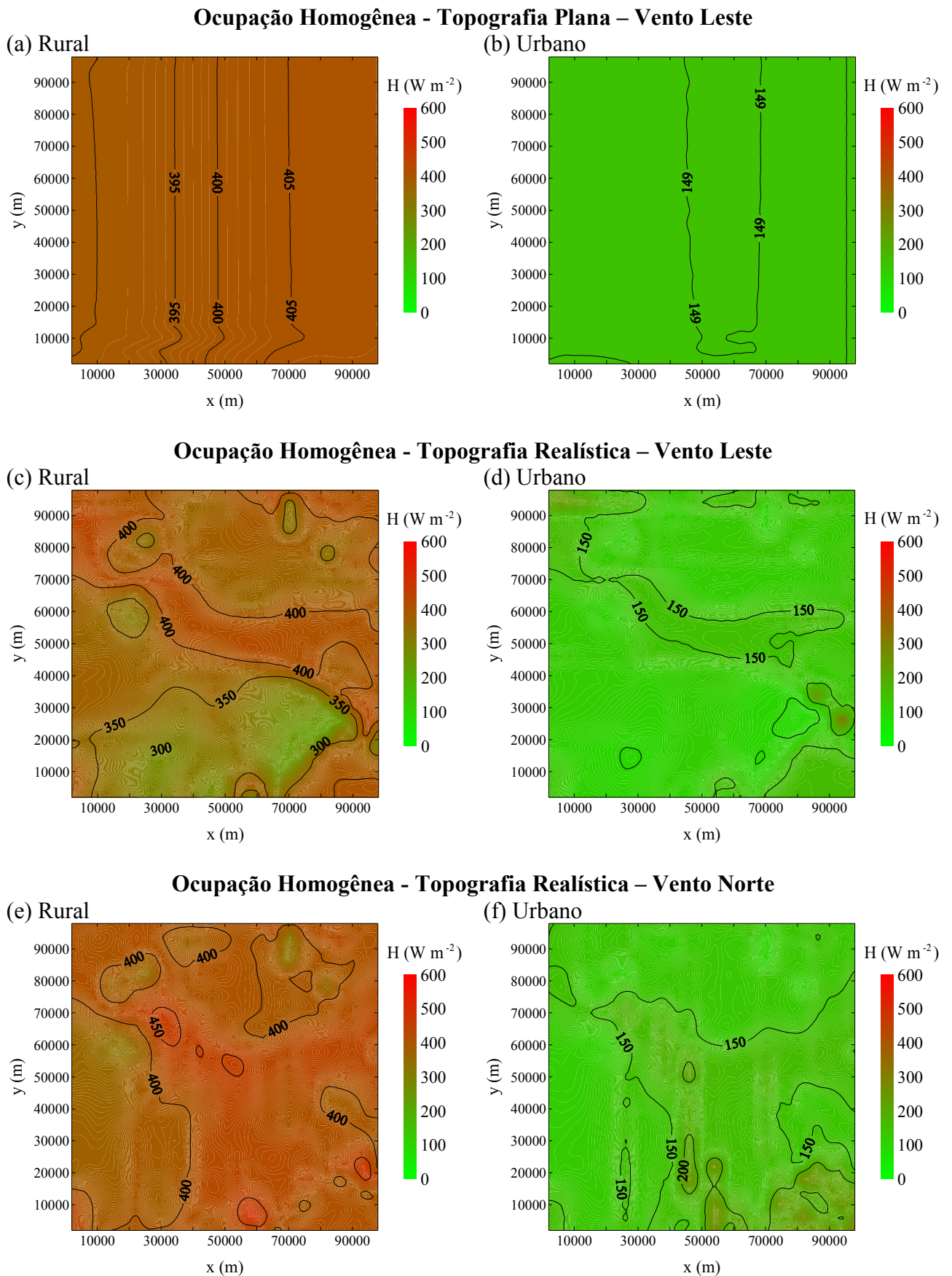
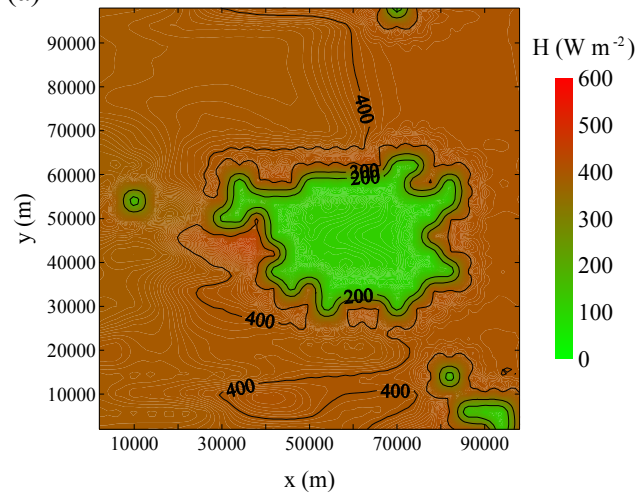


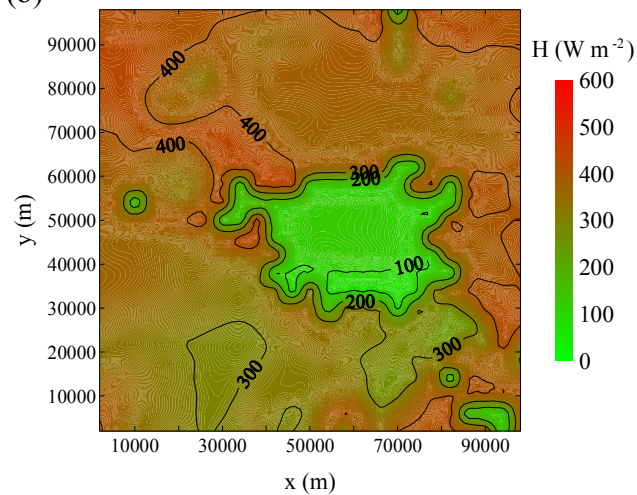
Figura 4.31 – Linhas de contorno de fluxo de calor latente na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.

Ocupação Urbano-Rural – Topografia Plana – Vento Leste

(a)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Leste**

(b)

**Ocupação Urbano-Rural – Topografia Realística – Vento Norte**

(c)

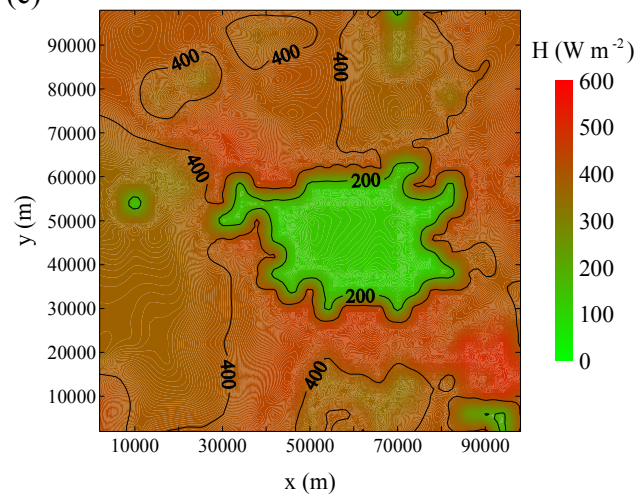


Figura 4.32 – Linhas de contorno de fluxo de calor latente na superfície no plano horizontal para verão às 15:00 HL.

A distribuição espacial dos campos de temperatura, vento, umidade específica, velocidade de atrito e fluxos de calor sensível e latente deram uma idéia de como a topografia e a ocupação do solo influenciam nas propriedades da CLP. A área rural apresentou altos valores de umidade específica e de fluxo de calor latente, indicando que as áreas com este tipo de ocupação têm maior quantidade de água disponível na atmosfera. Para ocupação urbana a temperatura, a velocidade de atrito e o fluxo de calor sensível foram mais intensos, indicando que a CLP é maior com esse tipo de ocupação. A topografia se mostrou um agente intensificador das propriedades, principalmente quando a ocupação era do tipo urbana, seja nas simulações com ocupação homogênea quanto com ocupação heterogênea.

5. Conclusões

O objetivo deste trabalho é investigar o papel da topografia e da ocupação do solo na evolução temporal e espacial da CLP na RMSP. A metodologia utilizada consiste em simular as propriedades da CLP através do modelo de mesoescala TVM-NH.

Para verificar a influência que a topografia e a ocupação do solo exercem na evolução espacial e temporal da CLP na Cidade de São Paulo optou-se em comparar as simulações numéricas variando a topografia (plana e realística) e a ocupação do solo (homogênea e heterogênea). No caso da ocupação do solo heterogênea optou-se em utilizar somente a ocupação urbana e a rural, com as características (área, rugosidade, emissividade, albedo, comprimento de rugosidade, capacidade térmica e profundidade de amortecimento do ciclo diurno de temperatura) fornecidas pelo IGBP.

O modelo empregado neste estudo é denominado TVM-NH (Topographic Vorticity-Mode Model Non-Hydrostatic). O modelo TVM-NH contém uma camada de superfície do solo e uma camada atmosférica dividida em duas subcamadas: uma camada de interface, próxima à superfície, onde os parâmetros meteorológicos dependentes do tempo são calculados por funções de estabilidade; e uma camada atmosférica, em que as equações dinâmicas e termodinâmicas são resolvidas usando método de diferenças finitas. Os valores de umidade e temperatura da superfície são calculados usando equações da energia na superfície e balanço de umidade, forçados por valores de radiação solar calculados internamente. As equações no TVM-NH utilizam um sistema de coordenadas vertical que se ajusta à topografia (coordenadas σ -z). O modelo TVM-NH usa o fechamento de ordem 1,5 para a equação da energia cinética turbulenta (ECT).

Assim, neste trabalho foram apresentadas as simulações numéricas utilizando ocupações do solo do tipo homogênea rural, homogênea urbana e heterogênea urbano-rural, topografia

idealizada plana e vento de leste, topografia realística e vento de leste, topografia realística e vento de norte. Todas as simulações tiveram início às 18:00 HL e 24 horas de duração. Foram analisadas as últimas 12 horas, que correspondem ao período diurno, quando a CLP é convectiva. As condições atmosféricas foram idealizadas para representar uma situação de verão. A intensidade do escoamento geostrófico foi mantida constante e igual a 5 m s^{-1} em todas as simulações.

O modelo TVM-NH foi inicialmente validado utilizando-se como referência as observações de radiação solar, temperatura e umidade específica observados na Plataforma Micrometeorológica do IAG durante o mês de janeiro, entre 1994 e 2004. Os resultados indicam que o ciclo diurno de radiação solar incidente na superfície simulado pelo TVM-NH é independente da posição, atingindo a máxima amplitude de aproximadamente 780 W m^{-2} em torno das 12:00 HL. Comparado com a máxima amplitude observada na Plataforma Micrometeorológica do IAG durante o mês de janeiro, 650 W m^{-2} , verifica-se uma discrepância de 130 W m^{-2} menor do que o simulado. Esta diferença é atribuída ao fato do modelo TVM-NH não conter nuvens e poluentes atmosféricos que, com certeza, atenuam a radiação solar incidente na cidade de São Paulo. A comparação com os demais parâmetros permite concluir que o modelo TVM-NH subestima os valores de temperatura do ar e umidade específica médias na região da Plataforma Micrometeorológica do IAG durante o mês de janeiro. Esta discrepância é coerente com o fato de que os valores observados estão no nível do abrigo (1,5 m de altura) e as simulações são feitas a 10 m da superfície. No mais, as simulações conseguem reproduzir o ciclo diurno da temperatura média de janeiro, com um máximo relativo às 15:00 HL para todas as simulações e nos cinco pontos. A umidade específica, no entanto, que se apresenta aparentemente constante durante o período diurno, com um máximo na primeira metade das simulações, seguida de queda na segunda metade. O fato das simulações serem realizadas a 10 m permite que o vento promova uma maior mistura

das propriedades e a temperatura e a umidade específica tendem a ser menores em relação à superfície.

Os resultados apresentados nas simulações indicam que o modelo TVM-NH é bastante eficaz para simular as propriedades da camada limite planetária, sendo capaz de distinguir bem as condições de contorno inferior utilizadas, bem como a mudança na direção do vento.

Em todos os campos simulados, a ausência de topografia indica que em qualquer ponto da grade, as características da CLP são praticamente as mesmas. O que difere um ponto do outro no caso da simulação com topografia plana é o vento de leste.

Nas simulações realizadas, a ocupação urbana apresenta valores mais intensos de calor sensível, velocidade atrito, energia cinética turbulenta, altura da CLP, etc., do que a ocupação rural, tanto para ocupação homogênea quanto para ocupação heterogênea. Fica, também evidente que a presença da topografia intensifica estes parâmetros. De um modo geral a topografia da RMSP é capaz de intensificar a produção mecânica de ECT através da geração de cisalhamento vertical do vento. A presença da ocupação do solo urbana por sua vez intensifica a produção térmica de ECT.

A direção do vento também se mostrou um fator relevante, junto com a topografia. Para todos os campos analisados, verifica-se que com o vento de norte os parâmetros citados acima são mais intensos do que com vento de leste, especialmente no ponto PT_N, que é o ponto localizado na parte mais alta da grade.

Do ponto de vista das circulações locais (Brisa Terra-Terra e Vento Anabático), verificou-se a presença de uma circulação tipo vale-montanha (Vento Anabático) associada à topografia da RMSP, que gera de forma sistemática convergência do vento horizontal em baixos níveis. Esta circulação se intensifica com a ocupação heterogênea (Brisa Terra-Terra), sofre a ação mecânica da topografia (canalização) e parece independe da direção do escoamento (norte e leste).

Como no verão os ventos induzidos pelo anticiclone do Atlântico Sul e pela Baixa Continental mantêm-se nas direções N-NE na RMSP (Oliveira *et al.*, 2003), pode-se dizer que os resultados das simulações com o vento de norte representam melhor as condições médias do verão na RMSP em dias sem nuvem e na ausência de brisa marítima.

Os resultados apresentados neste trabalho indicam de forma consistente uma relação direta entre a evolução diurna da CLP e a topografia da RMSP. Apesar dessa consistência, torna-se necessário confrontar estes resultados numéricos com observações da estrutura tridimensional da CLP na RMSP. Portanto, seria importante futuramente efetuarem-se observações do perfil vertical de temperatura, umidade específica e vento horizontal ao longo da CLP em diferentes pontos da RMSP e durante o período convectivo. No presente estudo foram selecionados 5 pontos que podem servir de base para o planejamento de futuras campanhas observacionais.

Do ponto de vista da modelagem, apesar do modelo TVM-NH apresentar um desempenho muito bom, ele ainda necessita de melhorias para poder simular a evolução da CLP em regiões urbanas com condições mais realistas. Entre as modificações necessárias destaca-se a introdução de um esquema de acoplamento entre a atmosfera e o dossel urbano. Além disso, será importante também modificar o atual esquema de transferência radiativa (Sasamori, 1968; Schayes, 1982) de modo a incluir o efeito dos aerossóis e de outros poluentes no balanço de radiação da superfície.

6. Referências Bibliográficas

- Atkinson, B. W., 2003: Numerical Modeling of Urban Heat-Island Intensity. *Boundary-Layer Meteorology*, **109**, 285-310.
- Banta, R. M., 1984: Daytime Boundary-Layer Evolution over Mountainous Terrain. Part I: Observations of the Dry Circulations. *Monthly Weather Review*, **112**, 340-356.
- Bornstein, R. D., 1975: The Two-Dimensional URBMET Urban Boundary Layer Model. *Journal of Applied Meteorology*, **14**, 1459-1477.
- Bornstein, R. D., 1987: Mean Diurnal Circulation and Thermodynamic Evaluation of Urban Boundary Layers. *Modeling the urban boundary layer*. AMS, 31 October-4 November, 1983, Baltimore, MD.
- Bornstein, R. D., *et al.*, 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale- β (TVM) Model. Part II: Evaluation. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 1824-1834.
- Clappier, A., *et al.*, 2000: Effect of Sea Breeze on Air Pollution in the Greater Athens Area. Part I: Numerical Simulations and Field Observations. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 546-562.
- Freitas, E. D., 2003: Circulações Locais em São Paulo e sua Influência Sobre a Dispersão de Poluentes, *Tese de Doutorado*, Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG/USP, 176 pp.
- Grimmond, C. S. B., *et al.*, 1998: Aerodynamic Roughness of Urban Areas Derived from Wind Observations. *Boundary-Layer Meteorology*, **89**, 1-24.
- Grossi, P., *et al.*, 2000: Effect of Sea Breeze on Air Pollution in the Greater Athens Area. Part II: Analysis of Different Emission Scenarios. *Journal of Applied Meteorology*, **39**, 563-575.
- Hunt, J. C. R., *et al.*, 2003: Unsteady Thermally Driven Flows on Gentle Slopes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**, 2169-2182.

- Jauregui, E., *et al.*, 1992: Aspects of Heat-Island Development in Guadalajara, México. *Atmospheric Environment*, **26B**, 391-396.
- Jazcilevich, A., *et al.*, 2000: Simulated Urban Climate Response to Historical Land Use Modification in the Basin of Mexico. *Climatic Change*, **44**, 515-536.
- Kalnay, E. and Cai, M., 2003: Impact of Urbanization and Land-Use Change on Climate. *Nature*, **423**, 529-531.
- Karam, H. A., 1995: Simulação Numérica Tridimensional da Camada Limite Planetária em Iperó - SP, *Dissertação de Mestrado*, Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG/USP, 112 pp.
- Karam, H. A., *et al.*, 1996: Simulação Numérica da Dispersão de SO₂ na Região de Candiota com um Modelo Lagrangiano. *Workshop on Air Pollution and Acid Rain: The Candiota Program*, 104-113.
- Karam, H. A., 2002: Estudo do Jato de Baixos Níveis e das Implicações no Transporte de Poluentes no Estado de São Paulo, *Tese de Doutorado*, Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG/USP, 195 pp.
- Karam, H. A.; Oliveira, A. P. e Soares, J., 2003: Application of Mass Conservation Method to Investigate the Wind Patterns over an Area of Complex Topography. *Revista Brasileira de Ciências Mecânicas*, **25 (2)**, 107-113.
- Kimura, F. and Kuwagata, T., 1995: Horizontal Heat Fluxes over Complex Terrain Computed Using a Single Mixed-Layer Model and a Numerical Model. *Journal of Applied Meteorology*, **34**, 549-558.
- Lee, H. N. and Kau, W. S., 1984: Simulation of Three-Dimensional Wind Flow over Complex Terrain in the Atmospheric Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **29**, 381-396.
- Lee, S. -H. and Kimura, F., 2001: Comparative Studies in the Local Circulations Induced by Land-Use and by Topography. *Boundary-Layer Meteorology*, **101**, 157-182.
- Lemonsu, A. and Masson, V., 2001: Simulation of a Summer Urban Breeze over Paris. *Boundary-Layer Meteorology*, **104**, 463-490.

- Marth, L., 2000: Surface Heterogeneity and Vertical Structure of the Boundary Layer. *Boundary-Layer Meteorology*, **96**, 33-62.
- Martilli, A., 2003: A Two-Dimensional Numerical Study of the Impact of a City on Atmospheric Circulation and Pollutant Dispersion in a Coastal Environment. *Boundary-Layer Meteorology*, **108**, 91-119.
- Martin, F., Crespi S. N. and Palacios, M., 2001a: Simulations of Mesoscale Circulations in the Center of the Iberian Peninsula for Thermal Low Pressure Conditions. Part I: Evaluation of the Topography Vorticity-Mode Mesoscale Model. *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 880-904.
- Martin, F., Palacios, M., and Crespi, S. N., 2001b: Simulations of Mesoscale Circulations in the Center of the Iberian Peninsula for Thermal Low Pressure Conditions. Part II: Air-Parcel Transport Patterns. *Journal of Applied Meteorology*, **40**, 905-914.
- Monteith, J. L., 1981: Evaporation and Surface Temperature. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **107**, 1-27.
- Oke, T. R., 1982: The Energetic Basis of the Urban Heat Island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **108**, 1-24.
- Oke, T. R., *et al.*, 1999: The Energy Balance of Central Mexico City During the Dry Season. *Atmospheric Environment*, **33**, 3913-3930.
- Oliveira, A. P., *et al.*, 2002: Correlation Models of Diffuse Solar-Radiation Applied to the City of São Paulo, Brazil. *Applied Energy*, **71**, 59-73.
- Oliveira, A. P., Bornstein, R. D. and Soares, J., 2003: Annual and Diurnal Wind Pattern in the City of São Paulo. *Wind, Air, and Soil Pollution: Focus*, **3**, 3-15.
- Oliveira, A. P., *et al.*, 2004: Numerical Modeling of the Planetary Boundary Layer. *Thermal Engineering*, **5**, 74-83.
- Pereira, M. M. R., 2004: Estudo do Transporte Local de Poluentes em Iperó por Meio de um Modelo Lagrangiano de Partículas, *Tese de Doutorado*, Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG/USP, 103 pp.

- Pielke, R. A. and Segal, M., 1986: Mesoscale Circulations Forced by Differential Terrain Heating. *Mesoscale Meteorology and Forecasting*. American Meteorological Society, Boston.
- Roth, M., 2000: Review of Atmospheric Turbulence over Cities. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **126**, 941-990.
- Sasamori, T., 1968: The Radiative Cooling Calculation for Application to General Circulation Experiments. *Journal of Applied Meteorology*, **7**, 721-729.
- Schayes, G., 1982: Direct Determination of Diffusivity Profiles from Synoptic Reports. *Atmospheric Environment*, **16**, 1407-1413.
- Schayes, G., Thunis, P., Bornstein, R. D., 1996: Topographic Vorticity-Mode Mesoscale- β (TVM) Model. Part I: Formulation. *Journal of Applied Meteorology*, **35**, 1815-1823.
- Stivari, S. M. S., *et al.*, 2003: Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze. *Journal of Applied Meteorology*, **42**, 37-50.
- Stivari, S. M. S.; Oliveira, A. P. and Soares, J., 2005: On the Climate Impact of the Local Circulation in the Itaipu Lake Area. *Climatic Change*, **72**, 103-121.
- Stull, R. B., 1988: *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Kluwer Academic Publishers, Boston, 680 pp.
- Tapp, M. C. and White, P. W., 1976: A Non-Hydrostatic Mesoscale Model. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **102**, 277-296.
- Tennekes, H. and Lumley, J. L., 1972: *A First Course in Turbulence*. The MIT Press, Cambridge, 300 pp.
- Tennekes, H., 1973: A Model for the Dynamics of the Inversion Above a Convective Boundary Layer. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **30**, 558-567.
- Tian, W. and Parker, D. J., 2003: A Modeling Study Analysis of Orographic Effects on Boundary-Layer Shallow Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**, 1981-1991.

- Thunis, P. and Clappier, A., 2000: Formulation and Evaluation of a Nonhydrostatic Mesoscale Vorticity Model (TVM). *Monthly Weather Review*, **128**, 3236-3251.
- Tian, W. and Parker, D. J., 2003: A Modeling Study and Scaling Analysis of Orographic Effects on Boundary Layer Shallow Convection. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **60**, 1981-1991.
- Wood, N., 2000: Wind Flow Over Complex Terrain: a Historical Perspective and the Prospect for Large-Eddy Modelling. *Boundary Layer Meteorology*, **96**, 11-32.