

**Universidade de São Paulo**  
**Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas**  
**Departamento de Ciências Atmosféricas**

**Luana Ribeiro Macedo**

**Cenários de urbanização e seus impactos nas variáveis atmosféricas que  
contribuem para formação de ilha urbana de calor na Região Metropolitana de  
São Paulo**

**São Paulo**  
**2020**

**LUANA RIBEIRO MACEDO**

**Cenários de urbanização e seus impactos nas variáveis atmosféricas que contribuem para formação de ilha urbana de calor na Região Metropolitana de São Paulo.**

Tese apresentada ao Programa de Meteorologia do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas como condição parcial para obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Meteorologia  
Orientador: Prof. Dr. Edmilson Dias de Freitas

Versão Corrigida – O original encontra-se disponível na unidade.

São Paulo  
2020

*Minha mãe, Elizete, que sempre me incentivou,  
por todo amor, paciência e compreensão.*

## **AGRADECIMENTOS**

Em primeiro lugar a *Deus* pelo dom da vida, por ter me concedido sabedoria para transformar e ressignificar todas as experiências vividas ao longo do doutorado.

Ao Prof. Edmilson Dias de Freitas por ter me tirado da zona de conforto apresentando uma área de pesquisa distinta da que eu estava acostumada a trabalhar e pela orientação.

A minha mãe, Elizete, mulher guerreira, por todo esforço realizado para me proporcionar uma boa formação, por ser meu exemplo de vida, meu porto seguro.

Ao meu Pai Jorge, minha irmã Naiara, meus afilhados Pedro e Mirella pelo amor, carinho, incentivo e compreensão durante toda a minha vida acadêmica e pela confiança que sempre depositam em mim.

Ao Prof. Yoshihiro Yamasaki por ter me apresentado o mundo da pesquisa, por ser meu exemplo de mestre, por todos os ensinamentos, carinho e pela amizade. Gratidão.

Ao Prof. Ricardo Hallak pelos momentos de discussão e apoio durante o período de qualificação e posterior a esse. Meus sinceros agradecimentos

Ao Prof. Pedro Leite Silva Dias pelo apoio durante o período da qualificação, sugestões e auxílio sempre que possível.

Aos colegas dos projetos de extensão do Instituto de Química e do Instituto de Física por me permitirem viver experiências novas a cada dia, por todo carinho e aprendizado.

Aos meus amigos Adilson Magno, Andressa Cardoso, Bruno Puccinelli, Djalma Melo, Dejanira Braz, Emilia Brasílio, João Basso, Jurandir Aparecido, Marcelo Tomé, Marco Aurélio, Manoel Lopes, Priscila Almeida, Rubinei Dorneles, Vanessa Messias, por todo incentivo, apoio, compreensão, carinho e pelos momentos de lazer.

A Luciana Pereira por ser meu anjo da guarda no IAG, pelo carinho especial, por cuidar da minha saúde com as melhores refeições e pela amizade. Minha eterna gratidão.

A Bruna Amaral, Cristiane Lucke e Rosana Araújo por todo apoio nos últimos anos, pelo carinho e atenção.

A equipe que mantém o Laboratório MASTER (IAG-USP) em especial ao Jean Peres.

As secretárias do Departamento de Ciências Atmosféricas do IAG-USP, Ana e Bete aos técnicos de informática, Djalma, Sebastião e Samuel.

À CAPES e ao CNPq pelo auxílio financeiro durante a realização do doutorado.

## RESUMO

MACEDO, L. R. **Cenários de urbanização e seus impactos nas variáveis atmosféricas que contribuem para formação de ilha urbana de calor na Região Metropolitana de São Paulo**. 2020. 121 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2020. Versão Corrigida

O crescimento populacional, associado a dinâmica do processo de urbanização, fez com que várias cidades se desenvolvessem sem um planejamento urbano adequado, causando, assim, mudanças no uso do solo que afetam as propriedades físicas da superfície, bem como as condições climáticas locais e das regiões circunvizinhas. As alterações na superfície proporcionam a formação de um clima próprio, denominado Clima Urbano. Por isso, o objetivo deste trabalho é analisar, através da modelagem numérica, alguns processos de formação da Ilha urbana de Calor (IUC) sobre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) e suas influências sobre o microclima local, considerando as condições atuais e o novo cenário de urbanização, decorrente do Plano Diretor Estratégico (PDE), que prioriza a verticalização de algumas regiões do Estado de São Paulo. Para o estudo foi desenvolvido um mapa de uso e ocupação do solo urbano para a RMSP, considerando as diferenças nas alturas dos edifícios. Utilizando o mapa de uso e ocupação do solo foram alteradas algumas rotinas do código na versão 4.2 do modelo BRAMS, logo foram realizadas simulações, onde os resultados apresentaram uma melhor representação da atmosfera urbana, principalmente em relação ao ciclo diurno da temperatura do ar e da umidade relativa. Os testes estatísticos apresentaram correlações de até 0,9 para o ciclo diurno da temperatura. Em seguida, foram analisados os fluxos de calor que contribuem para o processo de formação das IUC, que nas simulações em que houve um melhor detalhamento das características do solo apresentou um aumento no fluxo de calor sensível e uma redução de até  $100 \text{ W.m}^{-2}$  para o fluxo de calor latente. A verticalização da mancha urbana apresentou diferenças menores que as esperadas para a temperatura, quando comparadas à simulação controle. Esses valores tão pequenos podem ser uma consequência do fato de não ter sido realizado um ajuste nas contribuições das fontes de calor antropogênico.

**Palavras-Chave:** BRAMS, RMSP, uso do solo urbano, Ilha Urbana de Calor.

## ABSTRACT

MACEDO, L. R. **Urbanization scenarios and their impacts on atmospheric variables that contribute to the formation of urban heat island in the Metropolitan Area of São Paulo.** 2020. 138 p. Thesis (Doctorate) – Institute of Astronomy, Geophysics and Atmospheric Sciences, University of São Paulo, 2020.

The population growth associated with the urbanization process dynamics has caused several cities to develop without proper urban planning. Thus, it has been causing changes in land use that affect the physical properties of the surface as well as the local and surrounding climatic conditions. The changes in the surface provide the formation of a specific climate, called Urban Climate. Therefore, the objective of this work is to analyze through numerical modeling some processes of formation of the urban heat islands (UHI) on the Metropolitan Region of São Paulo (RMSP) and its influences on the local microclimate, considering the current conditions and the new urbanization scenario, arising from the Strategic Master Plan (PDE), which prioritizes the verticalization of some regions of the State of São Paulo. In this study a map of urban land use and occupation was developed for the MRSP, considering the differences in the heights of the buildings. Using the map of land use and occupation, some code routines were changed in version 4.2 of the BRAMS model. Then, simulations were carried out where the results showed a better representation of the urban atmosphere, mainly in relation to the daytime cycle of air temperature and relative humidity. Statistical tests showed correlations of up to 0.9 for the daytime temperature cycle. Then, the heat flows that contribute to the formation process of the UHI were analyzed, which in the simulations in which there was a better detailing of the soil characteristics showed an increase in the  $100 \text{ Wm}^{-2}$  for the latent heat flow. The verticalization of the urban spot showed smaller differences than expected for the temperature, when compared to the control simulation. These small values may be a consequence of the fact that an adjustment has not been made to the contributions of anthropogenic heat sources.

**Keywords:** BRAMS, RMSP, urban land use, Urban Heat Islands.

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1.1 – INTERAÇÃO ATMOSFÉRICA NAS TRÊS ESCALAS ESPACIAIS URBANAS: (A) MESOESCALA, (B) ESCALA LOCAL E (C) MICROESCALA. A SETA MAIOR EM NEGRITO EM CADA UMA DAS FIGURAS INDICA O SENTIDO MÉDIO DO VENTO. AS SETAS MENORES, MOSTRADAS EM (B) E EM (C), INDICAM A ORIGEM DO FLUXO MÉDIO E TURBULENTO. FONTE: ADAPTADO DE GRIMMOND (2006). .....	4
FIGURA 1.2 - ALTURA (H), LARGURA (W) E COMPRIMENTO (L) DO CÂNION. FONTE: ADAPTADO DE SANTAMOURIS, ET AL., 2006. ....	7
FIGURA 1.3 – FATOR DE VISÃO DO CÉU EM SOLO ABERTO E EM UMA ÁREA COM GRANDES EDIFÍCIOS. RETIRADO DE KNMI, UHI (2009). .....	8
FIGURA 1.4 – VARIAÇÃO DA TEMPERATURA PARA DIVERSOS PONTOS NAS REGIÕES RURAIS, SUBURBANA E URBANA. FONTE: EPA, UHI BASICS DE 2008. ....	8
FIGURA 1.5 – ESTRUTURA DA ATMOSFERA E PROCESSO DE FORMAÇÃO DE IUC PROPOSTA POR OKE (1978). FONTE: ADAPTADO DE: <a href="https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-07/documents/epa_how_to_measure_a_uhi.pdf">HTTPS://WWW.EPA.GOV/SITES/PRODUCTION/FILES/2014-07/DOCUMENTS/EPA_HOW_TO_MEASURE_A_UHI.PDF</a> .....	10
FIGURA 1.6 – VARIAÇÃO DA CAMADA LIMITE URBANA NO PERÍODO DIURNO E NOTURNO. FONTE: ADAPTADO DE: <a href="https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-07/documents/epa_how_to_measure_a_uhi.pdf">HTTPS://WWW.EPA.GOV/SITES/PRODUCTION/FILES/2014-07/DOCUMENTS/EPA_HOW_TO_MEASURE_A_UHI.PDF</a> .....	11
FIGURA 1.7 – ESQUEMA DA CIRCULAÇÃO DE BRISA MARÍTIMA. FONTE: MILLER ET AL, P.2, (2003). ....	13
FIGURA 1.8 – LOCALIZAÇÃO DA REGIÃO METROPOLITANA DE SÃO PAULO. ....	15
FIGURA 1.9 – EVOLUÇÃO DA EXPANSÃO URBANA NA RMSP FONTE: VILLAÇA 1978, CESAD, 1982 E 1995 ( <a href="http://www.cesadweb.fau.usp.br/index.php">HTTP://WWW.CESADWEB.FAU.USP.BR/INDEX.PHP</a> ) E LANDSAT—5 TM, PARA 2002. OBTIDO DE: SILVA DIAS ET AL. 2013. ....	15
FIGURA 1.10 – VISÃO TRIDIMENSIONAL DA RMSP, COM SERRA DA MANTIQUEIRA, DA CANTAREIRA, SERRA DO MAR E PARTE DO LITORAL PAULISTA. FONTE: FREITAS (2003) .....	16
FIGURA 1.11 – CICLO ANUAL DA TEMPERATURA MÉDIA DO AR E A RADIAÇÃO SOLAR INCIDENTE PARA O PERÍODO DE JANEIRO DE 2000 A DEZEMBRO DE 2017 NA RMSP. ....	16
FIGURA 1.12 – TEMPERATURA MÉDIA PARA OS CICLOS SAZONAIS (A) OUTONO (B) INVERNO (C) PRIMAVERA (D) VERÃO PARA O PERÍODO DE 2000 A 2017. ....	17
FIGURA 1.13 – TEMPERATURA E PRECIPITAÇÃO MÉDIA DIÁRIA PARA O MÊS DE ABRIL DE 2016. ....	18
FIGURA 1.14 – ROSA DOS VENTOS MÉDIA (DIREÇÃO E INTENSIDADE) PARA ESTAÇÃO ÁGUA FUNDA NO PERÍODO DE 2000 A 2017. ....	19
FIGURA 1.15 – ROSA DOS VENTOS CICLO DIURNO MÉDIO (DIREÇÃO E INTENSIDADE) PARA ESTAÇÃO ÁGUA FUNDA PERÍODO DE 2000 A 2017. ....	20
FIGURA 2.1 – MAPA DE USO E OCUPAÇÃO DO SOLO PARA A RMSP. ....	29
FIGURA 2.2 – ZOOM DO MAPA DE USO E OCUPAÇÃO DO SOLO DA RMSP. ....	29
FIGURA 2.3 – MAPA DE USO E OCUPAÇÃO DO SOLO URBANO COM RESOLUÇÃO DE 1 KM. ....	31
FIGURA 2.4 – TEMPERATURA DA SUPERFÍCIE TERRESTRE PARA A RMSP NO DIA 23/09/2015 AS 13HL 04MIN. ....	33
FIGURA 3.1 - ESQUEMA DE EXECUÇÃO DO MODELO BRAMS. ....	35

FIGURA 3.2 – ESQUEMA DE TRANSFERÊNCIA DE CALOR E UMIDADE ENTRE OS MEMBROS NO LEAF-2 PARA DOIS “PATCHES” DE UMA CÉLULA DE GRADE. AS LETRAS A, C, V, S, E G INDICAM A ATMOSFERA, O AR DO DOSSEL, A VEGETAÇÃO, NEVE E SOLO, RESPECTIVAMENTE. O SENTIDO DOS FLUXOS É INDICADO PELAS SETAS E O FLUXO ASSOCIADO A CADA SETA É REPRESENTADO PELA PRIMEIRA LETRA DO TEXTO QUE ACOMPANHA A MESMA ([H] TRANSFERÊNCIA DE CALOR, [W] TRANSFERÊNCIA DE ÁGUA, [R] TRANSFERÊNCIA DE RADIAÇÃO DE ONDA LONGA). A FONTE DE TRANSFERÊNCIA É INDICADA PELA SEGUNDA LETRA QUE ACOMPANHA A SETA E O RECEPTOR PELA TERCEIRA. FONTE: WALKO ET AL. (2000) .....	36
FIGURA 3.3 – DOMÍNIOS DE INTEGRAÇÃO UTILIZADOS NO MODELO BRAMS (1) REFERE-SE A GRADE DE 4 KM E (2) A GRADE DE 1 KM.....	43
FIGURA 3.4 – USO DO SOLO UTILIZADO NAS SIMULAÇÕES (A) PROC1 COM DOIS TIPOS DE SOLO URBANO DESCRITO POR FREITAS (2003), (B) PROC2 SEIS TIPOS DE SOLO URBANO E (C) PROC3 SUBSTITUIÇÃO DE TODA A ÁREA URBANA POR VEGETAÇÃO DO TIPO FLORESTA MISTA. ....	44
FIGURA 3.5 – COMPARAÇÃO ENTRE A SÉRIE TEMPORAL DE TEMPERATURA A 2 METROS OBSERVADA (LINHA PRETA), SIMULADA PROC1 (LINHA AZUL) E PROC2 (LINHA VERMELHA) PARA O PERÍODO DE 01 A 04 DE ABRIL DE 2016 PARA A ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DA ÁGUA FUNDA.....	48
FIGURA 3.6 – MESMO QUE NA FIGURA 3.6, MAS PARA A ESTAÇÃO DO BUTANTÃ. ....	48
FIGURA 3.7 – MESMO QUE NA FIGURA 3.6, MAS PARA A ESTAÇÃO DO IPIRANGA. ....	49
FIGURA 3.8 – MESMO QUE NA FIGURA 3.6, MAS PARA A ESTAÇÃO DA LAPA.....	49
FIGURA 3.9 – MESMO QUE NA FIGURA 3.6, MAS PARA A ESTAÇÃO DE SANTO AMARO. ....	49
FIGURA 3.10 – COMPARAÇÃO ENTRE A SÉRIE TEMPORAL DE UMIDADE ESPECÍFICA OBSERVADA (LINHA PRETA), SIMULADA PROC1 (LINHA AZUL) E PROC2 (LINHA VERMELHA) PARA O PERÍODO DE 01 A 04 DE ABRIL DE 2016 PARA A ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DA ÁGUA FUNDA.....	50
FIGURA 3.11 – MESMO QUE NA FIGURA 3.11, MAS PARA A ESTAÇÃO DO BUTANTÃ. ....	50
FIGURA 3.12 – MESMO QUE NA FIGURA 3.11, MAS PARA A ESTAÇÃO DO IPIRANGA. ....	51
FIGURA 3.13 – MESMO QUE NA FIGURA 3.11, MAS PARA A ESTAÇÃO DA LAPA.....	51
FIGURA 3.14 – MESMO QUE NA FIGURA 3.11, MAS PARA A ESTAÇÃO DE SANTO AMARO. ....	51
FIGURA 3.15 – COMPARAÇÃO ENTRE A SÉRIE TEMPORAL DE UMIDADE RELATIVA OBSERVADA (LINHA PRETA), SIMULADA PROC1 (LINHA AZUL) E PROC2 (LINHA VERMELHA) PARA O PERÍODO DE 01 A 04 DE ABRIL DE 2016 PARA A ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DA ÁGUA FUNDA.....	52
FIGURA 3.16 – MESMO QUE NA FIGURA 3.16, MAS PARA A ESTAÇÃO DO BUTANTÃ. ....	52
FIGURA 3.17 – MESMO QUE NA FIGURA 3.16, MAS PARA A ESTAÇÃO DO IPIRANGA. ....	53
FIGURA 3.18 – MESMO QUE NA FIGURA 3.16, MAS PARA A ESTAÇÃO DA LAPA.....	53
FIGURA 3.19 – MESMO QUE NA FIGURA 3.16, MAS PARA A ESTAÇÃO DE SANTO AMARO. ....	53
FIGURA 3.20 – GRÁFICO DE DISPERSÃO PARA A TEMPERATURA. A COLUNA À ESQUERDA REFERE-SE AO CENÁRIO PROC1 E À DIREITA AO CENÁRIO PROC2. ....	57
FIGURA 3.21 – GRÁFICO DE DISPERSÃO PARA A UMIDADE ESPECÍFICA. A COLUNA À ESQUERDA REFERE-SE AO CENÁRIO PROC1 E À DIREITA AO CENÁRIO PROC2. ....	60
FIGURA 3.22 – GRÁFICO DE DISPERSÃO PARA A UMIDADE RELATIVA. A COLUNA À ESQUERDA REFERE-SE AO CENÁRIO PROC1 E À DIREITA AO CENÁRIO PROC2. ....	62

FIGURA 4.1 – CAMPO DE TEMPERATURA (2 METROS) E VENTO (10 METROS) DO DIA 03/04/2016 PARA O PROC2 (A) 12 UTC E (C) 19 UTC, PARA O PROC3 (B) 12 UTC E (D) 19 UTC. (BARRA DE CORES INDICA A TEMPERATURA EM °C).....	65
CONTINUAÇÃO - FIGURA 4.1 – CAMPO DE TEMPERATURA (2 METROS) E VENTO (10 METROS) DO DIA 03/04/2016 PARA O PROC2 (A) 12 UTC E (C) 19 UTC, PARA O PROC3 (B) 12 UTC E (D) 19 UTC. (BARRA DE CORES INDICA A TEMPERATURA EM °C) .....	66
FIGURA 4.2 – DIFERENÇA DE TEMPERATURA A 2 METROS ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE PROC2 E AS SIMULAÇÕES PROC1 E PROC3, NOS HORÁRIOS DAS 09 UTC E 20 UTC PARA O DIA 02/04/2016, EM CINZA É REPRESENTADA A MANCHA URBANA.....	68
FIGURA 4.3 – COMPONENTES DO BES PARA A SIMULAÇÃO CONTROLE NO DIA 02/04/2016. NA PARTE SUPERIOR OS RESULTADOS PARA A ESTAÇÃO DO BUTANTÃ E NA INFERIOR PARA A ESTAÇÃO DO IPIRANGA. LINHAS EM AMARELO REPRESENTAM AS ONDAS CURTAS, EM AZUL ONDAS LONGAS, A LINHA VERMELHA O CALOR SENSÍVEL E A VERDE O CALOR LATENTE.....	71
FIGURA 4.4 – DIFERENÇA DO FLUXO DE CALOR SENSÍVEL ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE PROC2 E AS SIMULAÇÕES PROC1 E PROC3 NO DIA 02/04/2016, NOS HORÁRIOS DAS 00 UTC E 18UTC, EM CINZA É REPRESENTADA A MANCHA URBANA.....	73
FIGURA 4.5 – DIFERENÇA DO FLUXO DE CALOR LATENTE ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE PROC2 E AS SIMULAÇÕES PROC1 E PROC3 NO DIA 02/04/2016, NOS HORÁRIOS DAS 00 UTC E 18UTC, EM CINZA É REPRESENTADA A MANCHA URBANA.....	75
FIGURA 4.6 – DIFERENÇA DA RAZÃO DE BOWEN ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE PROC2 E AS SIMULAÇÕES PROC1 E PROC3 NO DIA 02/04/2016, NOS HORÁRIOS DAS 00 UTC E 18UTC, EM CINZA É REPRESENTADA A MANCHA URBANA.....	77
FIGURA 4.7 – CORTE VERTICAL DA DIFERENÇA DA UMIDADE RELATIVA (EM %) ENTRE A SIMULAÇÃO PROC2 E PROC3 E PROC2 E PROC1, NA LATITUDE -23.5 DA RMSP. AS LINHAS EM PRETA DELIMITAM A MANCHA URBANA DA RMSP.....	79
FIGURA 4.8 – INTENSIDADE DA ILHA URBANA DE CALOR (UHII) DA SIMULAÇÃO CONTROLE (PROC2) EM RELAÇÃO À ESTAÇÃO DO BUTANTÃ.....	81
FIGURA 4.9 – EVOLUÇÃO TEMPORAL DA TEMPERATURA EFETIVA PARA A ESTAÇÃO DO BUTANTÃ PARA A SIMULAÇÃO CONTROLE NO PERÍODO DE 01/04/2016 A 04/04/2016.....	83
FIGURA 4.10 – CICLO DIURNO DA TEMPERATURA DO AR PARA A ESTAÇÃO DO BUTANTÃ (A), ESTAÇÃO DO IPIRANGA (B) E ESTAÇÃO DE SANTO AMARO (C), PARA O PERÍODO DE 72 HORAS INICIALIZADO NO DIA 01/04/2016. A LINHA AZUL REPRESENTA A SIMULAÇÃO CONTROLE, A LINHA VERMELHA REPRESENTA A SIMULAÇÃO COM O INCREMENTO DO VALOR DA RAZÃO GEOMÉTRICA E A LINHA VERDE, COM A RAZÃO GEOMÉTRICA REDUZIDA EM 3 VEZES DO SEU VALOR ORIGINAL.....	85
FIGURA 4.11 – CAMPOS DE DIFERENÇA DA TEMPERATURA DO AR NO PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO. A COLUNA DA ESQUERDA REFERE-SE À SIMULAÇÃO A DIFERENÇA ENTRE A PROC2 E PROC4 E A DIREITA REFERENTE DIFERENÇA ENTRE A PROC2 E A PROC5 PARA O DIA 01/04/2016.....	86
FIGURA 4.12 – CAMPOS DE DIFERENÇA DA TEMPERATURA DO AR PARA O PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO. A COLUNA DA ESQUERDA REFERE-SE À SIMULAÇÃO A DIFERENÇA ENTRE A PROC2 E PROC4 E A DIREITA REFERENTE DIFERENÇA ENTRE A PROC2 E A PROC5 PARA O DIA 02/04/2016.....	87

FIGURA 4.13 – CICLO DIURNO DA T <sub>E</sub> DA ESTAÇÃO DO BUTANTÃ PARA O PERÍODO DE 72 HORAS INICIALIZADO NO DIA 01/04/2016. A LINHA AZUL REPRESENTA A SIMULAÇÃO CONTROLE, A LINHA VERMELHA REPRESENTA A SIMULAÇÃO COM O INCREMENTO DO VALOR DA RAZÃO GEOMÉTRICA E A LINHA VERDE, COM A RAZÃO GEOMÉTRICA REDUZIDA EM 3 VEZES DO SEU VALOR ORIGINAL. ....	88
FIGURA 4.14 – CAMPOS DE DIFERENÇA DE TEMPERATURA EFETIVA ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO COM RAZÃO GEOMÉTRICA MODIFICADA. A COLUNA DA ESQUERDA REFERE-SE À SIMULAÇÃO COM O INCREMENTO DA RAZÃO GEOMÉTRICA PROC4 E A DIREITA REFERENTE A REDUÇÃO DA RAZÃO GEOMÉTRICA PROC5 PARA O DIA 01/04/2016.....	88
FIGURA 4.15 – CAMPOS DE DIFERENÇA DE TEMPERATURA EFETIVA ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO COM RAZÃO GEOMÉTRICA MODIFICADA. A COLUNA DA ESQUERDA REFERE-SE À SIMULAÇÃO COM O INCREMENTO DA RAZÃO GEOMÉTRICA PROC4 E A DIREITA REFERENTE A REDUÇÃO DA RAZÃO GEOMÉTRICA PROC5 PARA O DIA 02/04/2016.....	89
FIGURA 4.16 – CICLO DIURNO DA TEMPERATURA DO AR PARA A ESTAÇÃO DO BUTANTÃ (A), ESTAÇÃO DO IPIRANGA (B) E ESTAÇÃO DE SANTO AMARO (C), PARA O PERÍODO DE 72 HORAS INICIALIZADO NO DIA 01/04/2016. A LINHA AZUL REPRESENTA A SIMULAÇÃO CONTROLE, A LINHA VERMELHA REPRESENTA A SIMULAÇÃO COM O ALBEDO DE 0.08 (PROC6) E A LINHA VERDE, COM O ALBEDO DE 0.9 (PROC7). ....	90
FIGURA 4.17 – CAMPOS DE DIFERENÇA DA TEMPERATURA DO AR PARA O PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO. A COLUNA DA ESQUERDA REFERE-SE À SIMULAÇÃO COM O ALBEDO DE 0.08 (PROC6) E A DIREITA COM O ALBEDO DE 0.9 (PROC7) PARA O DIA 01/04/2016.....	91
FIGURA 4.18 – CAMPOS DE DIFERENÇA DA TEMPERATURA DO AR PARA O PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO. A COLUNA DA ESQUERDA REFERE-SE À SIMULAÇÃO COM O ALBEDO DE 0.08 (PROC6) E A DIREITA COM O ALBEDO DE 0.9 (PROC7) PARA O DIA 02/04/2016.....	92
FIGURA 4.19 – CICLO DIURNO DA T <sub>E</sub> DA ESTAÇÃO DO BUTANTÃ PARA O PERÍODO DE 72 HORAS INICIALIZADO NO DIA 01/04/2016. A LINHA AZUL REPRESENTA A SIMULAÇÃO CONTROLE, A LINHA VERMELHA REPRESENTA A SIMULAÇÃO COM O ALBEDO DE 0.08 (PROC6) E A LINHA VERDE, COM O ALBEDO DE 0.9 (PROC7). ....	93
FIGURA 4.20 - CAMPOS DE DIFERENÇA DA TEMPERATURA EFETIVA ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO PROC6 PARA O DIA 01/04/2016. ....	93
FIGURA 4.21 – CAMPOS DE DIFERENÇA DA TEMPERATURA EFETIVA ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO PROC7 PARA O DIA 02/04/2016.....	94
FIGURA 4.22 – CAMPO DE DIFERENÇA DE TEMPERATURA ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO PROC9 PARA O DIA 01/04/2016. ....	95
FIGURA 4.22 – CAMPO DE DIFERENÇA DE TEMPERATURA ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO PROC9 PARA O DIA 01/04/2016. ....	96
FIGURA 4.23 – CAMPO DE DIFERENÇA DE TEMPERATURA ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO PROC9 PARA O DIA 03/04/2016. ....	97
FIGURA 4.24 – CAMPO DE DIFERENÇA DE UMIDADE RELATIVA ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO PROC9 PARA O DIA 01/04/2016.....	99
FIGURA 4.25 – CAMPO DE DIFERENÇA DE UMIDADE RELATIVA ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO PROC9 PARA O DIA 03/04/2016. ....	101

FIGURA 4.26 – CAMPO DE DIFERENÇA DO VENTO NO PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO PROC9 PARA O DIA 01/04/2016.....	103
FIGURA 4.27 – CAMPO DE DIFERENÇA DO VENTO NO PRIMEIRO NÍVEL DO MODELO ENTRE A SIMULAÇÃO CONTROLE E A SIMULAÇÃO PROC9 PARA O DIA 02/04/2016.....	105
FIGURA 4.28 – VARIÁVEIS QUE COMPÕEM O BES PARA A SIMULAÇÃO PROC9. ....	108
FIGURA 4.29 – DIFERENÇA NAS VARIÁVEIS DO BES ENTRE AS SIMULAÇÕES PROC2 E PROC9. ....	109

## LISTA DE TABELAS

TABELA 2.1 – CLASSIFICAÇÃO LOCAL CLIMATE ZONES (LCZs). TIPOS DE USO DO SOLO URBANO. ADAPTADO STEWART E OKE (2012). .....	23
TABELA 2.2 – CLASSIFICAÇÃO LOCAL CLIMATE ZONES (LCZs). TIPOS DE COBERTURA DO SOLO. ADAPTADO STEWART E OKE (2012). .....	24
TABELA 2.3 – BANDAS LANDSAT-8/OLI, USGS (2016) .....	26
TABELA 2.4 – PERCENTAGEM DA ÁREA OCUPADA PARA DIFERENTES TIPOS DE SOLO. ....	30
TABELA 3.1 – OPÇÕES DE “NUDGING” E PARAMETRIZAÇÕES UTILIZADAS NAS SIMULAÇÕES COM O BRAMS. ..	45
TABELA 3.2 - VALORES DE ALGUNS PARÂMETROS UTILIZADOS NO TEB PARA AS SIMULAÇÕES. ....	46
TABELA 3.3 – LOCALIZAÇÃO DAS ESTAÇÕES METEOROLÓGICAS UTILIZADAS COMO REFERÊNCIA. ....	47
TABELA 3.4 – INTERPRETAÇÃO DO ÍNDICE DE CORRELAÇÃO LINEAR. FONTE: SHOBER ET AL.,(2018) .....	56
TABELA 3.5 – ÍNDICES ESTATÍSTICOS PARA TEMPERATURA DO AR A 2 M, PARA A AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES COM AS ESTAÇÕES DE REFERÊNCIA.....	58
TABELA 3.6 – ÍNDICES ESTATÍSTICOS PARA A UMIDADE ESPECÍFICA, PARA A AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES COM AS ESTAÇÕES DE REFERÊNCIA. ....	61
TABELA 3.7 – ÍNDICES ESTATÍSTICOS PARA A UMIDADE RELATIVA, PARA A AVALIAÇÃO DAS SIMULAÇÕES COM AS ESTAÇÕES DE REFERÊNCIA. ....	63
TABELA 4.1 – CLASSIFICAÇÃO DAS CONDIÇÕES DE CONFORTO TÉRMICO HUMANO PELA TEMPERATURA EFETIVA. FONTE: HENTSCHEL (1986; CITADO EM MORAIS, 2014). ....	83

## Lista de Abreviaturas e Siglas

ASAS - Alta Subtropical do Atlântico Sul

AVHRR – Advanced Very High-Resolution Radiometer

BES – Balanço de Energia em Superfície

BRAMS – Brazilian Developments on the Regional Atmospheric Modeling System

CETESB – Companhia Ambiental do Estado de São Paulo

CDU – Camada do Dossel Urbano

CIBL – Convective Internal Boundary Layer

CLP – Camada Limite Planetária

CLU – Camada Limite Urbana

FVC – Fator de Visão do Céu

GFS – Global Forecast System

HL – Hora Local

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

IGBP – International Geosphere-Biosphere Programme

IUC – Ilha Urbana de Calor

KHBs - Kelvin-Helmholtz Billows

LEAF – Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model

LULC – Land Use / Land Class

MAE – Mean Absolute Error

ME – Mean Error

MODIS – Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer

MSE – Mean Squared Error

NDVI – Índice de Vegetação por Diferença Normalizada

NE - Nordeste

NIR – Near Infrared

NW – Noroeste

OC – Onda Curta

OGE – Olson Global Ecosystem

OL – Onda Longa

OLI – Operational Land Imager

OMM – Organização Meteorológica Mundial

PGF – Pressure Gradient Force

RAMS – Regional Atmospheric Modeling System

RMSE – Root Mean Squared Error

RMSP – Região Metropolitana de São Paulo

SBC – Sea Breeze Circulation.

SBF – Sea Breeze front

SBH – Sea Breeze Head

SE - Sudeste

SVF – Sky View Factor

SWIR – Short Wavelength Infrared

TEB – Town Energy Budget

TIRS – Thermal InfraRed Sensor

UBL – Urban Boundary Layer

UCL – Urban Canopy Layer

UHI – Urban Heat Island

UTC – Tempo Universal Coordenado

USGS – United States Geological Survey

WRF – Weather Research and Forecasting

## Sumário

<b>1</b>	<b>Introdução</b> .....	<b>1</b>
1.1	Clima Urbano.....	2
1.2	Balço de Energia em Superfícies Urbanas .....	5
1.3	Morfologia Urbana .....	7
1.4	Circulações Locais .....	8
1.4.1	A Ilha Urbana de Calor.....	8
1.4.2	Brisa Marítima .....	12
1.5	Área de Estudo .....	14
1.6	Objetivos.....	20
<b>2</b>	<b>Construção do arquivo de uso e ocupação do solo</b> .....	<b>20</b>
2.1	LANDSAT .....	25
2.1.1	LANDSAT – 8/OLI .....	25
2.2	Metodologia utilizada para construção do mapa de uso e ocupação do solo .....	27
2.2.1	Resultado do processo de classificação do uso e ocupação do solo.....	28
2.3	Temperatura da Superfície .....	31
2.3.1	Resultado obtido para a temperatura da superfície .....	32
<b>3</b>	<b>Descrição e validação do Modelo</b> .....	<b>34</b>
3.1	O esquema LEAF .....	35
3.2	O esquema TEB.....	37
3.2.1	Evolução dos Reservatórios de Água .....	39
3.2.2	Balço de onda longa .....	39
3.2.3	Radiação Solar .....	40
3.2.4	Fluxos Antropogênicos .....	42
3.2.5	Fluxos Turbulentos.....	42
3.3	Configuração utilizada para as simulações .....	43

<b>3.4</b>	<b>Validação do modelo BRAMS após a inserção do novo mapa de uso e ocupação do solo da RMSP.</b>	<b>46</b>
3.4.1	Análise qualitativa .....	47
3.4.2	Análise Quantitativa .....	54
<b>4.</b>	<b>Efeito da mudança do arquivo do uso do solo no desenvolvimento de uma ilha urbana de calor</b>	<b>64</b>
4.1	Intensidade da Ilha Urbana de Calor .....	80
4.2	Análise do Conforto Térmico .....	82
4.3	Testes de Sensibilidade .....	84
4.4	Alteração na razão geométrica .....	84
4.5	Alteração no albedo da superfície .....	89
4.6	Cenário de Ocupação Urbana para a expansão vertical .....	94
<b>5.</b>	<b>Conclusões</b> .....	<b>110</b>
5.1	Sugestões de trabalhos Futuros .....	113
<b>6.</b>	<b>REFERÊNCIAS</b> .....	<b>114</b>

## 1 Introdução

A superfície terrestre vem sofrendo grandes modificações nos últimos anos como consequência, na maioria das vezes, de uma crescente expansão das áreas urbanas. Sob o ponto de vista mundial, o número de habitantes em áreas urbanas é maior que em áreas rurais. Nas últimas seis décadas o planeta passou por um processo de rápida urbanização. Em 1950 cerca de 30% da população mundial vivia em áreas urbanas. Em 1975, a população urbana mundial ultrapassava em 20% a população rural e em 2018 esse número aumentou para 55%, uma proporção que deve aumentar para 68% em 2050 (UN/DESA, 2018).

Os níveis de urbanização variam muito entre as regiões do globo. No ano de 2014, a América Latina, obteve níveis de urbanização em torno de 80%. Estima-se que em 2050, a população para essa região, atinja níveis próximos a 90% (KOTKIN, 2014). No Brasil, em particular, a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) é uma das seis regiões mais populosas do mundo e a primeira da América Latina, com uma área de 8.000 km<sup>2</sup>, sendo que destes, 2.000 km<sup>2</sup> correspondem a área urbanizada, e uma população estimada de 21.517.281 habitantes (IBGE, 2010). O crescimento populacional, associado à dinâmica do processo de urbanização, fez com que várias cidades se desenvolvessem sem um planejamento urbano adequado. A grande demanda por espaço para a urbanização causa mudanças no uso do solo, implicando diretamente em mudanças das propriedades refletivas da superfície. Estas mudanças favorecem diferentes condições climáticas em áreas circunvizinhas e criam um clima próprio, denominado clima urbano (LOMBARDO, 1985). Dentre os principais fenômenos que ocorrem sob a influência do clima urbano, destaca-se a formação de ilhas de calor. A Ilha Urbana de Calor (IUC) caracteriza-se pela ocorrência de temperaturas mais elevadas em áreas urbanas em relação às regiões adjacentes (ARYA, 2001). Em condições de céu claro e ventos calmos, o gradiente de temperatura entre as regiões urbanas e rurais é maior (FREITAS & SILVA DIAS, 2005).

O aumento de partículas na superfície contribui para a formação e ou intensificação da IUC, pois causam modificações no balanço de energia e, conseqüentemente no aprisionamento de calor próximo à superfície (FREITAS et al., 2007; SILVA, 2016).

A intensidade da IUC está relacionada com o Balanço de Energia em Superfície (BES). A configuração da geometria urbana contribui para os processos de troca de energia, onde a geometria do cânion pode possibilitar maior incidência de radiação solar e aumento da radiação de onda longa que é absorvida, devido ao processo de reflexões múltiplas. A radiação solar refletida sofre influência direta da orientação do cânion e a elevação do sol, alterando a forma com que a luz “interage” com o cânion (BEST; GRIMMOND,2014).

A expansão urbana horizontal da Região Metropolitana de São Paulo, notadamente nos últimos anos, vem acarretando uma série de problemas locais e regionais. Isso também ocorre em diversas cidades de outras regiões do País, que passam por processo acelerado de expansão. Em 2014 foi sancionada a Lei nº16.050, que aborda questões de desenvolvimento urbano e o Plano Diretor Estratégico (PDE) para a cidade de São Paulo, onde um dos principais objetivos é atenuar a expansão horizontal da mancha urbana, buscando preservar o cinturão verde metropolitano (São Paulo (SP), 2014).

Para atender ao objetivo do novo plano diretor, ao invés da expansão horizontal, será priorizada a substituição das residências de pequeno porte por edifícios, acreditando, assim, que haja um reequilíbrio social e econômico na cidade. Entretanto, do ponto de vista ambiental, a expansão vertical pode ser tão prejudicial quanto a horizontal, pois a verticalização das áreas urbanas irá alterar diversos fatores, como a rugosidade da superfície, canalização (Cânions), sombreamento, entre outros, que por fim poderão influenciar o clima local.

## **1.1 Clima Urbano**

Conforme a Organização Meteorológica Mundial – OMM (1994), o estado médio do tempo calculado por um período de 30 anos de informações ou mais é denominado clima. Logo, infere-se que para estudar o clima é preciso entender o comportamento das variáveis que caracterizam a atmosfera, inferidas de observações contínuas (temperatura e umidade do ar, precipitação, movimento das massas de ar), bem como os fatores do controle climático que intervêm na região (temperatura da superfície do mar, correntes oceânicas, ventos, vegetação, localização geográfica e topografia).

Quando estudamos o clima urbano precisamos considerar as intervenções humanas, tais como o desmatamento, adensamentos de áreas centrais, impermeabilização do solo, urbanização, entre outras ações que influenciam principalmente no campo térmico de uma região. Conforme Monteiro (1976), Luke Howard, em 1883, foi o precursor dos trabalhos de clima urbano, analisando as diferenças de temperaturas na cidade de Londres, entre a região central e o seu entorno. Posteriormente, Landsberg, em 1956, apresentou um trabalho na área de climatologia moderna, intitulado "*The Climate of Towns*" (LANDESBURG, 1956), onde abordou questões voltadas para a poluição atmosférica. Chandler, em 1965, com o livro "*The Climate of London*" estudou o clima urbano na cidade de Londres, utilizando uma base de dados observados na cidade e arredores elaborou mapas climáticos a partir de isotermas e associou esses mapas com dados de nebulosidade e velocidade do vento sobre a região urbana, encontrando diferenças de temperatura de 6,7 °C no período noturno entre a área urbana e a área rural (CHANDLER, 1965). Ambos os livros são considerados clássicos da climatologia moderna.

Assis (1997) ressalta que Oke (1973a, 1973b, 1981, 1999) foi um dos pesquisadores que alcançou os resultados mais significativos em relação ao estudo de clima urbano, pois conseguiu evidenciar que o clima da cidade é resultante de um processo de troca de energia, decorrente da interação entre o ar atmosférico e o ambiente urbano. Também, elucidou os contrastes térmicos entre os ambientes rural e urbano, além de demonstrar a importância da geometria urbana e dos componentes dos materiais de construções nas questões das mudanças climáticas.

Ao realizar um estudo sobre clima urbano uma das principais questões a ser considerada é a dimensão da análise, que nesse caso denomina-se escala climática. Conforme Oke (2004), essa escala pode ser de segmento horizontal, junto ao solo, e ou vertical, que descreve a altura das camadas de cobertura urbana. O autor cita a microescala e a mesoescala como escalas horizontais. Conforme Orlanski (1975), a mesoescala abrange uma escala entre 2 km e 2000 km. Assim, escalas abaixo de 2 km são consideradas como microescala e superiores a 2000 km são consideradas como macroescala. Como fenômenos de escalas horizontais que pertencem à mesoescala podemos citar as linhas de instabilidade, ilha urbana de calor (IUC), sistemas frontais, sistemas meteorológicos gerados topograficamente, como ondas de montanhas, e brisas marítimas.

Em relação à escala vertical, podemos inferir que há uma distinção da ocorrência dos fenômenos em diferentes camadas da atmosfera, dentre essas podemos destacar a Camada Limite Planetária (CLP), a Camada Limite Urbana (CLU), a Camada do Dossel Urbano (CDU).

A CLP, que está próxima à superfície e tem como característica dominante a turbulência, origina-se do atrito entre a superfície terrestre e o ar e pela convecção das parcelas de ar quente da superfície. A CLU encontra-se acima do nível dos telhados, sofrendo influência direta da rugosidade da superfície, da turbulência térmica e mecânica e do aprisionamento de calor pelas estruturas urbanas. Nessa camada, há uma queda na intensidade do vento, porém, a turbulência e o arrasto aumentam em virtude do atrito com a superfície. A CDU pode ser descrita como uma subcamada da CLU, localizada abaixo do nível dos telhados e formada pelos processos que ocorrem na microescala, localizados nas ruas e entre os edifícios (Oke, 1987).

A Figura 1.1 ilustra os processos atmosféricos que ocorrem nas escalas horizontais e verticais urbanas.

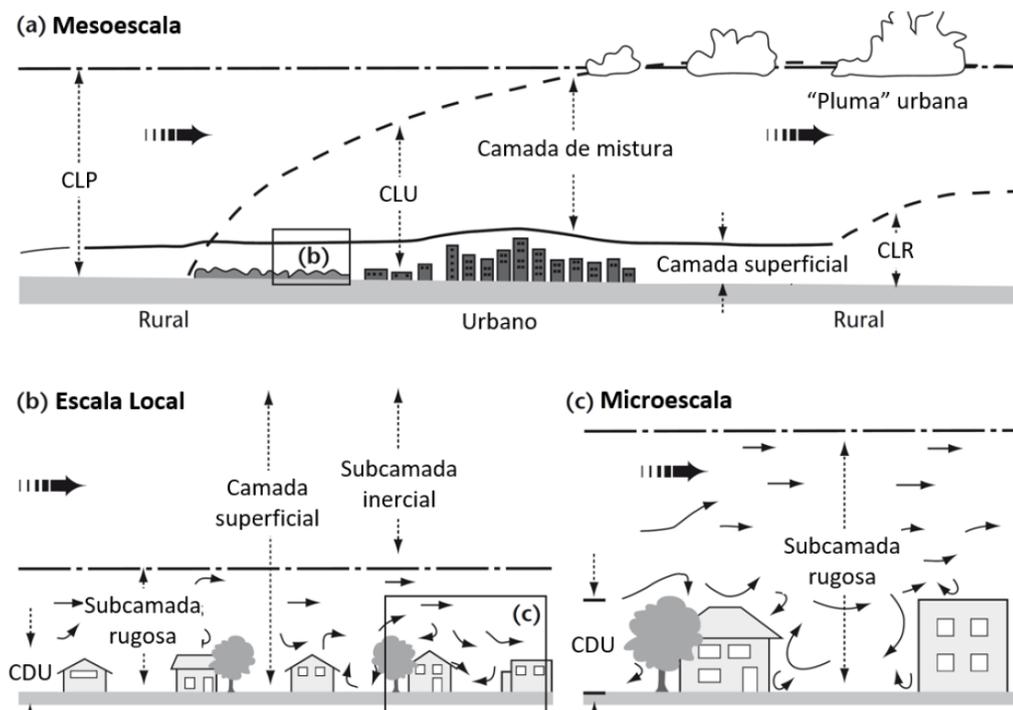


Figura 1.1 – Interação atmosférica nas três escalas espaciais urbanas: (a) mesoescala, (b) escala local e (c) microescala. A seta maior em negrito em cada uma das figuras indica o sentido médio do vento. As setas menores, mostradas em (b) e

em (c), indicam a origem do fluxo médio e turbulento. Fonte: adaptado de GRIMMOND (2006).

Conforme mencionado anteriormente, o estudo do clima urbano envolve duas dimensões: horizontal e vertical. Logo, é importante considerar a altura que as temperaturas são analisadas, pois esta variável é muito significativa quando analisamos o fenômeno de ilhas de calor. Portanto, é importante salientar que a temperatura de superfície é primordial para o balanço de energia em superfície, determina o clima interno dos edifícios e altera as trocas de energia que são importantes para o conforto térmico. Dessa forma, é possível inferir que o clima urbano tem como variável principal a temperatura de superfície, com a qual distinguem-se o clima da cidade com o do entorno e caracterizam-se as ilhas urbanas de calor (VOOGT, 2007).

## **1.2 Balanço de Energia em Superfícies Urbanas**

O balanço de energia em regiões urbanas é um processo complexo, visto que não se tem uma definição clara de superfície. O dossel urbano apresenta uma grande diversidade na composição, forma, tamanho e organização dos seus elementos, o que dificulta a indicação de superfícies de referência para estudos meteorológicos. Geralmente, para experimentos efetuados em regiões urbanas opta-se por uma área que apresente uma similaridade horizontal (FREITAS, 2003).

Devido à grande diversidade dos elementos presentes na superfície urbana, há uma modificação na equação do balanço de energia, sendo os seus termos diferentes dos observados nas regiões adjacentes. Na região urbana, é adicionada uma quantidade maior de energia proveniente de um maior armazenamento de radiação solar, das fontes de calor antropogênico e do aprisionamento da radiação infravermelha emitida pelos cânions, fazendo com que o balanço de energia em áreas urbanas resulte em um maior ganho de energia (mais positivo) do que nas áreas circunvizinhas, resultando em um aumento na taxa de aquecimento no ambiente urbano. Sendo assim, conclui-se que na interface-solo atmosfera, o balanço de energia é determinado pelas perdas, ganhos e armazenamento de energia no dossel urbano (FERREIRA, 2010).

Considerando o processo de conservação de energia, Oke (1987) afirma que o balanço de energia em escala urbana é representado pela soma das trocas de calor

ao longo de uma superfície em um volume de controle, conforme indicado na Equação 1.1.

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad (1.1)$$

Sendo que,  $Q^*$  a radiação líquida,  $Q_F$  a fonte de calor antropogênica no interior do volume de controle,  $Q_H$  o fluxo turbulento de calor sensível,  $Q_E$  o fluxo de calor latente,  $\Delta Q_S$  o fluxo de calor armazenado no dossel e  $\Delta Q_A$  a advecção horizontal de calor sensível e latente.

Outro processo importante que sofre impacto pela presença de regiões urbanas é o balanço de radiação na superfície. Landsberg (1981) salienta que, nas superfícies urbanas, há uma maior absorção e retenção de energia quando comparadas com áreas rurais ou superfícies totalmente vegetadas, pois, quando se tem uma superfície urbana, o albedo se torna menor e a capacidade térmica maior do que nas áreas rurais, devido aos efeitos combinados dos materiais presentes nas cidades e da geometria do dossel urbano.

O balanço de radiação na superfície é representado pela Equação 1.2.

$$Q^* = SW_{DW} + SW_{UP} + LW_{DW} + LW_{UP} \quad (1.2)$$

sendo  $Q^*$  a radiação líquida,  $SW_{DW}$  e  $SW_{UP}$  as radiações de onda curta incidente e refletida na superfície,  $LW_{DW}$  e  $LW_{UP}$  as radiações de onda longa incidente e emergente da superfície, respectivamente.

A radiação líquida apresenta uma variação pouco significativa em áreas urbanas quando comparada com regiões vegetadas (não urbanas). Porém, pode ocorrer uma grande discrepância quando se avalia individualmente as componentes do balanço de radiação. Isso ocorre porque há diferenças na emissividade efetiva da superfície, no albedo efetivo da superfície e nas propriedades térmicas do dossel (condutividade e capacidade térmica), emissividade efetiva da atmosfera e transmitância. Em áreas urbanas, tanto a emissão de radiação de onda longa pela superfície, quanto a radiação de onda longa incidentes são maiores do que em áreas não-urbanas (LANDSBERG, 1981; OKE, 1982).

### 1.3 Morfologia Urbana

A análise do campo térmico em superfícies urbanas envolve parâmetros fundamentais da morfologia urbana, dentre os quais podemos destacar as proporções W/H/L, os cânions urbanos e o fator de visão do céu (FVC).

A relação entre a largura da via (“width”), altura do edifício (“height”) e comprimento do cânion (“length”), representada pela proporção W/H/L é utilizada para descrever a geometria urbana e seu desempenho térmico, conforme indicado na Figura 1.2 (OKE,2006; SANTAMOURIS et al., 2006).

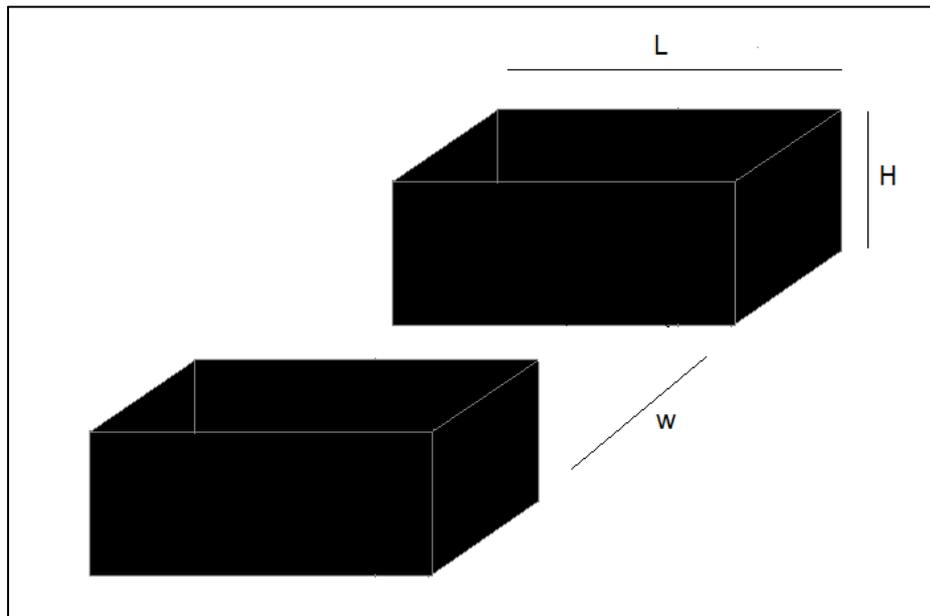


Figura 1.2 - Altura (H), largura (W) e comprimento (L) do cânion. Fonte: Adaptado de Santamouris, et al., 2006.

Os cânions urbanos são constituídos por paredes e chão (geralmente uma rua) entre dois edifícios próximos. Entretanto, conforme Romero (2011), o simples fato de haver um espaço entre os edifícios não configura a existência de um cânion urbano, este configurado apenas quando se tem uma relação W/H maior que 0,7.

O FVC facilita o entendimento geométrico sobre o comportamento da radiação em determinados locais, pois representa a porção de céu disponível para as trocas radiativas. É uma aferição adimensional da porção visível do céu a partir de um local de observação e é influenciado pelas características estruturais dos ambientes urbanos. A geometria urbana, muitas vezes representada pelo FVC, é uma das principais causas para a IUC (Oke, 1982). Na Figura 1.3 é possível observar o padrão do FVC em áreas com grandes edifícios e em uma área de céu aberto.

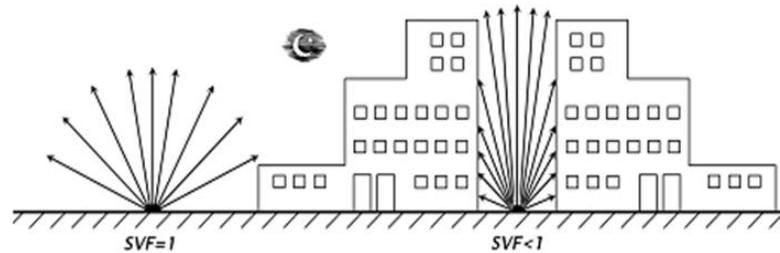


Figura 1.3 – Fator de Visão do céu em solo aberto e em uma área com grandes edifícios. Retirado de KNMI, UHI (2009).

## 1.4 Circulações Locais

As circulações locais são classificadas como um fenômeno de mesoescala, com periodicidade variando em uma escala de tempo de aproximadamente um dia e com escala de comprimento de centenas de quilômetros (ORLANSKI, 1975).

Freitas (2003) afirma que as circulações podem ser induzidas de duas formas: termicamente e ou mecanicamente. As circulações termicamente forçadas ocorrem quando há um contraste térmico em superfície, sendo exemplos desse tipo de circulação a ilha urbana de calor e a brisa marítima. Já a circulação forçada mecanicamente ocorre quando há interferência de um obstáculo no escoamento, com a topografia da região ou mesmo os edifícios em regiões urbanizadas.

### 1.4.1 A Ilha Urbana de Calor

A ilha urbana de calor (IUC) é caracterizada por uma maior temperatura do ar em áreas urbanas em comparação às áreas rurais (não urbanizadas ou pouco urbanizadas), com dimensões horizontais, verticais e temporais (Figura 1.4). Sua intensidade e seus efeitos variam de acordo com a natureza do ambiente (área, densidade de construções, uso do solo etc.) e com as influências externas (tempo e clima) (OKE, 1982).

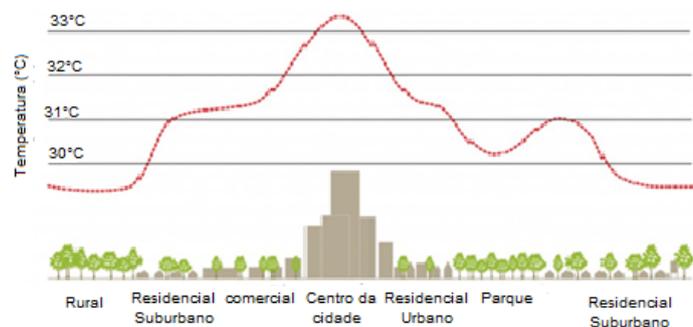


Figura 1.4 – Variação da temperatura para diversos pontos nas regiões rurais, suburbana e urbana. Fonte: EPA, UHI Basics de 2008.

Segundo Oke (1987), a IUC pode ocorrer em localidades muito pequenas e não há uma justificativa única para a sua formação. Dentre as principais causas citadas por Oke (1987), são destacadas aqui apenas as que se referem à geometria urbana e à quantidade de vegetação disponível na área urbana, pela relevância que representam ao estudo proposto:

- Aumento da absorção da radiação solar devido ao aprisionamento pelas “reflexões múltiplas” entre os edifícios;

- Incremento da radiação de onda longa proveniente da atmosfera mais poluída, e da emissão pelos edifícios vizinhos em ruas de baixo Fator de Visão do Céu (ou “*Sky View Factor*” - SVF);

- Redução da perda de radiação de onda longa em decorrência da redução do FVC.

- Velocidade do vento e transferências de calor por advecção reduzidas, implicando em acúmulo de poluentes na atmosfera.

- Menor disponibilidade de vapor d’água próximo à superfície, em virtude da baixa quantidade de vegetação, que contribui, através da evapotranspiração, para retirada de água do solo e transporte desta para a atmosfera na forma de vapor.

As alterações do BES em áreas urbanas são diretamente afetadas pela estrutura urbana, modificações no uso da terra e, indiretamente, pela população. A intensidade da IUC está positivamente correlacionada com a população e as atividades a ela associadas (OKE, 1982).

Um dos primeiros estudos sobre ilhas de calor na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) foi feito por Lombardo (1985), que definiu a IUC como uma área na qual a temperatura da superfície é maior do que nas regiões vizinhas, surgindo assim circulações locais. Lombardo ainda constata que as características térmicas dos edifícios e dos materiais pavimentados, o aumento da rugosidade e a redução da evaporação na RMSP, influenciam a intensificação desse fenômeno, concordando com o trabalho de Oke (1982).

Na literatura é possível encontrar três tipos de IUC: as de superfície, atmosférica superior (Urban Boundary Layer - UBL) e atmosférica inferior (Urban Canopy Layer - UCL) (ARNFIELD, 2003; OKE, 1978).

- IUC de Superfície: Diretamente associadas com a radiação emitida pelos objetos (alvos) da superfície terrestre. Essa radiação pode ser convertida em valores de temperatura a partir da transformação dos valores de radiância de imagens obtidas através de sensores remotos como, por exemplo, os produtos derivados do sensor OLI do satélite LANDSAT-8.

- Camada do Dossel Urbano (CDU): Segundo Oke (1978) a CDU localiza-se entre o solo (a superfície) e o nível médio de telhados e coberturas. Está relacionada com os fenômenos que ocorrem na microescala como o aumento da radiação líquida, em virtude da absorção de radiação de onda longa (OL) e reemissão para a atmosfera urbana poluída, atenuação da perda de radiação de OL dos cânions em consequência da redução do FVC, elevada absorção da radiação de ondas curtas (OC) em função do impacto da geometria do cânion no albedo efetivo, grande estoque de calor diurno, proveniente das propriedades térmicas dos materiais urbanos e sua liberação noturna, calor antropogênico, bem como a redução da evaporação em consequência do baixo índice de vegetação e impermeabilização da superfície e a diminuição da perda de calor sensível em virtude da queda da velocidade do vento na camada limite urbana (Figura 1.5).

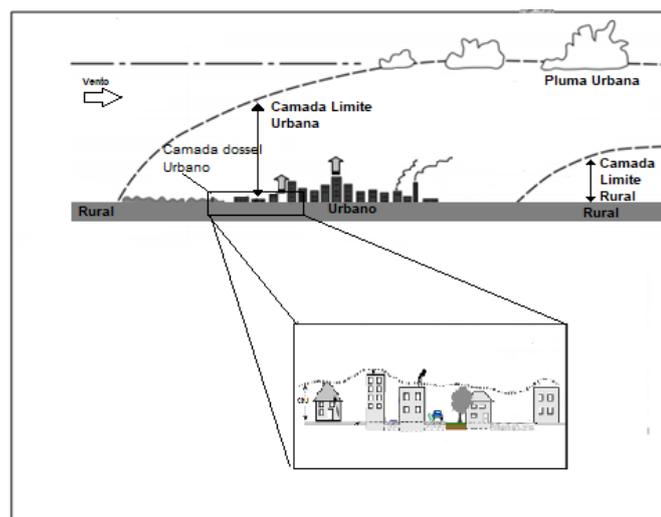


Figura 1.5 – Estrutura da atmosfera e processo de formação de IUC proposta por Oke (1978). Fonte: Adaptado de: [https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-07/documents/epa\\_how\\_to\\_measure\\_a\\_uhi.pdf](https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-07/documents/epa_how_to_measure_a_uhi.pdf)

- Camada Limite Urbana (CLU): A CLU é uma camada localizada acima da CDU, sendo essa uma consequência do efeito da urbanização. Essa camada possui diferentes dimensões no tempo e no espaço, apresentando um maior desenvolvimento vertical durante o dia, vide Figura 1.6. Dentre os principais responsáveis pela ocorrência da CLU, podemos citar: a entrada de ar quente da IUC na camada de cobertura urbana, o calor antropogênico dos telhados, diminuição do fluxo de calor sensível da camada estável e a convergência do fluxo radiativo de OC na atmosfera poluída.

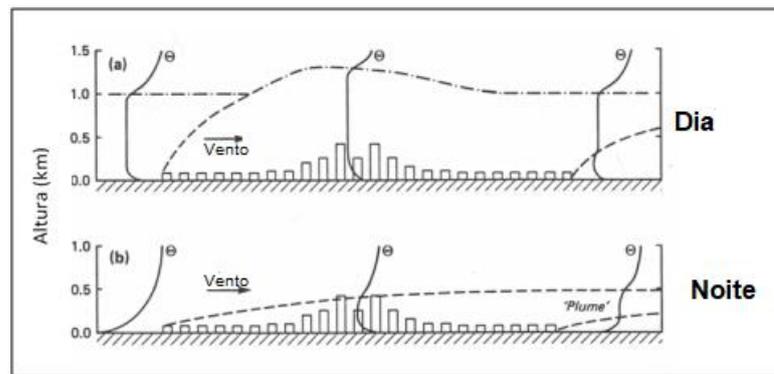


Figura 1.6 – Variação da Camada Limite Urbana no período diurno e noturno. Fonte: Adaptado de: [https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-07/documents/epa\\_how\\_to\\_measure\\_a\\_uhi.pdf](https://www.epa.gov/sites/production/files/2014-07/documents/epa_how_to_measure_a_uhi.pdf)

Em relação à quantificação das IUC, Landsberg (1981) salienta que as primeiras observações feitas em 1818 por Howard apresentaram valores superiores a 2 °C, quando comparada à temperatura da área central da cidade de Londres com a área rural. A partir deste estudo, foram realizados outros trabalhos observacionais, com intuito de avaliar a distribuição espacial e temporal da IUC (OLIVEIRA et al. 2003). Lombardo (1985) determinou um modelo computacional para analisar as imagens de satélite (banda termal) e estudar o fenômeno de IUC para a RMSP. A autora observou em alguns pontos da região Sudeste, Leste e no centro da cidade a temperatura de 33 °C no dia 16/07/81. Enquanto na serra da Cantareira a temperatura registrada foi de 23°C, evidenciando uma diferença de 10°C na temperatura da superfície. No entanto, é importante salientar que existe uma diferença de altura significativa entre esses locais, o que contribuiu para intensificar as diferenças de temperatura encontradas. Em Freitas (2003) e Freitas et al. (2007) a intensidade da IUC ficou em torno de 4,5 °C, baseada na temperatura próxima à superfície, resultados semelhantes foram encontrados em Gouvêa (2007) e Morais (2014). Muitos estudos fazem uso de métodos estatísticos para realizar as análises entre diferença de temperatura

observada na área urbana e rural, mostrando o contraste na intensidade da IUC diurna e IUC noturna, nas escalas sazonais, interanuais e decadal (CAMILLONI; BARRUCAND, 2011; OZDEMIR et al., 2012).

Nos últimos anos a comunidade científica vem ampliando os estudos sobre IUC, porém fazendo uso de modelos numéricos. Estes modelos são capazes de detalhar as características da superfície, sendo através de modificações do arquivo de uso e ocupação do solo e ou também através de parametrizações mais específicas para a representação de fenômenos de escalas urbanas. Dentre os trabalhos de modelagem numérica que tiveram bons resultados ao analisar a IUC destacam-se Freitas (2003), Freitas et al. (2007), Gouvêa (2007) Silva (2010), Lucena (2012), Morais (2014), Souza et al. (2016).

#### **1.4.2 Brisa Marítima**

Uma das propriedades físicas muito importantes no estudo da circulação de brisa é a capacidade térmica. A água apresenta uma capacidade térmica maior do que a da terra, logo, quando ambas as superfícies são expostas a mesma intensidade de radiação solar, a superfície da água aquece mais devagar em relação a superfície da terra. Em decorrência disso, a superfície da água estará mais fria do que a superfície da terra, formando assim, um gradiente de pressão horizontal entre essas duas regiões, com pressão mais elevada sobre a superfície da água e mais baixa sobre a terra. Com a presença desse gradiente, surge uma circulação em que o ar frio se desloca para a terra e, por conseguinte, o ar quente da terra se desloca para a água em níveis mais altos. Essas circulações podem ser denominadas brisa marítima (do mar) ou lacustre (dos lagos). Após o pôr do sol, essas circulações desaparecem, há uma inversão na direção do gradiente térmico, com ar relativamente mais frio sobre a terra e mais quente sobre os corpos d'água, invertendo a direção dos ventos em superfície, gerando a brisa terrestre (FREITAS, 2003).

Conforme Miller et al. (2003), a brisa marítima forma um sistema que pode ser dividido em seis componentes: circulação de brisa marítima ("*Sea Breeze Circulation*" - SBC), cabeça da brisa marítima ("*Sea Breeze Head*" – SBH), corrente de gravidade da brisa marítima ("*Sea Breeze Gravity*"- SBG), frente de brisa ("*Sea Breeze Front*" - SBF), ondas de Kelvin Helmholtz ("*Kelvin-Helmholtz Billows*" - KHBs) e camada limite interna de convecção ("*Convective Internal Boundary Layer*" - CIBL), conforme representado na Figura 1.7, onde a força do gradiente de pressão é representada por

PGF (do termo em inglês “*pressure gradient force*”) e a nuvem cumulus que se forma na dianteira da circulação indicada por Cu.

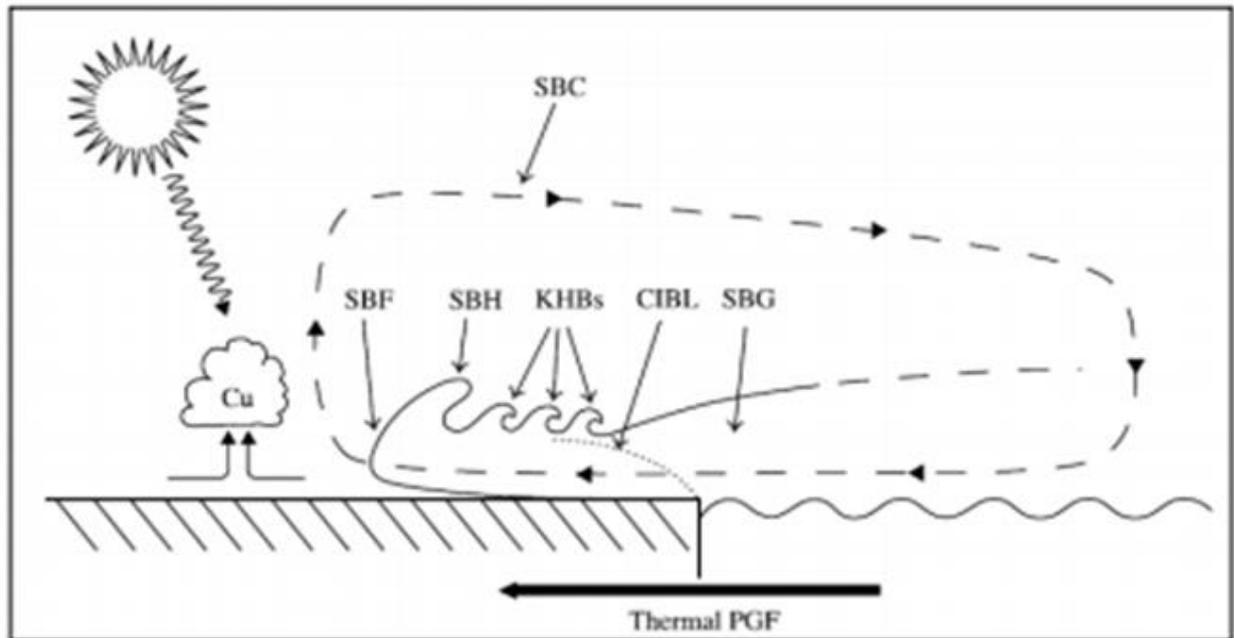


Figura 1.7 – Esquema da circulação de brisa marítima. Fonte: MILLER et al, p.2, (2003).

Oliveira e Silva Dias (1982) foram os pioneiros no desenvolvimento de estudos observacionais de formação e desenvolvimento da brisa marítima em São Paulo. Os autores fizeram uma análise dos dados de pressão, temperatura, vento, umidade, cobertura de nuvens e insolação da estação do IAG/USP (Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da USP), localizado no Parque do Estado, Água Funda, em São Paulo – SP, e classificaram tipos distintos de brisa marítima: (I) brisa padrão, onde a direção do vento no período da manhã é de NE (nordeste) passando para SE (sudeste) no período da tarde; (II) Brisa com escoamento de Noroeste, onde ocorrem ventos de NW (noroeste) no período da manhã passando para SE ou calmaria à tarde ou início da noite e; (III) Brisa com intensificação de sudeste, ocorre posteriormente a passagem de uma frente fria, sendo o escoamento sempre de sudeste, com uma intensificação à tarde. Ainda nesse estudo, durante o período analisado, foi possível inferir que a penetração da brisa marítima em São Paulo ocorre entre as 13 e 14 Hora Local (HL) para a maioria dos casos, e, dependendo da configuração sinótica, pode haver um retardo ou antecipação da entrada da brisa. Anos depois, Perez e Silva Dias (2017) utilizaram técnicas de redes neurais e observaram os mesmos padrões de entrada de brisa na região de SP.

Silva (1986) realizou um trabalho utilizando modelagem numérica de brisas marítimas no estudo de formação de ilhas de calor na cidade de São Paulo com um modelo bidimensional. De seus resultados, foi possível concluir que, na presença da cidade ocorreu, um retardo na penetração da brisa marítima e que a topografia intensifica essa circulação.

Ainda para a região de São Paulo, Freitas (2003) utilizou o modelo RAMS para analisar como a topografia, a umidade do solo e a IUC, contribuem na intensidade e propagação da brisa marítima. O autor concluiu que a topografia intensifica as circulações de brisa terrestre e marítima por meio da sobreposição das circulações vale/montanha com as circulações da brisa. A penetração da brisa é antecipada cerca de três horas devido à presença da serra do mar. O autor também observou que a presença da cidade contribui para o atraso no avanço da frente de brisa na zona norte, e uma propagação mais rápida na porção Sul, devido à circulação gerada pela ilha urbana de calor. A IUC causa um aumento na velocidade dos ventos na circulação de brisa marítima, e faz com que a frente de brisa fique estacionária sobre a RMSP por algumas horas, devido à forte convergência por ela gerada, surgindo então fortes correntes ascendentes nessa região, que contribuem para um maior transporte de umidade na vertical.

### **1.5 Área de Estudo**

A RMSP é um dos maiores conglomerados urbanos da América do Sul, está centrada em 23°30'S e 46°30'O (Figura 1.8) e é formada por 39 municípios, tendo aproximadamente 21 milhões de habitantes distribuídos numa área de quase 8500 km<sup>2</sup> (IBGE, 2010). Aproximadamente 12 milhões de seus habitantes vivem na cidade de São Paulo. Nos últimos anos, diversas regiões sofreram adensamento populacional, enquanto a expansão no território foi menos visível. Na RMSP, a expansão territorial teve uma pequena redução nos últimos anos, conforme ilustrado na Figura 1.9.

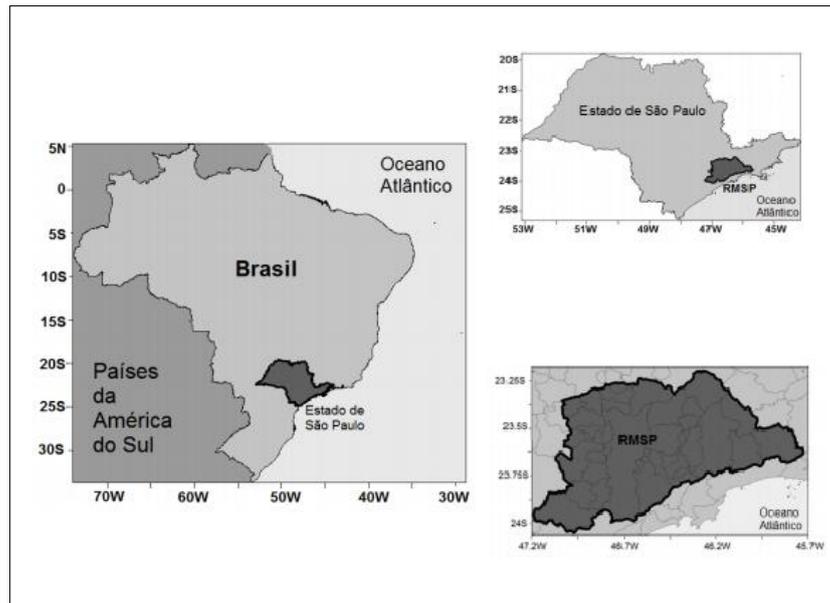


Figura 1.8 – Localização da Região Metropolitana de São Paulo.

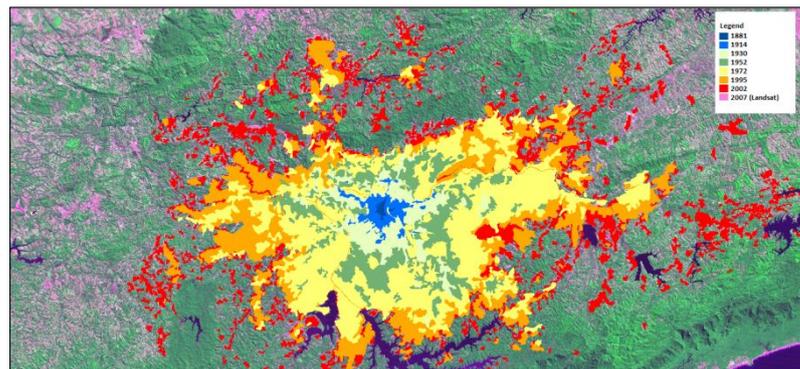


Figura 1.9 – Evolução da expansão urbana na RMSP Fonte: Villaça 1978, CESAD, 1982 e 1995 (<http://www.cesadweb.fau.usp.br/index.php>) e LANDSAT—5 TM, para 2002. Obtido de: Silva Dias et al. 2013.

A topografia da RMSP é predominantemente composta por encostas que estão na faixa de 650 e 1200 metros de altura conforme apresentado na Figura 1.10, onde ao sul do município é possível observar a Serra do Mar e ao norte encontram-se as Serras da Cantareira e da Mantiqueira. Ainda na Figura 1.10 se observa que o oceano Atlântico se encontra próximo a RMSP (aproximadamente 60 km). Essa proximidade, associada com a topografia e intensa urbanização, acabam afetando no padrão das circulações atmosféricas.

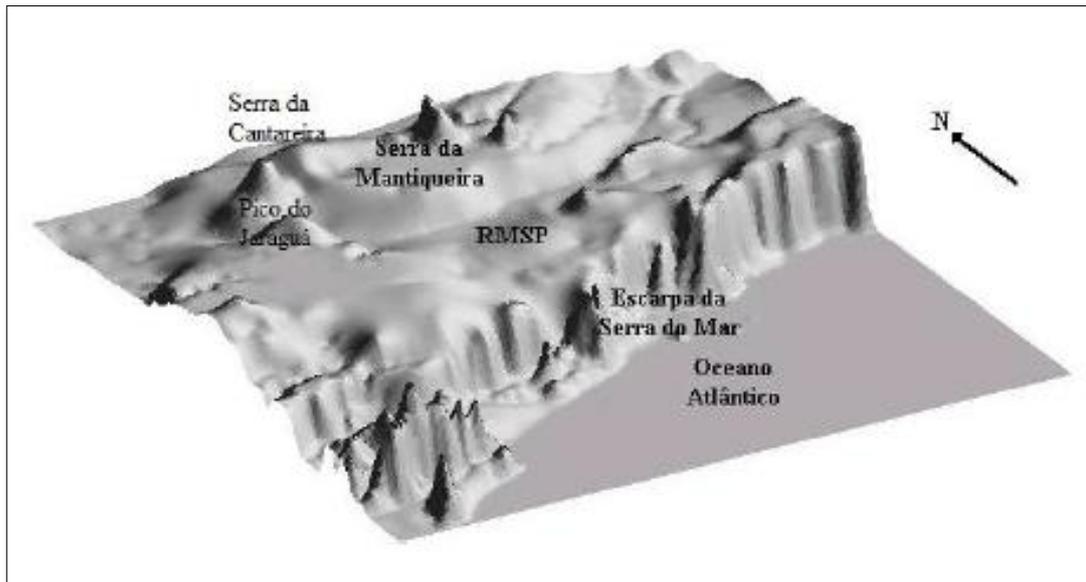


Figura 1.10 – Visão tridimensional da RMSP, com Serra da Mantiqueira, da Cantareira, Serra do Mar e parte do litoral Paulista. Fonte: Freitas (2003)

Em relação as características meteorológicas, neste foram analisados os dados observados da estação meteorológica da Água Funda, através dos valores médios de temperatura, radiação e precipitação para o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2017. Para a temperatura, obteve-se uma média de aproximadamente 16 °C para o mês de julho e 23 °C para o mês de fevereiro, conforme indicado na Figura 1.11. Ainda nessa figura é possível observar a distribuição da radiação solar, que no período do outono e inverno tem valores menores, em torno de 150 W/m<sup>2</sup>, e para os meses de primavera e verão esses valores estão acima de 180 W /m<sup>2</sup>.

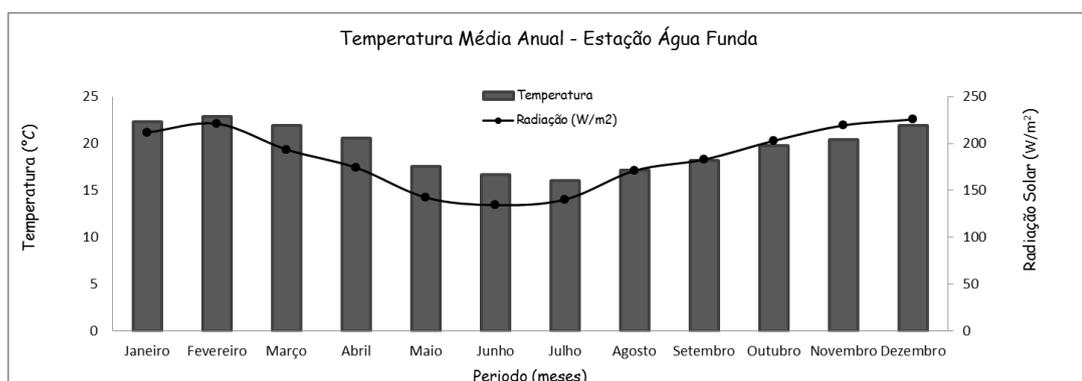


Figura 1.11 – Ciclo anual da temperatura média do ar e a radiação solar incidente para o período de janeiro de 2000 a dezembro de 2017 na RMSP.

Na Figura 1.12 é apresentado o ciclo sazonal da temperatura do ar para a RMSP. Os maiores valores registrados para a primavera e verão foram no ano de 2014, onde no mês de novembro a temperatura média foi de 23 °C e em fevereiro de

25 °C. No período do outono, o maior registro foi de 23 °C para os meses de março de 2002 e abril de 2016. Durante o inverno o máximo valor registrado foi de 20 °C, em agosto de 2002.

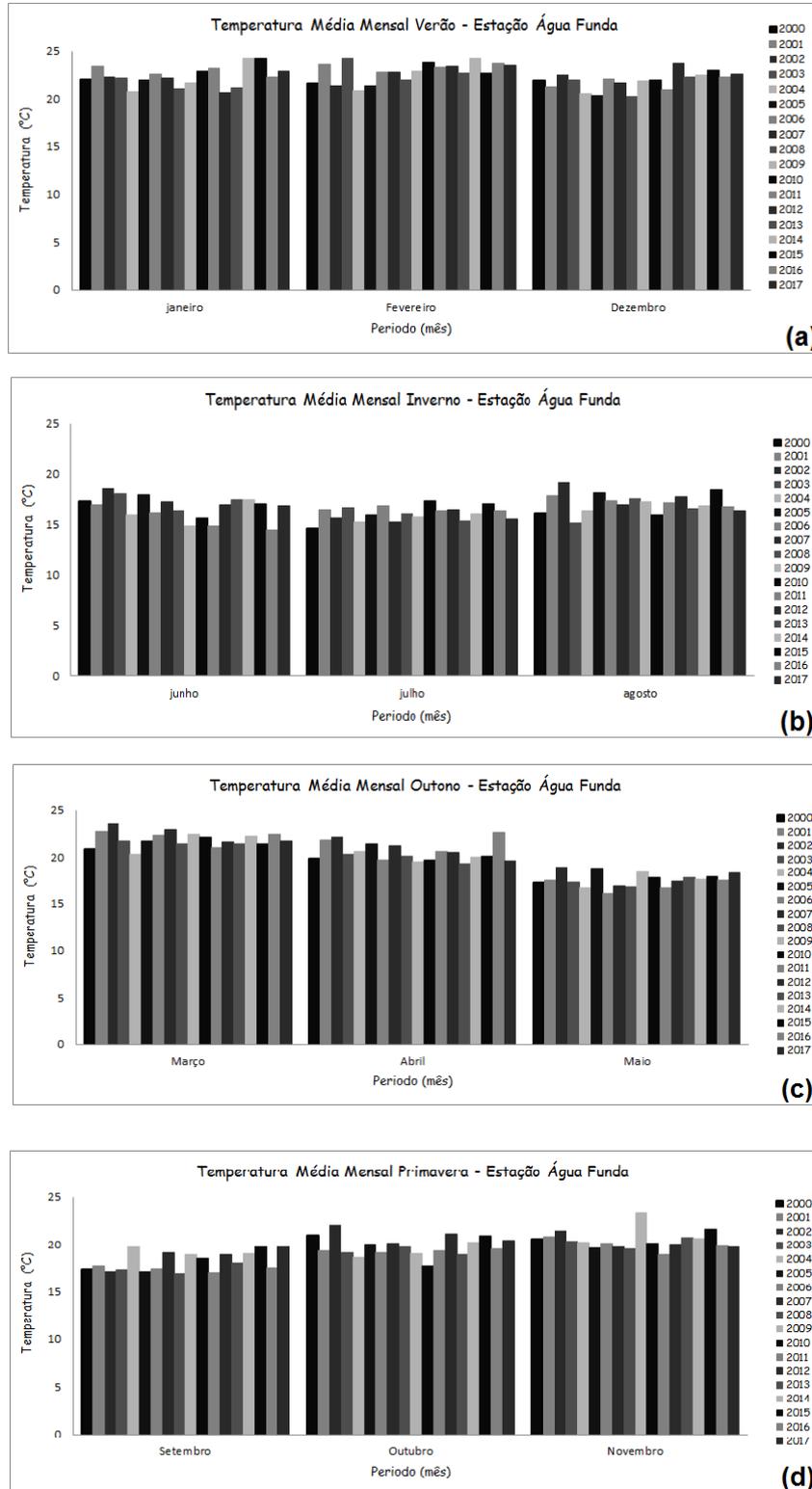


Figura 1.12 – Temperatura média para os ciclos sazonais (a) outono (b) inverno (c) primavera (d) verão para o período de 2000 a 2017.

Analisando individualmente os dados para os meses que ocorreram um pico de temperatura média maior, o mês de abril de 2016 foi o que apresentou melhores características para realizar as análises de IUC, principalmente quando se trata da ocorrência de precipitação, pois, foi um mês com ocorrência de um bloqueio atmosférico, desfavorecendo assim a ocorrência de chuva em partes da região Sudeste. Na Figura 1.13, é possível observar os valores de temperatura e precipitação média diária para o mês de abril de 2016, onde nota-se que apenas no dia 27 ocorreu precipitação, mas com volume de 0,12 mm.

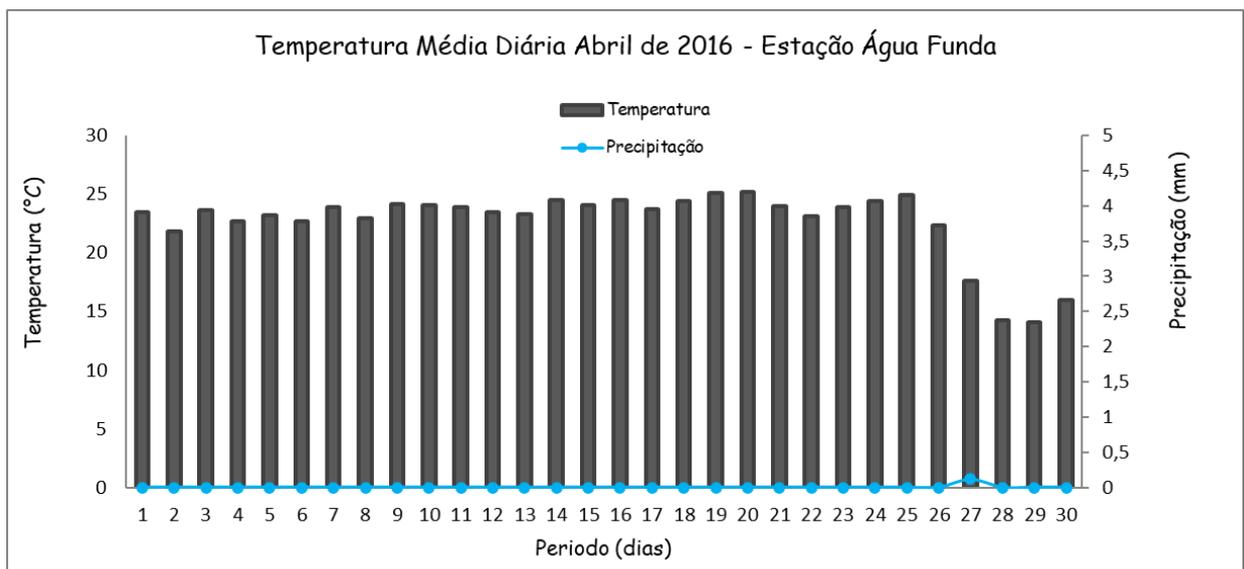


Figura 1.13 – Temperatura e precipitação média diária para o mês de abril de 2016.

Apesar de estar a aproximadamente 60 km da costa, a RMSP sofre os efeitos da brisa marítima. Utilizando os dados de direção e intensidade dos ventos da estação da Água Funda foi possível analisar o comportamento médio dessas componentes para o período de 2000 a 2017 (Figura 1.14).

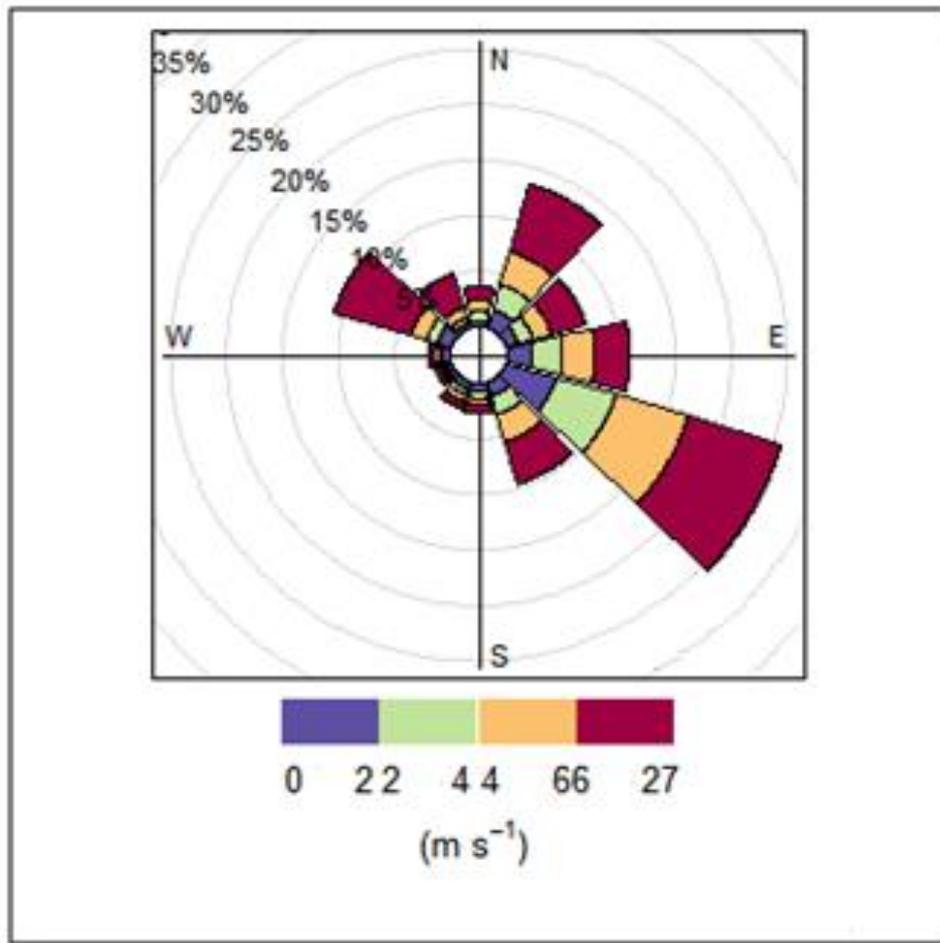


Figura 1.14 – Rosa dos ventos média (direção e intensidade) para estação Água Funda no período de 2000 a 2017.

Na Figura 1.15, que mostra a variação horária do regime dos ventos na estação da Água funda (2000 – 2017), é possível observar uma coerência com os padrões descritos por Oliveira e Silva Dias (1982). Observa-se um padrão predominante de NE, principalmente no período da manhã, e uma inversão para SE a partir das 12h, intensificando o padrão no decorrer do dia. Segundo Perez e Silva Dias (2017), os casos em que se tem uma predominância dos ventos de norte no período da manhã são uma consequência do ramo ocidental da Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS), no período da tarde, o quadrante SE é o mais frequente. A penetração da BM na cidade de São Paulo, ocorre entre as 13 e 14 HL na maioria dos casos, podendo variar em alguns casos em decorrência da sazonalidade e da situação sinótica atuante (OLIVEIRA e SILVA DIAS, 1982, PEREZ e SILVA DIAS, 2017).

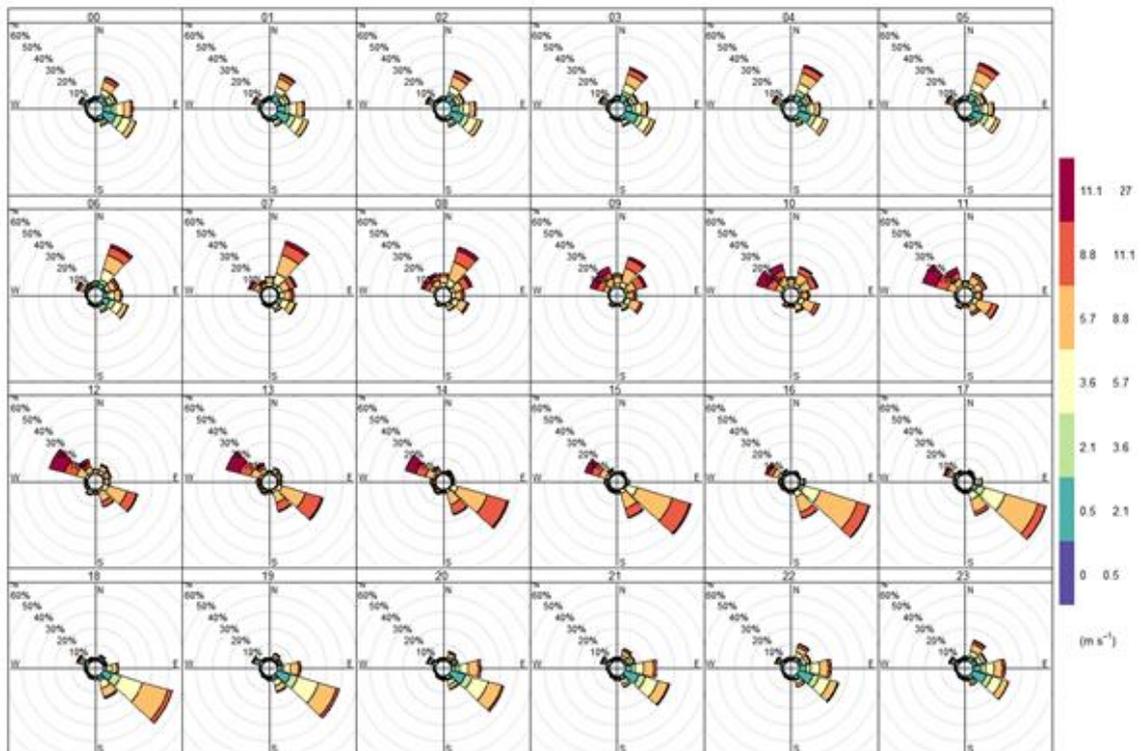


Figura 1.15 – Rosa dos ventos ciclo diurno médio (direção e intensidade) para estação Água Funda período de 2000 a 2017.

## 1.6 Objetivos

De acordo com o contexto apresentado, o objetivo desta proposta de trabalho é analisar, através da modelagem numérica, alguns processos de formação da IUC sobre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) e suas influências sobre o microclima local, considerando a condição atual e o novo cenário de urbanização, decorrente do Plano Diretor Estratégico (PDE), conforme Lei nº 16.050. Neste escopo, para perfazer o objetivo principal foram realizados os seguintes passos:

- (1) Modificação na estrutura do código do modelo BRAMS para inserir novos tipos de solo urbano.
- (2) Avaliação dos impactos atuais da expansão urbana horizontal e vertical, na estrutura e formação das IUCs.
- (3) Verificação do impacto da vegetação urbana nos campos de temperatura e umidade da região, considerando os diferentes cenários de ocupação (cenário atual e cenário vertical).

## 2 Construção do arquivo de uso e ocupação do solo

O uso e a ocupação do solo em áreas urbanizadas são definidos em função da densidade de edificações, aumento populacional e pelas atividades da própria sociedade. Conforme Barbirato et al. (2007) a distribuição da temperatura dentro de estruturas urbanas é altamente influenciada por padrões de uso do solo urbano.

Estudos mostram que os modelos de mesoescala apresentam uma alta sensibilidade aos parâmetros dos arquivos de uso e ocupação do solo. Freitas & Silva Dias (2000) realizaram testes de sensibilidade utilizando os parâmetros de ocupação do solo utilizando dados com resolução de 1 km, obtidos por radiômetros de altíssima resolução (“Advanced Very High Resolution Radiometer” – AVHRR). Os autores concluíram que o fato do arquivo de uso e ocupação do solo possuir somente dois parâmetros característico da área urbana, juntamente com a resolução utilizada, pode ser um dos motivos para o modelo não detectar os prováveis efeitos causados pelos corpos d’água localizados ao redor da RMSP (brisa lacustre). Homann (2014) avaliou os efeitos da expansão da mancha urbana - passada e futura - na modificação de padrões das circulações locais. A autora também acoplou um modelo de dossel urbano junto ao modelo WRF (Weather Research and Forecasting), e concluiu que no período do verão a simulação realizada com o modelo de dossel urbano ativado apresentou resultados mais coerentes com a realidade, já no período do inverno não houve diferença significativa. Em relação à mudança do arquivo de uso do solo, a autora observou uma relação entre a área urbanizada e o tempo de deslocamento da frente de brisa. Quanto maior a área urbana, maior o tempo que a frente de brisa leva deslocando-se continente adentro. Em relação à temperatura, foram verificadas diferenças superiores a 5 °C no período do inverno.

Modificações no arquivo de uso e ocupação do solo podem ser realizadas utilizando de técnicas de sensoriamento remoto. Conforme Lillesand e Kiefer (1994), sensoriamento remoto é a ciência de adquirir informações da superfície terrestre sem que esteja em contato direto com a mesma. Estas informações podem ser adquiridas por um sensor, capaz de detectar e gerar as informações através da variação das ondas eletromagnéticas, da distribuição de ondas mecânicas e da distribuição de forças. As imagens oriundas do sensoriamento remoto são constituídas sob a forma de grid, onde cada pixel está localizado em um sistema de coordenadas (x, y). O pixel representa uma área da superfície com dimensões idênticas que pode variar em relação aos níveis de cinza em uma escala de 0 a 256, que correspondem aos tons

preto e branco, respectivamente. Em relação a resolução, as imagens podem ser diferenciadas por três parâmetros: espacial, espectral e radiométrico. Relacionada com o tamanho do pixel, a resolução espacial indica o tamanho do menor objeto que pode ser identificado em uma imagem. Já a resolução espectral é definida pelo número de bandas espectrais, quanto maior a quantidade de bandas, menor a largura do intervalo do comprimento de onda e maior a resolução espectral. A resolução radiométrica é definida pelos níveis de cinza, sendo que quanto maior o número de níveis de cinza, maior a resolução (CRÓSTA,1997).

Stewart e Oke (2012), desenvolveram a metodologia do *Local Climate Zones* (LCZs) para obter resultados sobre o comportamento do clima em diferentes estruturas urbanas e obter a magnitude da IUC através da diferença entre essas estruturas. As regiões de LZCs são caracterizadas por coberturas uniformes do solo, materiais, estruturas, que cobrem centenas, quilômetros e metros de determinados locais.

As características das LCZs variam de acordo com a densidade, rugosidade, porção do céu visível, material de revestimento e etc. O esquema de LZCs proposto por Stewart e Oke é composto por 17 classes, dessas 10 referem-se a estrutura de edificações e as outras 7 para definir as coberturas do solo, vide Tabela 2.1.

A classificação da LCZ vem sendo utilizada em diversos trabalhos, sejam esses na área de meteorologia, arquitetura e urbanismo, geografia (MASSON et al., 2015; PERERA EMMANUEL, 2015; CAI et al., 2018; ZHENG et al., 2018).

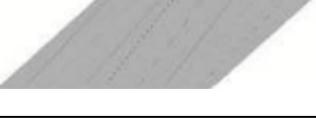
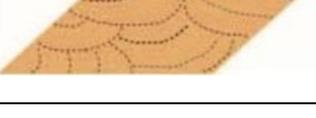
A classificação da LCZ vem sendo utilizada em diversos trabalhos, sejam esses na área de meteorologia, arquitetura e urbanismo, geografia (MASSON et al., 2015; PERERA EMMANUEL, 2015; CAI et al., 2018; ZHENG et al., 2018).

O mapa de uso do solo utilizando as características da classificação LCZ pode ser realizado de diversas formas, na qual podemos citar a classificação automática de imagens. Este método consiste na associação de cada pixel da imagem a uma classe, podendo ser supervisionado ou não supervisionado. Na classificação não supervisionada o próprio software decide as classes que serão semelhantes entre si, já na supervisionada o usuário fornece amostras de treinamento (CRÓSTA, 1992). Visto que, modificações no arquivo de uso e ocupação do solo causam mudanças significativas nos fenômenos relacionados às circulações locais, foi criado um arquivo para a RMSP, conforme descrito no subcapítulo 2.1.

Tabela 2.1 – Classificação Local Climate Zones (LCZs). Tipos de uso do solo urbano.  
Adaptado Stewart e Oke (2012).

Tipo de Construção	Característica da área construída
<p>LZC 1 – Alto-Compacto</p> 	<p>Região densamente construída e estrutura compacta. Edifícios altos com pouca ou nenhuma vegetação. Cobertura do solo impermeável.</p>
<p>LZC 2 – Médio Compacto</p> 	<p>Região densamente construída e estrutura compacta. Edifícios de porte médio com pouca ou nenhuma vegetação, resultando em uma cobertura do solo impermeável.</p>
<p>LZC 3 – Baixo Compacto</p> 	<p>Região densamente construída e estrutura compacta. Edifícios de porte baixo com pouca ou nenhuma vegetação. Cobertura do solo impermeável.</p>
<p>LZC 4 – Alto Aberto</p> 	<p>Região de menor adensamento, com edifícios altos e presença de vegetação. Cobertura do solo permeável.</p>
<p>LZC 5 – Médio Aberto</p> 	<p>Região de menor adensamento, com edifícios de porte médio e presença de vegetação. Cobertura do solo permeável.</p>
<p>LZC 6 – Baixo Aberto</p> 	<p>Região de menor adensamento, com edifícios de porte baixo e presença de vegetação. Cobertura do solo permeável.</p>
<p>LZC 7 – Baixo Precário</p> 	<p>Região densamente construída, edifícios baixos e leves. Pouca ou nenhuma vegetação.</p>
<p>LZC 8 – Baixo Grande</p> 	<p>Região com menor adensamento, grandes construções de porte baixo. Cobertura do solo impermeável.</p>
<p>LZC 9 – Ocupação esparsa</p> 	<p>Blocos de edifícios esparsos de porte médio e baixo construídos em ambientes naturais. Cobertura do solo permeável.</p>
<p>LZC 10 – Indústria pesada</p> 	<p>Região Industrial com edifícios de porte alto e ou médio. Cobertura do solo impermeável.</p>

Tabela 2.2 – Classificação Local Climate Zones (LCZs). Tipos de cobertura do solo. Adaptado Stewart e Oke (2012).

Tipo de Cobertura do Solo não urbano.	Características
<p>LCZ A – Vegetação Arbórea densa</p> 	<p>Regiões com vegetação densa do tipo arbórea decídua e ou perene. Encontra-se esse tipo de vegetação em parques urbanos. A cobertura do solo é predominantemente permeável.</p>
<p>LCZ B – Vegetação Arbórea esparsa</p> 	<p>Regiões com vegetação esparsa do tipo arbórea decídua e ou perene. Encontra-se esse tipo de vegetação em parques urbanos. A cobertura do solo é predominantemente permeável.</p>
<p>LCZ C – Vegetação Arbustiva</p> 	<p>Regiões com vegetação esparsa do tipo arbustiva arbórea de pequeno porte. Encontra-se esse tipo de vegetação em áreas de cultivo agrícola. A cobertura do solo é predominantemente permeável (solo exposto ou areia).</p>
<p>LCZ D – Vegetação Herbácea</p> 	<p>Regiões com vegetação herbácea. Encontra-se esse tipo de vegetação em áreas de pastagem, agrícolas e ou parques urbanos.</p>
<p>LCZ E – Rocha ou pavimento</p> 	<p>Região coberta por pavimentos impermeáveis. Encontra-se esse tipo de solo em espaços reservados para o transporte.</p>
<p>LCZ F – Solo exposto</p> 	<p>Região de solo exposto ou areia, pouca ou nenhuma vegetação. Encontra-se esse tipo de vegetação em região de deserto ou áreas agrícolas.</p>
<p>LCZ G – Corpos d'água</p> 	<p>Região de corpos d'água: lagos, rios, lagoas e represas.</p>

## **2.1 LANDSAT**

De origem Americana, o LANDSAT faz parte de um conjunto de satélites para observação da Terra. Suas atividades tiveram início em 1972 com o lançamento do satélite ERTS-1. Houve uma sequência deste programa com o LANDSAT, 2, 3, 4, 5, 6, 7 e, neste momento, conta com a versão LANDSAT-8/OLI. O programa tem como objetivo fornecer dados multiespectrais relativos à superfície da Terra (USGS, 2016).

### **2.1.1 LANDSAT – 8/OLI**

O LANDSAT-8 possui o sensor óptico denominado “Operational Land Imager” (OLI) e o outro termal, denominado de “Thermal InfraRed Sensor” (TIRS). Os dados das imagens do satélite LANDSAT-8 são coletados a partir de 11 bandas espectrais com resolução espacial de 30 m, exceto para a banda pancromática, que é sensível a todas as cores do espectro visível e possui resolução de 15 m, e a banda do infravermelho termal, que possui resolução de 100 m. As imagens possuem um ciclo de 16 dias com resolução radiométrica de 16 bits. A Tabela 2.3 mostra as bandas do LANDSAT-8/OLI com suas respectivas descrições, para os dois tipos de sensores.

Neste trabalho foram adquiridas imagens do satélite LANDSAT – 8 sensor OLI, órbita ponto 219/076 e 219/077, disponibilizadas na página da USGS (<https://ers.cr.usgs.gov>). As imagens selecionadas foram escolhidas para o dia 23 de setembro de 2015, dia este que apresentava pouca ou nenhuma nebulosidade no horário de passagem do satélite (13HL e 04 min). Usando o software ArcGis foi realizada a reprojeção das imagens para o DATUM WGS 1984 23S. Posteriormente, foi realizado um mosaico das duas imagens do sensor OLI e as composições coloridas para verificar qual se aplicaria melhor para a identificação dos diferentes tipos de uso do solo.

Tabela 2.3 – Bandas LANDSAT-8/OLI, USGS (2016)

Sensor Resolução	Número da Banda	Comprimento de Onda (µm)	Características
OLI 30 m	1	0,433 - 0,453	Detecta azuis e violetas profundos. É também chamada de banda costeira / aerossol, devido aos seus dois principais usos: geração de imagens de águas rasas e rastreamento de partículas finas como poeira e fumaça.
	2	0,450 - 0,515	As bandas 2,3 e 4 são visíveis em azul, verde e vermelho. Favorecendo a identificação de distintos usos do solo.
	3	0,525 - 0,600	
	4	0,630 - 0,680	
	5	0,845 - 0,885	Esta banda mede o infravermelho próximo, ou NIR. Essa parte do espectro é especialmente importante para a ecologia, porque as plantas saudáveis refletem a água em suas folhas, espalhando os comprimentos de onda de volta para o céu. Ao compará-lo com outras bandas, obtemos índices como NDVI, que nos permite medir a saúde da planta com uma precisão maior.
	6	1,560 - 1,660	As bandas 6 e 7 cobrem diferentes fatias do infravermelho de ondas curtas, ou SWIR. São particularmente úteis para diferenciar a terra úmida da terra seca e para geologia: rochas e solos que parecem semelhantes em outras faixas geralmente têm fortes contrastes em SWIR.
	7	2,100 - 2,300	
	8	0,500 - 0,680	A banda 8 é a pancromática, ou banda pan. Funciona como um filme preto e branco que ao invés de coletar cores visíveis separadamente, as combina em um canal. Como esse sensor pode ver mais luz de uma vez, é a mais nítida de todas as bandas, com resolução de 15 metros.
	9	1,360 - 1,380	A banda 9 mostra o mínimo, mas é uma das características mais interessantes do Landsat 8. Cobre uma fatia muito fina de comprimentos de onda: apenas $1370 \pm 10$ nanômetros. Poucos instrumentos baseados no espaço coletam essa parte do espectro, porque a atmosfera absorve quase tudo. A banda 9 é apenas para nuvens, foi projetada para identificar as nuvens cirrus. Esse tipo de nuvem é difícil de identificar, pois suas bordas são finas e suavizadas. Entretanto essa banda torna a identificação mais fácil.
TIRS 100 m	10	10,60 - 11,20	As bandas 10 e 11 fazem parte do infravermelho térmico, ou TIR – elas “veem” calor, e é possível identificar a temperatura do solo a partir dessas bandas.
	11	11,50 - 12,51	

## 2.2 Metodologia utilizada para construção do mapa de uso e ocupação do solo

Para a construção do mapa do uso e ocupação do solo foi utilizada a composição das bandas 4, 6 e 7, já que esta apresentou uma boa identificação dos diferentes tipos de vegetação e da área urbanizada. Após a composição, utilizou-se um arquivo “*shapefile*” da RMSF para fazer o recorte da imagem somente para a região de interesse. Para a pré-classificação, realizou-se o processo de segmentação de imagens - que consiste em dividir a imagem em regiões que apresentam características semelhantes – utilizando o software SPRING.

O processo de segmentação utilizado neste trabalho foi o de crescimento por regiões. Conforme Freitas (2003), a técnica de crescimento por regiões é o processo de junção de dados, onde somente as regiões espacialmente adjacentes podem ser agrupadas. Neste processo, primeiramente determina-se individualmente o pixel como uma região distinta e então para cada par de regiões espacialmente adjacentes faz-se o cálculo do critério de similaridade. Esse cálculo é baseado em um teste de hipótese estatístico, o qual testa a média entre as regiões. Em seguida, é realizada a divisão da imagem em sub-imagens e posteriormente é realizada a combinação entre elas, segundo um limiar de agregação definido. Dentre os testes realizados para diferentes limiares de similaridade, optou-se pelos valores 240 para o limiar de similaridade e 1000 para o limiar de área.

Posteriormente à segmentação da imagem, foi executada a classificação supervisionada por regiões pelo classificador Bhattacharya (MOREIRA, 2005). O limiar de aceitação foi definido em 99,9%, que é o nível máximo permitido no SPRING para este classificador. Bhattacharya é um classificador supervisionado por regiões que necessita da seleção de áreas de treinamento, as quais podem ser obtidas pela segmentação ou polígonos representativos das regiões a serem classificadas. A separabilidade estatística entre cada par de classe espectral é realizada utilizando a distância de Bhattacharya (Equação 2.1).

$$B(P_i, P_j) = \frac{1}{2} (m_1, m_2)^T \sum (m_i - m_j) + \frac{1}{2} \ln \frac{|\sum (m_i - m_j)|}{|\sum_i|^{1/2} |\sum_j|^{1/2}} \quad (2.1)$$

Sendo:

B = Distância de Bhattacharya

$(P_i, P_j)$  = Pixels nas classes i e j.

$(m_1, m_2)$  = Média das classes i e j.

T = matriz transposta

i e j = classes dentro do contexto.

### **2.2.1 Resultado do processo de classificação do uso e ocupação do solo**

A partir da metodologia descrita no tópico anterior e utilizando os conceitos da classificação LCZS, foram identificadas 12 classes de solos distintos para a RMSP. Entre as classes encontradas seis são do tipo urbano e as demais dividem-se entre vegetação, solo exposto e corpos d'água, vide Figura 2.1 e 2.2.

O solo urbano 1 possui características semelhantes as classes LCZ 5 (médio aberto) e LCZ6 (baixo-aberto), sendo assim, as regiões apresentam uma mescla entre área construída e área vegetada, denominada, segundo mapeamento da EMPLASA, como área de equipamentos urbanos, em que os edifícios em grande maioria são de porte baixo e ou médio. O solo urbano 2 é caracterizado pela alta densidade de construções com estruturas irregulares, com pouca ou nenhuma fração vegetada. A região do solo urbano 3 na classificação LCZs corresponde a LCZ 8 (baixo-grande), onde, se observa grandes construções de baixa altura com cobertura do solo impermeável com pouca ou nenhuma fração vegetada. O tipo urbano 4 é similar a classe LCZ 3 (baixo compacto), apresenta características residenciais com áreas densamente construídas, edifícios de porte baixo e ruas estreitas. O solo urbano 5 assemelha-se a LZC 1 (alto-compacto), cuja área é densamente construída com edifícios de verticalidade pronunciada, avenidas largas, grande tráfego veicular e pouca ou nenhuma porção de fração vegetada. Construções esparsas de pequeno porte e grande cobertura de áreas cultivadas compõe o solo urbano 6, que apresenta características de solo suburbano e corresponde a LCZ 9 (ocupação esparsa).

Para a vegetação foram encontradas vegetação do tipo densa que na classificação LZCS corresponde a LCZ A, vegetação esparsa (LZC B), vegetação arbustiva (LCZ C) e vegetação arbustiva (LCZ D).

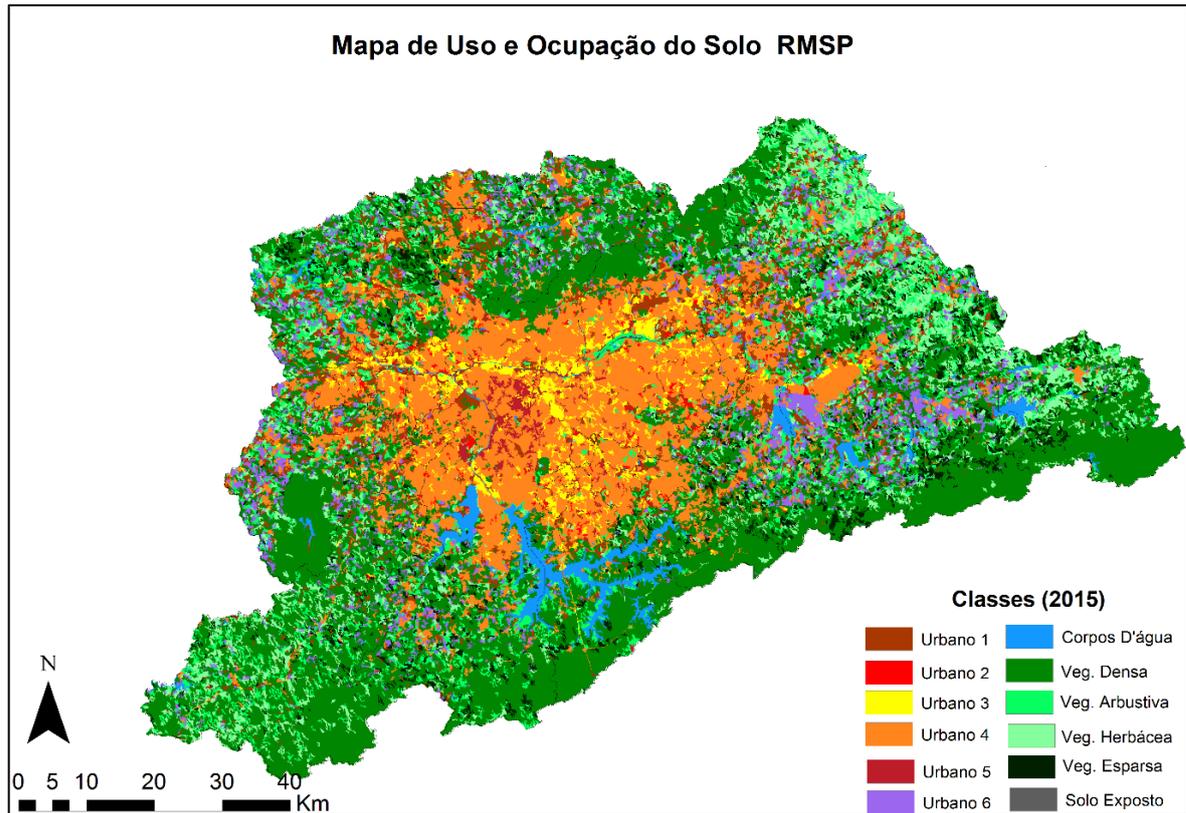


Figura 2.1 – Mapa de uso e ocupação do solo para a RMSP.

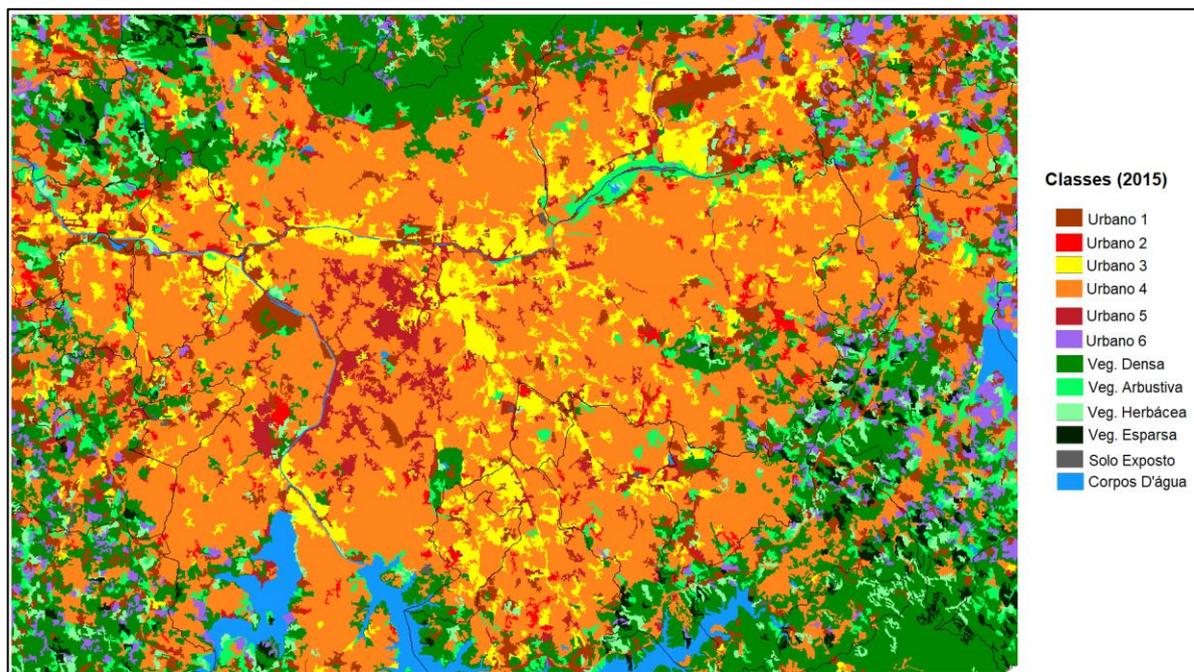


Figura 2.2 – Zoom do mapa de uso e ocupação do solo da RMSP.

Dentre as 12 classes definidas de acordo com análise das imagens de satélite, a classe que tem uma maior área é a de vegetação. Entretanto, se for considerar

somente a mancha urbana, podemos observar que o tipo de solo urbano 4, destacou-se dos demais (vide Tabela 2.4).

Tabela 2.4 – Percentagem da área ocupada para diferentes tipos de solo.

<b>Classe</b>	<b>Área Ocupada (%)</b>
Urbano 1	6,31
Urbano 2	0,43
Urbano 3	2,98
Urbano 4	20,04
Urbano 5	1,31
Urbano 6	6,09
Vegetação Densa	38,51
Vegetação Arbustiva	8,95
Vegetação Herbácea	8,98
Vegetação Esparsa	3,63
Solo Exposto	0,07
Corpos d'água	2,70
<b>Área Total de Classes</b>	<b>100</b>

Após o processo de classificação de uso do solo, foi obtido um arquivo que é uma associação entre o arquivo obtido e o arquivo de uso do solo do IGBP. Foram

substituídos os pontos com características urbanas no mapa de uso do solo do IGBP, logo o arquivo final de uso e ocupação do solo possui uma resolução de 1 km onde a parte urbana refere-se à área compreendida entre as latitudes 24.3°S/23°S e longitudes 47.3°W/ 45.6°W, conforme indicado na Figura 2.3.

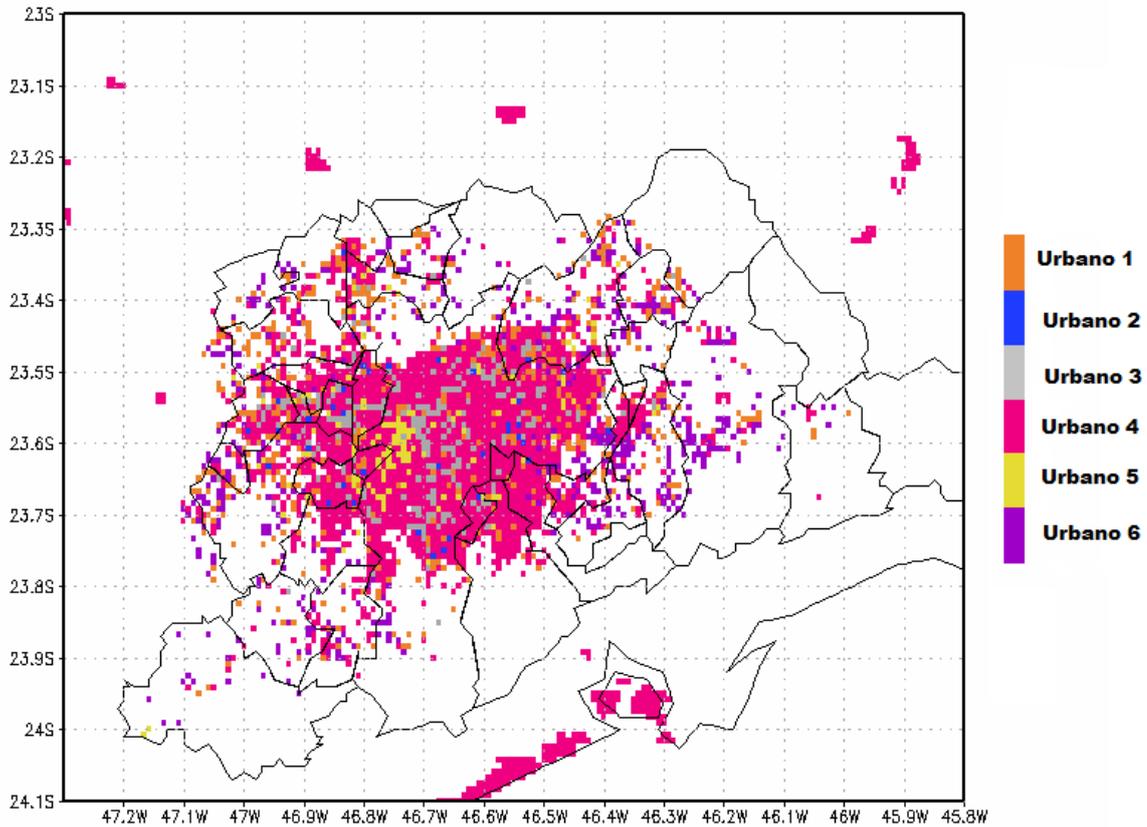


Figura 2.3 – Mapa de uso e ocupação do solo urbano com resolução de 1 km.

### 2.3 Temperatura da Superfície

Com o intuito de complementar as informações obtidas com o mapa de uso e ocupação do solo foi feito um mapa de temperatura de superfície. Foram utilizadas as mesmas imagens de satélites descritas no item 2.1. Para estimar os valores de temperatura da superfície terrestre foi utilizada a banda termal 10, sendo realizado o recorte da região de interesse utilizando o arquivo “*shapefile*”.

O processo para a obtenção da temperatura foi feito no software ArcGis. Os níveis de cinza das cenas do sensor OLI foram convertidos para radiância utilizando o método “*Spectral Radiance Scaling Method*” (EOS API, 2016) por meio da Equação 2.2:

$$L_{\lambda} = M_L \cdot Q_{cal} + A_L \quad (2.2)$$

Em que:

$L_\lambda$  = Radiância

$M_L$  = Nível de cinza a ser calibrado

$Q_{cal}$  = Nível de cinza de cada pixel (dados de entrada, Bandas)

$A_L$  = Parâmetros de radiância spectral para cada banda

Após obter a conversão para radiância, a banda termal foi utilizada na recuperação da temperatura de brilho, conforme Equação 2.3 (EOS API, 2016).

$$T_B = K_2 / \ln(K_1 / L_\lambda + 1) \quad (2.3)$$

Sendo:

$T_B$  = Temperatura de Brilho

$K_1$  = Constante de Calibração para a banda termal, cujo valor é de 666,09 W.m<sup>-2</sup>.

$K_2$  = Constante de Calibração para a banda termal, com valor de 1282,71 K.

$L_\lambda$  = Radiância Espectral

As constantes térmicas foram obtidas através do download do arquivo de metadados da USGS.

Depois de obter os valores para a temperatura de brilho foi feita a conversão para graus Celsius, obtendo assim a temperatura da superfície (Equação 2.4).

$$T_{ST} = T_B - 273.15 \quad (2.4)$$

### 2.3.1 Resultado obtido para a temperatura da superfície

A análise visual do campo de temperatura da superfície terrestre (TST) para o dia 23/09/2015 (Figura 2.4), obtidas a partir da banda termal 10 das imagens do sensor OLI do satélite Landsat – 8, apresentam uma predominância das faixas de temperatura superficiais mais altas (> ou = 33 °C). Nota-se que uma pequena área da mancha urbana apresenta temperaturas na faixa de 26 °C e 29 °C, e em pequenas porções observam-se valores de 24 °C. Observando o mapa de TST (Figura 2.4) juntamente com o mapa de uso do solo (Figura 2.3), é possível inferir que na maioria

das vezes as áreas com vegetação densa em média apresentam temperaturas entre 24 °C e 27 °C, enquanto na área urbana as temperaturas de superfície apresentam valores entre 27 °C e 33 °C. Ainda é possível observar que a região de solo urbano 5, que tem uma verticalização pronunciada, apresenta temperaturas mais amenas, na faixa de 29 °C e 31 °C. O que já era esperado, pois áreas com edifícios próximos e verticalização acentuada, causam um efeito de sombreamento uns sobre os outros, criando assim bolsões de temperaturas mais amenas.

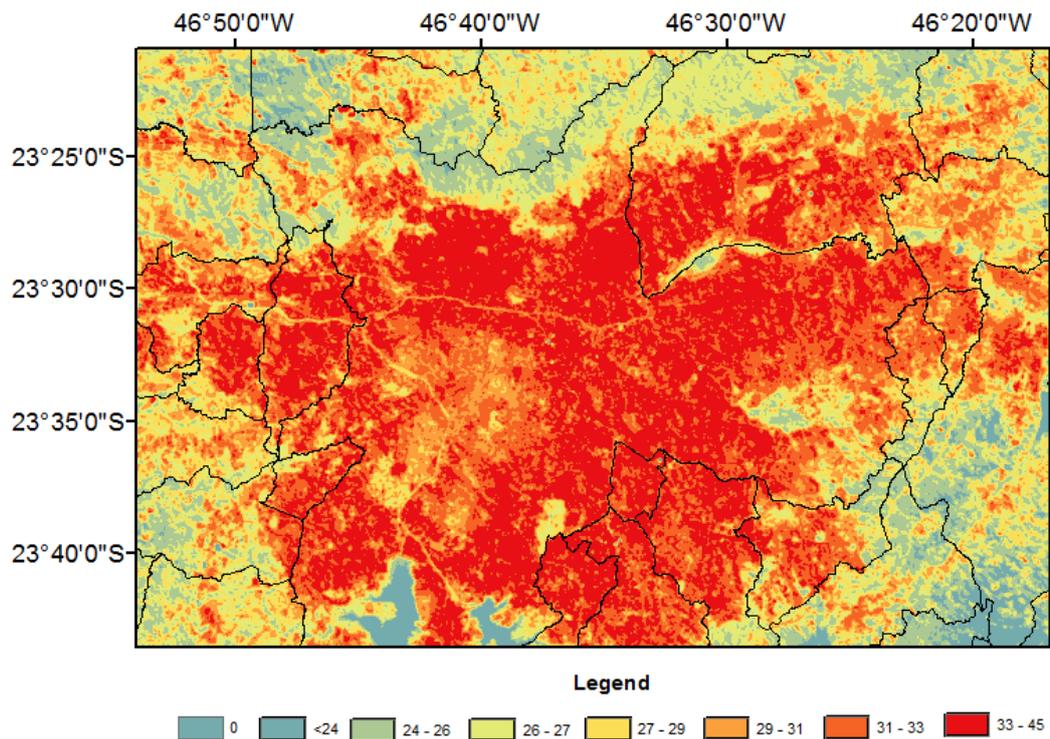


Figura 2.4 – Temperatura da superfície terrestre para a RMSP no dia 23/09/2015 às 13h04min.

Analisando o campo de temperatura da superfície foi possível inferir que os resultados obtidos com a imagem concordam com alguns estudos científicos, que demonstram que a mancha urbana contribui para a formação da ilha urbana de calor (WENG et al., 2004).

### 3 Descrição e validação do Modelo

O “*Brazilian Regional Atmospheric Modeling System*” (BRAMS, FREITAS et al., 2017) é resultante de um projeto desenvolvido entre diversas instituições brasileiras. Este modelo foi desenvolvido utilizando as premissas do “*Regional Atmospheric Modeling System*” (RAMS) (COTTON et al., 2003). Conforme Freitas et al. (2009), uma das características do modelo BRAMS é o aumento da qualidade da previsão para a região tropical, devido à inserção de parametrizações específicas para a região, tais como a de cumulus rasos (“*shallow cumulus*”; SOUZA & SILVA 2003) e de convecção profunda (GRELL & DEVENYI, 2002).

No modelo BRAMS, as variáveis termodinâmicas são definidas nos mesmos pontos de grade e as componentes do vento ( $u$ ,  $v$ ,  $w$ ) são intercaladas em pontos de grades correspondentes a  $\Delta x/2$ ,  $\Delta y/2$  e  $\Delta z/2$ , através de um esquema de grade do tipo C de Arakawa (ARAKAWA, 1966; MESINGER & ARAKAWA, 1976). Outra característica importante do modelo é a possibilidade de inicialização heterogênea da umidade do solo, a partir de uma associação dos dados oriundos de sensoriamento remoto com o modelo de superfície.

Na Figura 3.1, apresenta-se um esquema de execução do modelo BRAMS. O pré-processamento é a fase em que o programa GERADP formata as saídas dos modelos globais (GFS, CPTEC, Reanálises, etc.) para serem inseridas como condição inicial no modelo. A temperatura da superfície do mar, a topografia e o uso do solo são inseridos durante o processo chamado “MAKESFC”. O “MAKEVFILE” é a opção do “NAMELIST” do BRAMS que faz a consolidação das informações processadas pelo GERADP, interpolando as variáveis meteorológicas para a grade do modelo. A parte de execução do modelo é realizada pela opção “INITIAL” do “NAMELIST”. O pós-processamento é realizado pelo RAMSPOST, programa de pós-processamento que gera as variáveis desejadas (temperatura, precipitação, velocidade do vento, etc.) em um formato que pode ser visualizado em softwares de visualização, como GrADS e Python.

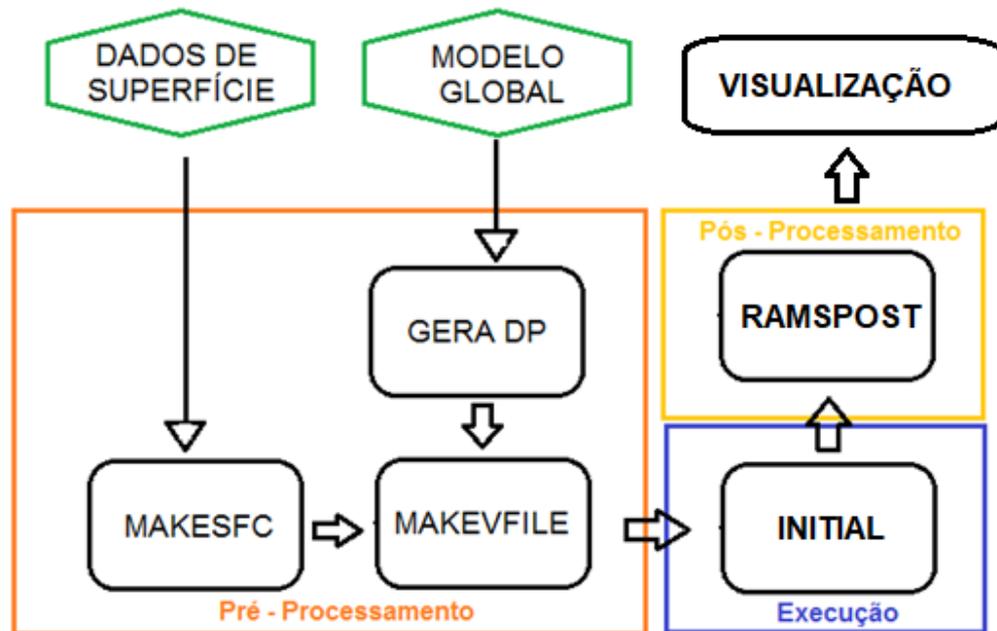


Figura 3.1 - Esquema de execução do modelo BRAMS.

Neste trabalho, as simulações foram realizadas com a versão 4.2, onde é possível utilizar as parametrizações de cumulus rasos, de convecção profunda, de superfície vegetada LEAF-3, a parametrização dos processos fotoquímicos na atmosfera (FREITAS et al., 2005), bem como o esquema TEB (MASSON, 2000). Os mapas de uso e ocupação do solo são provenientes do “Olson Global Ecosystem” (OGE) (OLSON, 1994), enquanto o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI) é oriundo do “Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer” (MODIS).

### 3.1 O esquema LEAF

No modelo BRAMS, a representação das características da superfície (vegetação, solo, neve, lagos e oceano) é realizada pelo LEAF (WALKO et al., 2000). Este módulo contém equações prognósticas para temperatura da vegetação e água superficial, umidade em várias camadas, temperatura do solo, orvalho, precipitação interceptada, energia térmica para múltiplas camadas, temperatura no dossel, massa de cobertura de neve, razão de mistura do vapor d’água. O processo de troca nestas equações envolve as trocas turbulentas, difusão da água e percolação em camadas de solo e neve, condução de calor, transferências radiativas de onda longa e curta, precipitação e transpiração. Separadamente destes processos, são calculados os

fluxos de calor latente para a evaporação do solo, da água interceptada pela vegetação e da transpiração das plantas (FREITAS, 2003).

Conforme Walko et al. (2000), é possível obter uma melhor representatividade das variações nas características das superfícies, tais como tipo de solo, tipo de vegetação, umidade, inclinação do terreno e corpos d'água. Para isto é necessário subdividir a célula de grade na superfície em subgrades, os chamados “*patches*” (Figura 3.2). Cada “*patch*” contém seu conjunto de equações prognósticas. Conforme Avissar (1996), o cálculo dos fluxos totais é realizado de acordo com a área relativa das diferentes classes presentes dentro de cada elemento de grade.

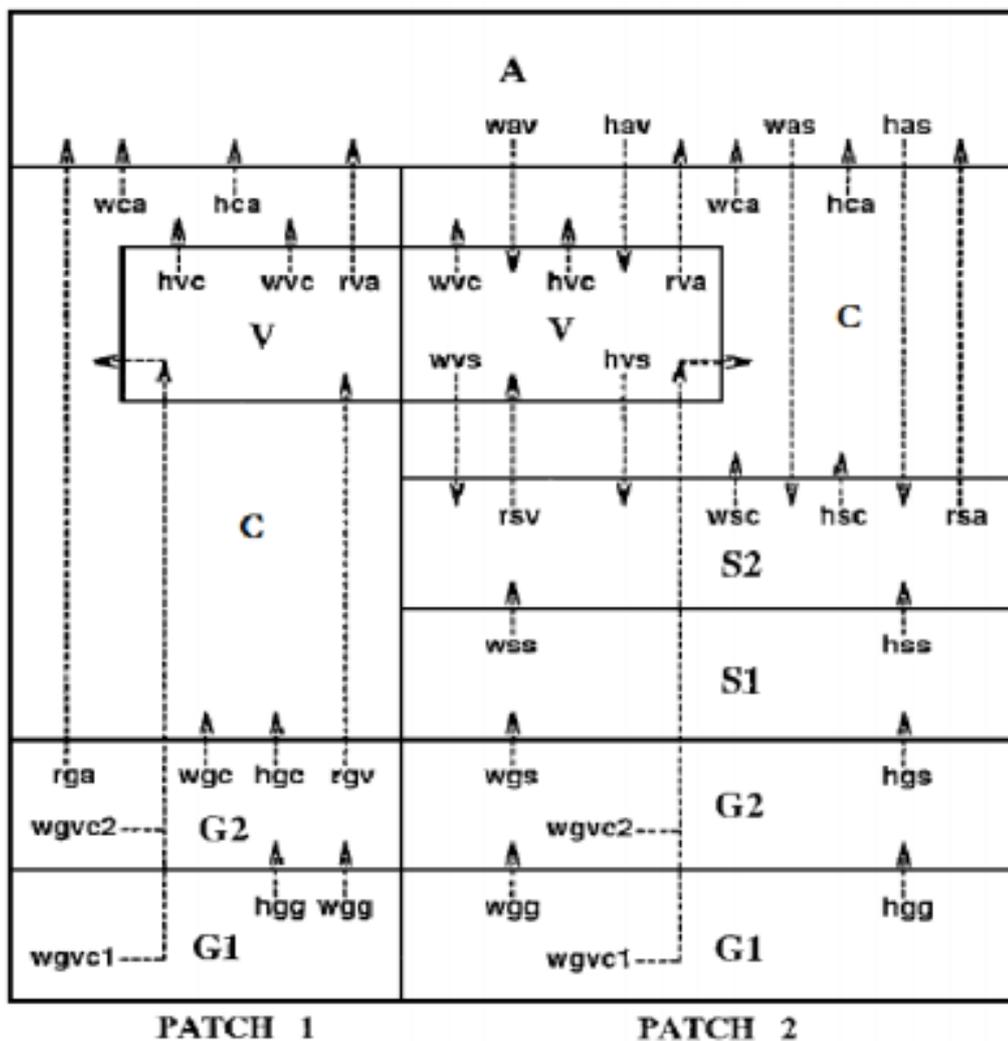


Figura 3.2 – Esquema de transferência de calor e umidade entre os membros no LEAF-2 para dois “*patches*” de uma célula de grade. As letras A, C, V, S, e G indicam a atmosfera, o ar do dossel, a vegetação, neve e solo, respectivamente. O sentido dos fluxos é indicado pelas setas e o fluxo associado a cada seta é representado pela primeira letra do texto que acompanha a mesma ([h] transferência de calor, [w] transferência de umidade, [r] transferência de radiação de onda longa). A fonte de transferência é indicada pela segunda letra que acompanha a seta e o receptor pela terceira.

Fonte: WALKO et al. (2000)

### 3.2 O esquema TEB

O esquema TEB (*"Town Energy Budget"*, MASSON, 2000) foi baseado na geometria do cânion urbano, logo leva em consideração três superfícies: as paredes, o telhado e a rua. Conforme Masson (2000), o intuito deste modelo é refinar os processos dos balanços radiativos, do balanço dos fluxos turbulentos de momento e calor para a superfície, considerando a superfície urbana e a subcamada de rugosidade.

No esquema TEB é possível identificar múltiplos balanços de energia, pois o este considera uma temperatura representativa de cada uma das superfícies (telhado, paredes e ruas) ao invés de encontrar uma temperatura única que possa representar toda a superfície urbana (MASSON, 2000).

Segundo MASSON (2000), para parametrizar os processos dinâmicos e termodinâmicos entre a cidade e a atmosfera não é possível considerar as características individuais das construções. Portanto é necessário fazer as seguintes considerações:

- ⇒ Para um mesmo tipo de solo urbano as construções têm dimensões idênticas (altura e largura) na grade do modelo.
- ⇒ Para o nível dos telhados, os efeitos de temperatura e umidade causados pela diferença entre o nível da atmosfera e do telhado são interpolados pela função de Exner (MEDVIGY et al., 2005);
- ⇒ As ruas onde são construídos os imóveis são ideais, onde o comprimento possui um valor extremamente maior do que a largura;
- ⇒ Não há restrição em relação à orientação das ruas, portanto, todas existem com a mesma probabilidade;
- ⇒ Com exceção da radiação solar direta, as demais paredes ensolaradas e ou sombreadas tem tratamento feito em conjunto para todos os processos físicos.

No esquema TEB são utilizadas três temperaturas para representar a superfície urbana, sendo essas referente aos telhados ( $T_R$ ), as ruas ( $T_r$ ) e paredes ( $T_w$ ), discretizadas em várias camadas (FREITAS, 2003). As temperaturas para as camadas superficiais do telhado, paredes e ruas podem ser representadas por equações prognósticas, escritas como:

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

Onde o subscrito \* expressa R, r, w, referindo-se ao telhado, rua e parede respectivamente.  $T_{*k}$  representa a temperatura da k-ésima camada da superfície considerada (na equação acima, K=1 indicando a camada mais externa);  $C_{*k}$  é a capacidade térmica e  $d_{*k}$  é a espessura da camada. Os fluxos  $S_*^\#, L_*^\#, H_*, LE_*, G_{*1,2}$  e  $G_{*snow,1}$ , expressam a radiação solar líquida, a radiação infravermelha líquida, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, condução do fluxo de calor entre a camada superficial e a adjacente, fluxo de calor por condução entre a base do manto da neve e a superfície. A fração da neve na superfície é denotada por  $\delta_{snow*}$ , e nas superfícies das paredes é zero.

Para calcular os fluxos de superfície turbulentos e radiativos se assume que a camada superficial é fina o suficiente, para que seja considerada uma temperatura média na camada, logo:

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

Nas outras camadas a temperatura é obtida pela equação de condução de calor.

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

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

$$C_{*k,k+1} = \bar{\lambda}_{k,k+1} \frac{T_{*k} - T_{*k+1}}{\frac{1}{2}(d_{*k} + d_{*k+1})} \quad (3.3)$$

com

$$\bar{\lambda}_{k,k+1} = \frac{d_{*k} + d_{*k+1}}{(d_{*k}/\lambda_{*k}) + (d_{*k+1}/\lambda_{*k+1})} \quad (3.4)$$

Onde  $\lambda_{*k}$  é a condutividade térmica para a camada k.

### 3.2.1 Evolução dos Reservatórios de Água

Com a presença do esquema de temperaturas no TEB, fica mais fácil de obter os cálculos para a umidade específica de saturação e para o fluxo de calor sensível. Há uma interceptação da precipitação líquida pela superfície dos telhados e ruas, além disso, tem o escoamento pelos bueiros. Superfícies como as ruas e os telhados são impermeáveis, logo podem ser cobertos por uma certa quantidade de água, parametrizados pelas variáveis  $W_r$  e  $W_R$ , respectivamente. A fração da superfície tratada por água é representada por,  $\delta_R$  e  $\delta_r$ . A água evapora quando a umidade do ar é não saturada até que tenha desaparecido da superfície impermeável (FREITAS, 2003).

O cálculo da fração de superfície (livre de neve) ocupada por água líquida é obtido por:

$$\delta_* = (W_*/W_{*max})^{2/3} \quad (3.5)$$

sendo  $W_{*max}$  a quantidade máxima de água a superfície.

Outro parâmetro a ser considerado é o orvalho urbano. Nessas condições observa-se a umidade de saturação da superfície menor do que a umidade do ar, logo a superfície é considerada úmida ( $\delta_* = 1$ ), permitindo a ocorrência de um fluxo de calor latente negativo e a formação do orvalho.

A equação para os reservatórios de água é:

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

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

Os reservatórios possuem uma pequena capacidade e o excesso de água é perdido como escoamento superficial,  $W_{*max} = 1$ .

### 3.2.2 Balanço de onda longa

Conforme descrito por Freitas (2003), o cálculo de radiação de onda longa aprisionada dentro do cânion é realizado considerando uma re-emissão. Um fator que tem impacto no cálculo da radiação líquida é o fator de visão do céu (FVC) e para geometria urbana são calculados por:

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

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

Nas Equações 3.7 e 3.8 são calculados o FVC de uma rua e da parede, onde  $h$  representa a altura dos edifícios e  $w$  a largura da rua. Esses fatores indicam a porção do céu visível. Para edifícios baixos  $\Psi_r$  tende a 1 e  $\Psi_w$  tende a 0.5. Porém, se os edifícios tiverem altura mais elevada, o  $\Psi_r$  e o  $\Psi_w$  tendem a zero, favorecendo maior troca radiativa entre as paredes e uma redução na energia que escapa para o céu.

$$\begin{aligned} L_r^* = \varepsilon_r \Psi_r L^\downarrow - \varepsilon_r \sigma T_r^4 - \varepsilon_r \varepsilon_w (1 - \Psi_r) \sigma T_w^4 \\ + \varepsilon_r (1 - \varepsilon_w) (1 - \Psi_r) \Psi_w L^\downarrow \\ + \varepsilon_r \varepsilon_w (1 - \varepsilon_w) (1 - \Psi_r) (1 - 2\Psi_w) \sigma T_w^4 \\ + \varepsilon_r (1 - \varepsilon_w) (1 - \Psi_r) \Psi_w \overline{\sigma \varepsilon_r T_r^4} \end{aligned} \quad (3.9)$$

$$\begin{aligned} L_w^* = \varepsilon_w \Psi_w L^\downarrow - \varepsilon_w \sigma T_w^4 - \varepsilon_r \Psi_w \overline{\sigma \varepsilon_r T_r^4} + \varepsilon_w^2 (1 - 2\Psi_w) \sigma T_w^4 \\ + \varepsilon_w (1 - \bar{\varepsilon}_r) \Psi_w \Psi_r L^\downarrow + \varepsilon_w (1 - \varepsilon_w) \Psi_w (1 - 2\Psi_w) L^\downarrow \\ + \varepsilon_w^2 (1 - \varepsilon_w) (1 - 2\Psi_w)^2 \sigma T_w^4 \\ + \varepsilon_w^2 (1 - \bar{\varepsilon}_r) \Psi_w (1 - \Psi_r) \sigma T_w^4 \\ + \varepsilon_w (1 - \varepsilon_w) \Psi_w (1 - 2\Psi_w) \overline{\sigma \varepsilon_r T_r^4} \end{aligned} \quad (3.10)$$

Onde

$$\bar{\varepsilon}_r = (1 - \delta_{snow}) + \delta_{snow} \varepsilon_{r\ snow} \quad (3.11)$$

$$\overline{\varepsilon_r T_r^4} = (1 - \delta_{snow}) \varepsilon_r T_r^4 + \delta_{snow} \varepsilon_{r\ snow} T_{snow}^4 \quad (3.12)$$

A emissividade é representada por  $\varepsilon$  e a constante de Stefan-Boltzmann por  $\sigma$ ,  $L^\downarrow$  representa a radiação que chega em uma superfície horizontal. Para encontrar as equações acima, foi considerado como contribuição das paredes  $(1 - \Psi_r)$ , o fator de visão do céu pela rua é igual a  $\Psi_w$  (por simetria) e pela parede oposta  $(1 - 2\Psi_w)$ .

### 3.2.3 Radiação Solar

O fluxo de radiação solar recebido pelas paredes e ruas precisa de cálculos especiais, devido ao efeito de sombra. A radiação solar direta recebida pela superfície dos telhados é representada por  $S^\downarrow$ ,  $\theta$  é o ângulo entre a direção do sol e o eixo do cânion e  $\lambda$  o ângulo zenital solar. Se uma rua for perpendicular a direção do sol ( $\theta =$

$\pi/2$ ) e o ângulo solar no qual o sol começa a iluminar a rua é dado por  $\lambda_0 = \arctan\left(\frac{w}{h}\right)$ .

Logo os fluxos solares diretos médios pelas paredes e ruas são representados por:

$$S_w^\downarrow\left(\theta = \frac{\pi}{2}\right) = \begin{cases} \frac{1}{2} \frac{w}{h} S^\downarrow & \text{se } \lambda > \lambda_0 \\ \frac{1}{2} (\tan(\lambda)) S^\downarrow & \text{se } \lambda < \lambda_0 \end{cases} \quad (3.13)$$

$$S_r^\downarrow\left(\theta = \frac{\pi}{2}\right) = \begin{cases} 0 & \text{se } \lambda > \lambda_0 \\ (1 - h/w \tan(\lambda)) S^\downarrow & \text{se } \lambda < \lambda_0 \end{cases} \quad (3.14)$$

Para calcular o fluxo médio considerando a orientação cânion, realiza-se duas integrações de  $\theta = 0$  até  $\theta = \theta_0$  e a segunda de  $\theta = \theta_0$  até  $\theta = \frac{\pi}{2}$ . Sendo  $\theta_0$  a orientação crítica do cânion quando a radiação é mínima ou sem iluminação suficiente. Logo os fluxos solares diretos podem ser representados pelas Equações 3.15 e 3.16.

$$S_r^\downarrow = S^\downarrow \left( \frac{2\theta_0}{\pi} - \frac{2h}{\pi w} \tan(\lambda) (1 - \cos(\theta_0)) \right) \quad (3.15)$$

$$S_w^\downarrow = S^\downarrow \left( \frac{w}{h} \left( \frac{1}{2} - \frac{\theta_0}{\pi} \right) + \frac{1}{\pi} \tan(\lambda) (1 - \cos(\theta_0)) \right) \quad (3.16)$$

$$S_R^\downarrow = S^\downarrow \quad (3.17)$$

A radiação solar espalhada recebida pela superfície é representada por  $S_*^\downarrow$ , e a equação é deduzida do FVC. O balanço de ondas curtas é calculado a partir de um sistema geométrico para um número infinito de reflexões, devido ao formato do cânion. As reflexões são assumidas como isotrópicas.  $M_*$  é a soma das reflexões contra a rua e a parede:

$$M_r = \frac{R_r(0) + (1 - \Psi_r) \bar{\alpha}_r [R_w(0) + \Psi_w \alpha_r R_r(0)]}{1 - (1 - 2\Psi_r) \alpha_w + (1 - \Psi_r) \Psi_w \bar{\alpha}_r \alpha_w} \quad (3.18)$$

$$M_w = \frac{R_w(0) + \Psi_w \alpha_w R_r(0)}{1 - (1 - 2\Psi_w) \alpha_w + (1 - \Psi_r) \Psi_w \bar{\alpha}_r \alpha_w} \quad (3.19)$$

Sendo:

$$R_r(0) = \overline{\alpha_r} S_r^\downarrow + \overline{\alpha_r} S_r^\uparrow \quad (3.20)$$

$$R_w(0) = \alpha_w S_w^\downarrow + \alpha_w S_w^\uparrow \quad (3.21)$$

$$\overline{\alpha_r} = (1 - \delta_{snow}) \alpha_r + \delta_{snow} \alpha_{rsnow} \quad (3.22)$$

Logo, a radiação solar absorvida por cada tipo de superfície é dada por:

$$S_r^* = (1 - \alpha_r) S_r^\downarrow + (1 - \alpha_r) S_r^\uparrow + (1 - \alpha_r) (1 - \Psi_r) M_w \quad (3.23)$$

$$S_w^* = (1 - \alpha_w) S_w^\downarrow + (1 - \alpha_w) S_w^\uparrow + (1 - \alpha_w) (1 - 2\Psi_r) M_w + (1 - \alpha_w) \Psi_w M_r \quad (3.24)$$

$$S_R^* = (1 - \alpha_R) S_R^\downarrow + (1 - \alpha_R) S_R^\uparrow \quad (3.25)$$

Sendo  $\alpha$  o albedo de cada superfície.

### 3.2.4 Fluxos Antropogênicos

As ações humanas colaboram para a emissão de calor e umidade para a atmosfera. Essas emissões ocorrem através do aquecimento doméstico e da combustão.

Dentro do TEB a contribuição da fonte de combustão pode ser de duas formas: industrial e veicular. Para ambas as fontes os fluxos de calor e umidade são estabelecidos pelo usuário e variam dependendo da região de estudo. Os fluxos de origem veicular afetam o balanço do ar no cânion, enquanto os fluxos industriais podem influenciar diretamente a atmosfera.

O aquecimento doméstico é resolvido de forma explícita considerando a temperatura interna constante independente da temperatura externa (padrão é 290.15 K – 17°C).

### 3.2.5 Fluxos Turbulentos

No TEB os fluxos de momentum são calculados para toda a cobertura urbana com comprimento de rugosidade ( $Z_{0town} = h/10$ ) e para o cálculo de resistência

aerodinâmica são utilizados os coeficientes de estabilidade de MASCART et al. (1995) independente das posições relativas do nível atmosférico e espessura da subcamada de rugosidade.

### 3.3 Configuração utilizada para as simulações

O modelo BRAMS foi configurado com duas grades com espaçamento de grade de 4 km e 1 km, sendo que a grade maior possui 160 pontos em x e 144 em y e a grade 2 tem 298 pontos em x e 226 em y (vide Figura 3.3). Foram utilizados 38 níveis em coordenadas do tipo sigma na vertical, com um espaçamento inicial de 70 m próximo à superfície e uma amplificação por um fator de 1,2 até a altura de 1000 m (grade telescópica) para permitir um melhor detalhamento da CLP. O primeiro nível do modelo ficou em 18,2 metros. Acima de 1000 m, o espaçamento permaneceu constante e igual a 1000 m.

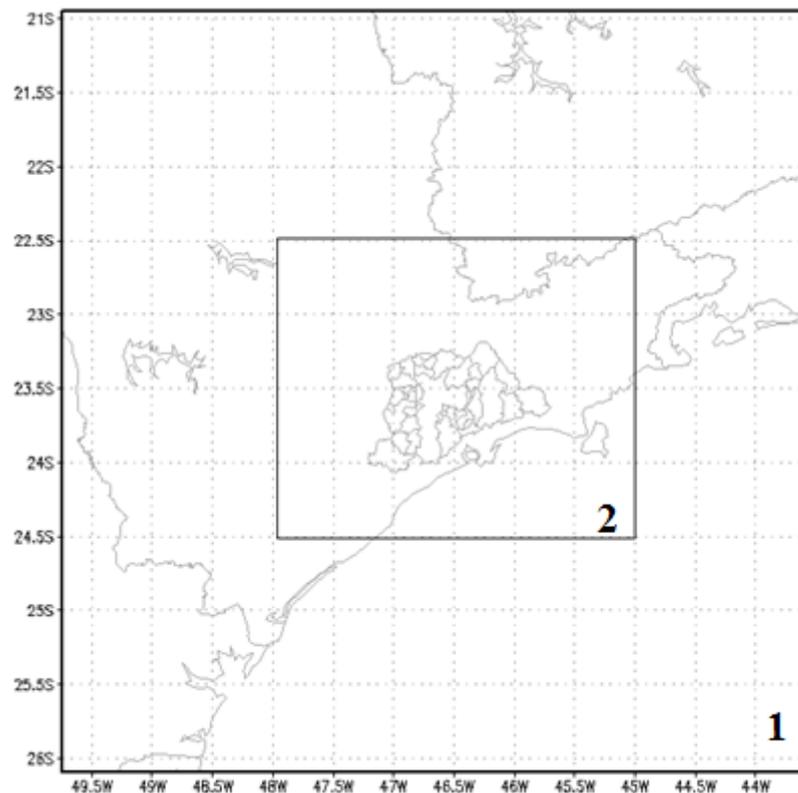


Figura 3.3 – Domínios de integração utilizados no modelo BRAMS (1) refere-se a grade de 4 km e (2) a grade de 1 km.

Inicialmente foram realizadas 3 simulações para a RMSP, denominadas PROC1, PROC2 e PROC3. A principal diferença entre as simulações é o arquivo de uso e ocupação do solo. Na PROC1, foi utilizado o arquivo de uso e ocupação do solo

modificado por Freitas (2003), na PROC2 foi utilizado o arquivo de uso e ocupação do solo criado neste trabalho, mencionado no Capítulo 2, e na PROC3, a área urbana do arquivo de uso e ocupação do solo utilizado na PROC2 foi substituído por vegetação do tipo floresta mista (Figura 3.4).

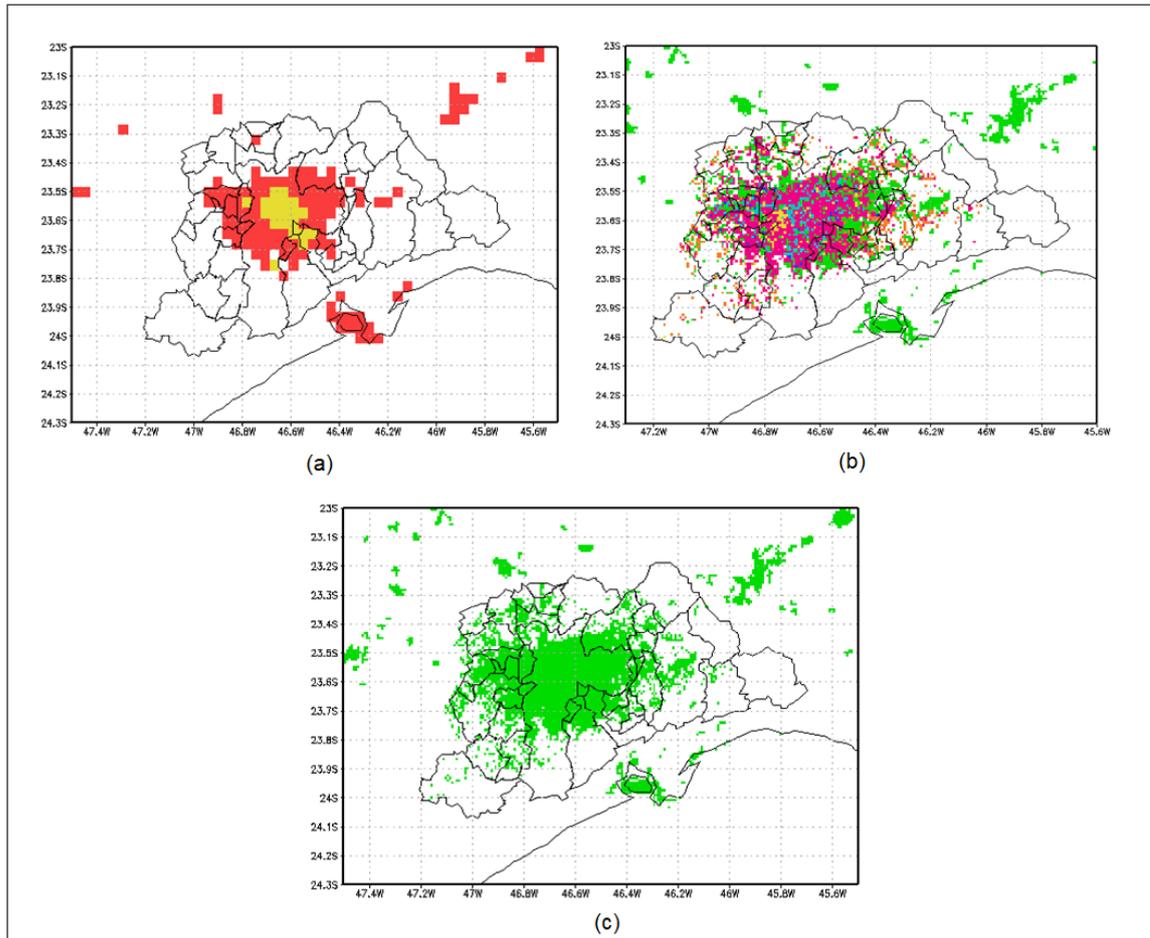


Figura 3.4 – Uso do solo utilizado nas simulações (a) PROC1 com dois tipos de solo urbano descrito por FREITAS (2003), (b) PROC2 seis tipos de solo urbano e (c) PROC3 substituição de toda a área urbana por vegetação do tipo floresta mista.

As características e parametrizações utilizadas nas simulações são apresentadas na Tabela 3.1. Os parâmetros utilizados pelo esquema TEB para cada tipo de solo urbano são representados na Tabela 3.2. Para todas as simulações foram utilizadas condições iniciais e de contorno do Global Forecast System (GFS), com resolução de 0, 25°. As simulações foram inicializadas às 00Z do dia 01 de abril de 2016 e tiveram duração de 72 horas. Este período foi escolhido por apresentar dias de céu claro, baseado nos dados observados na seção 1.5. Em relação à topografia, os arquivos utilizados são oriundos do U.S. Geological Survey (USGS), com resolução espacial de 1 km.

Tabela 3.1 – Opções de “*nudging*” e parametrizações utilizadas nas simulações com o BRAMS.

Número de pontos na região de fronteira lateral utilizados para o “ <i>nudging</i> <sup>1</sup> ”	5
Escala de tempo de “ <i>nudging</i> ” nas fronteiras laterais.	1800s
Escala de “ <i>nudging</i> ” no topo do domínio.	10800s
Condição de Fronteira Lateral.	Klemp e Wilhelmson (1978)
Parametrização de radiação de onda curta/longa.	Chen e Cotton (1983)
Frequência de atualização na tendência de radiação.	600s
Parametrização de Cumulus.	Desativada
Parametrização de Turbulência.	Deformação anisotrópica (Smagorinsky, 1963) baseada nas modificações das formulações de Lilly (1962) e Hill (1974)

<sup>1</sup> *Nudging* ou relaxação Newtoniana é uma técnica de assimilação de dados, na qual insere-se um termo artificial nas equações governantes do modelo. No BRAMS esse *nudging* pode ser feito de duas formas: o *nudging* lateral, no qual o modelo sofre influência do modelo global só nas bordas laterais e na camada vertical próximo do topo; e o *nudging* central mais lateral, a região central e das bordas são influenciados pelo modelo global, na região central a influência é menor (FREITAS, 2003).

Tabela 3.2 - Valores de alguns parâmetros utilizados no TEB para as simulações.

	Urbano 1	Urbano 2	Urbano 3	Urbano 4	Urbano 5	Urbano 6
Albedo do Telhado	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18	0.18
Albedo da Rua	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08	0.08
Albedo da Parede	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14	0.14
Emissividade do Telhado	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
Emissividade da Rua	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95	0.95
Emissividade da Parede	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9	0.9
Altura das Construções (m)	20	15	5	25	50	10
Razão Geométrica	2	7	0.7	5	10	1.25
Comprimento de Rugosidade	2	1.5	0.5	2.5	3	1
Fluxo de calor Sensível do tráfego (W.m-2)	70	20	20	3	30	60
Fluxo de calor Latente do tráfego (W.m-2)	10	5	5	7	7	5
Fluxo de calor Sensível do Industrial (W.m-2)	14	30	20	10	20	10
Fluxo de calor Latente do Industrial (W.m-2)	50	50	50	30	40	30
Fração Urbana	0.8	0.7	1.1	0.7	1.2	0.5

Os valores do albedo das superfícies foram obtidos de Morais et al. (2009) e os outros parâmetros, como capacidade térmica das paredes, ruas e telhados, são os mesmos de Freitas (2003) e Freitas et al. (2007).

### **3.4 Validação do modelo BRAMS após a inserção do novo mapa de uso e ocupação do solo da RMSP.**

Com o intuito de melhorar a representação das áreas urbanas foram realizadas modificações em algumas rotinas do código do modelo BRAMS, inserindo as novas classes urbanas de acordo com o mapa de uso e ocupação do solo descrito no capítulo 2. Após foram realizadas simulações PROC1 e PROC2 para verificar

possíveis mudanças entre a PROC1 e PROC2 e validar o PROC2 como experimento controle, a partir de comparações com os dados de temperatura e umidade observados. Conforme mencionado anteriormente, o período de estudo foi escolhido com base nos dados observados em um período de 18 anos (2000 – 2017). Neste período os maiores picos de temperatura foram encontrados no mês de abril de 2016. Posteriormente, foram analisados os dias deste mês em que houve ausência de precipitação, tendo sido selecionado um período de 72 horas, a partir do dia 01/04/2016.

As análises qualitativas foram feitas de forma pontual para as coordenadas correspondentes as estações da CETESB do Butantã (23.55°S/46.72°W), Ipiranga (23.63°S/46.58°W), Lapa (23.86°S/46.72°W) e Santo Amaro (-23.63°S/46.66°W) e para a estação da Água Funda – IAG (23.65°S/46.62°W). Na Tabela 3.3 são indicadas as localizações de cada estação, bem como o tipo de uso de solo correspondente a essas localizações.

Tabela 3.3 – Localização das Estações Meteorológicas utilizadas como referência.

Estação	Lat/Lon	Tipo de uso do solo
Água Funda	23.65°S/46.62°W	
Butantã	23.55°S/46.72°W	Urbano 1
Ipiranga	23.63°S/46.58°W	Urbano 4
Lapa	23.86°S/46.72°W	Urbano 3
Santo Amaro	23.63°S/46.66°W	Urbano 5

Nos itens 3.4.1 e 3.4.2 são apresentadas, respectivamente, as análises qualitativa e quantitativa da simulação controle.

### 3.4.1 Análise qualitativa

As séries temporais de temperatura (2 m) para as cinco localizações utilizadas nesta comparação são apresentadas nas Figuras 3.5 – 3.9. As linhas em preto, azul e vermelho representam as observações, PROC1 e PROC2, respectivamente.

Em relação à variável de temperatura a 2 metros, observa-se que ambas as simulações representam os picos máximos das simulações, embora em alguns momentos haja uma diferença de fase em relação ao dado observado. No primeiro dia da simulação para as estações da Água Funda e Lapa observam-se valores “*outliers*” nos dados observados, próximo às 13UTC e 16 UTC, respectivamente. Este pico foi simulado somente no PROC1, entretanto, esta simulação continuou

representando valores “outliers” em outras estações e em horários distintos, que muitas vezes não são condizentes com os dados observados. O PROC2, apresentou resultados satisfatórios no decorrer do ciclo, simulando os picos de máxima temperatura, entretanto esta simulação em nenhum momento simula os valores “outliers” representados pelos dados observados nas estações da Água Funda e Lapa. Salienta-se, que foram realizadas diversas simulações para identificar algum possível erro no PROC1 devido aos valores “outliers”, entretanto em todas as simulações os resultados foram semelhantes. Em grande parte das estações analisadas a maior diferença entre a temperatura simulada e observada foi identificada no dia 03/04/2016.

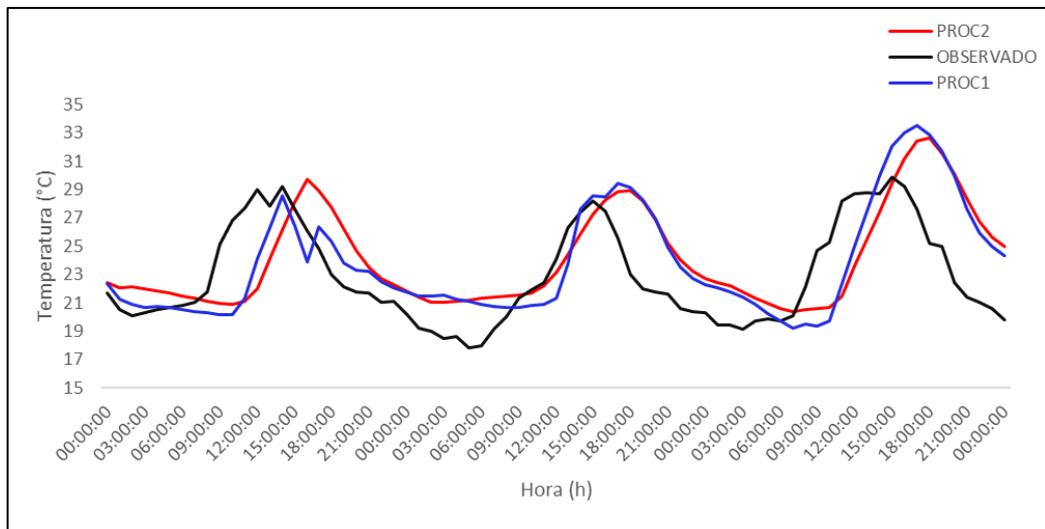


Figura 3.5 – Comparação entre a série temporal de temperatura a 2 metros observada (linha preta), simulada PROC1 (linha azul) e PROC2 (linha vermelha) para o período de 01 a 04 de abril de 2016 para a estação meteorológica da Água Funda.

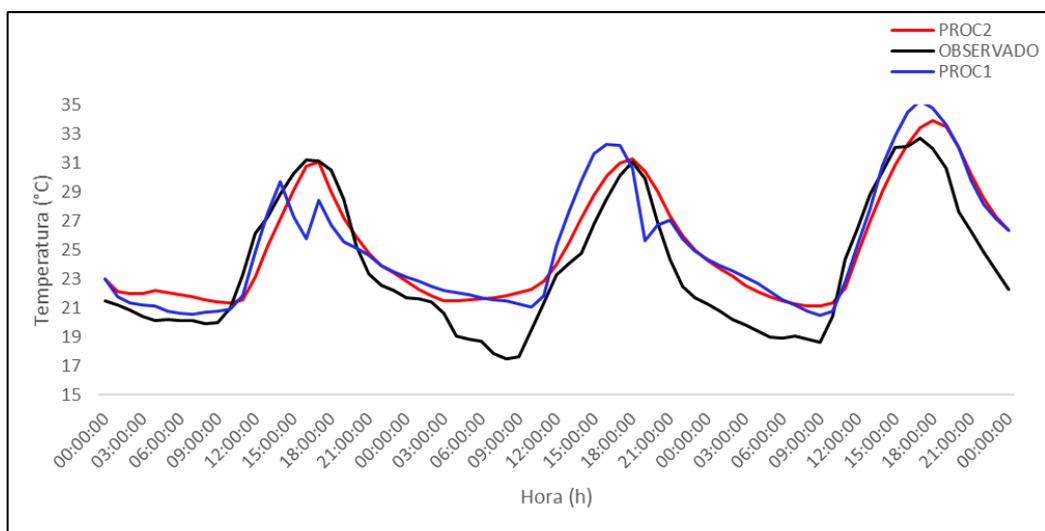


Figura 3.6 – Mesmo que na Figura 3.5, mas para a estação do Butantã.

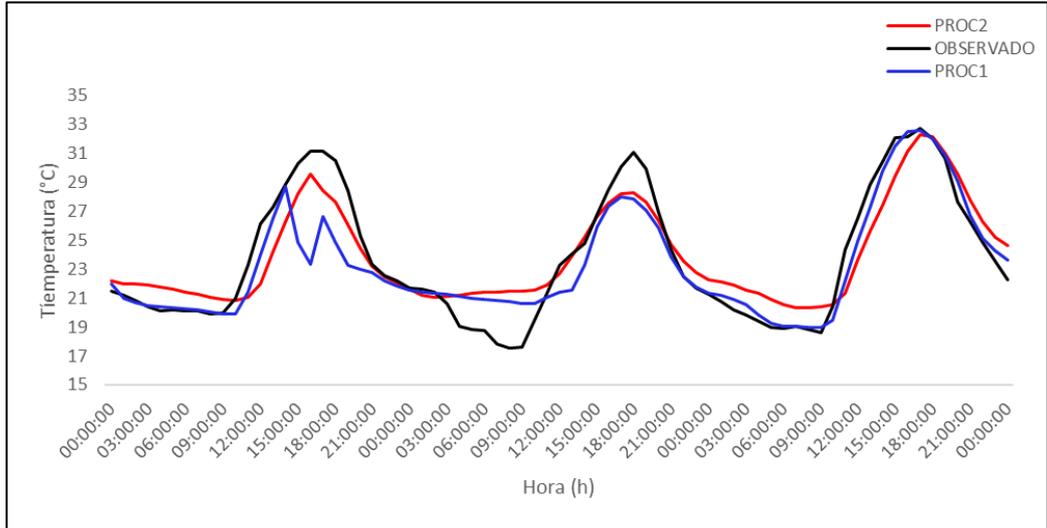


Figura 3.7 – Mesmo que na Figura 3.5, mas para a estação do Ipiranga.

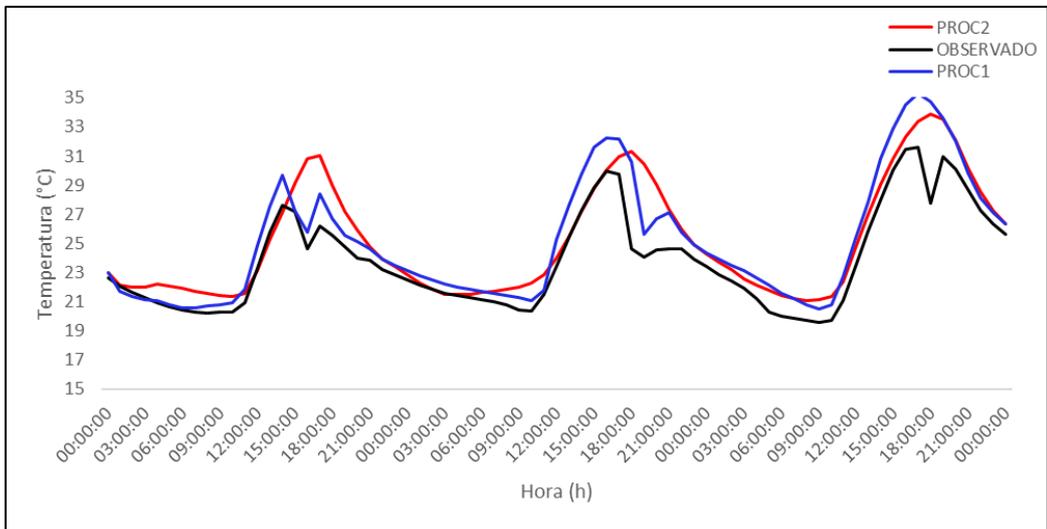


Figura 3.8 – Mesmo que na Figura 3.5, mas para a estação da Lapa.

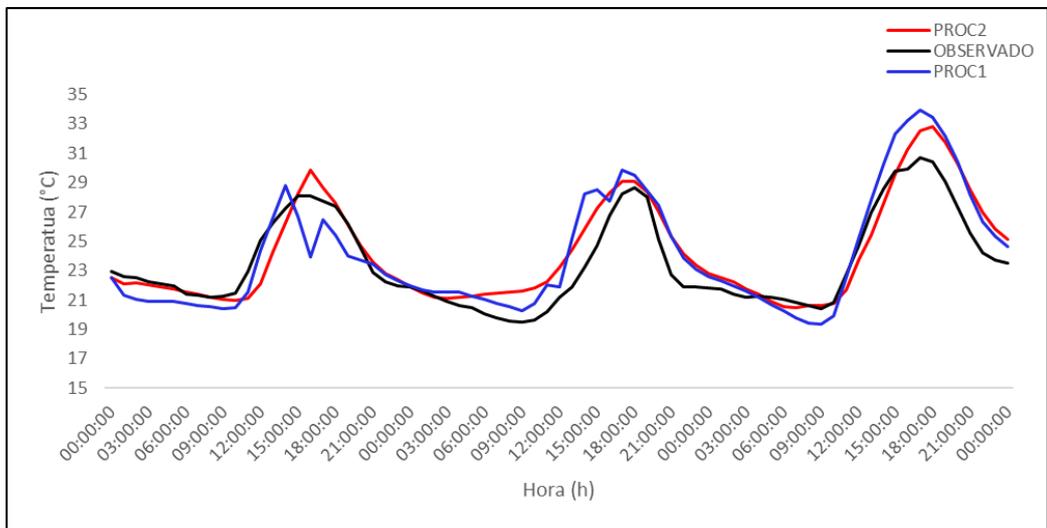


Figura 3.9 – Mesmo que na Figura 3.5, mas para a estação de Santo Amaro.

As Figuras 3.10 – 3.14 apresentam a série temporal da umidade específica para as 5 estações mencionadas anteriormente como pontos de validação. Para a obtenção desta variável, foram utilizados os dados da pressão referente a cada estação e a temperatura do ponto de orvalho simulada pelo modelo BRAMS nos cenários PROC1 e PROC2. Conforme analisado nas Figuras 3.11 – 3.15, esta variável não foi bem representada em nenhum ponto de referência pelas simulações PROC1 e PROC2. No segundo dia ambas as simulações apresentam resultados próximos ao observado em algumas horas do ciclo para as estações do Ipiranga, Lapa e Santo Amaro.

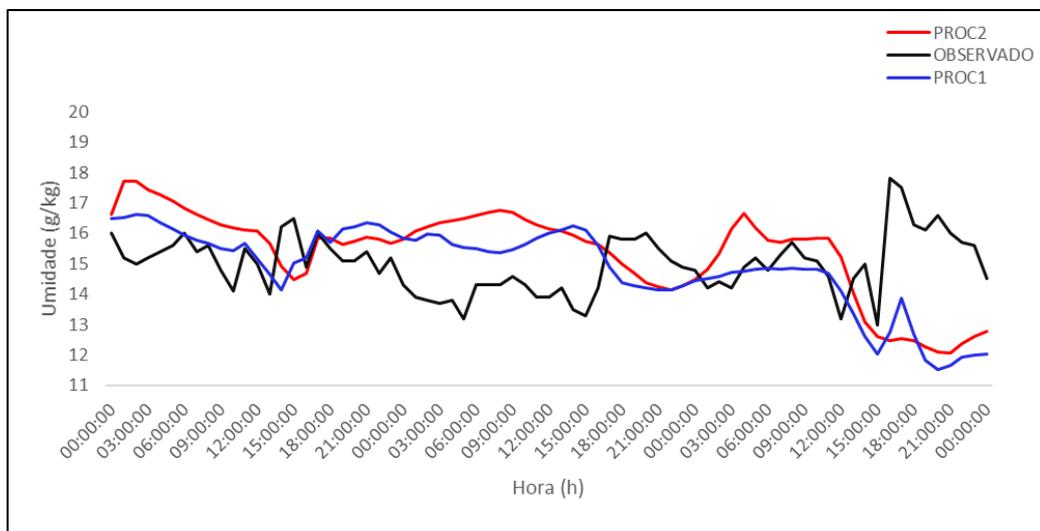


Figura 3.10 – Comparação entre a série temporal de umidade específica observada (linha preta), simulada PROC1 (linha azul) e PROC2 (linha vermelha) para o período de 01 a 04 de abril de 2016 para a estação meteorológica da Água Funda.

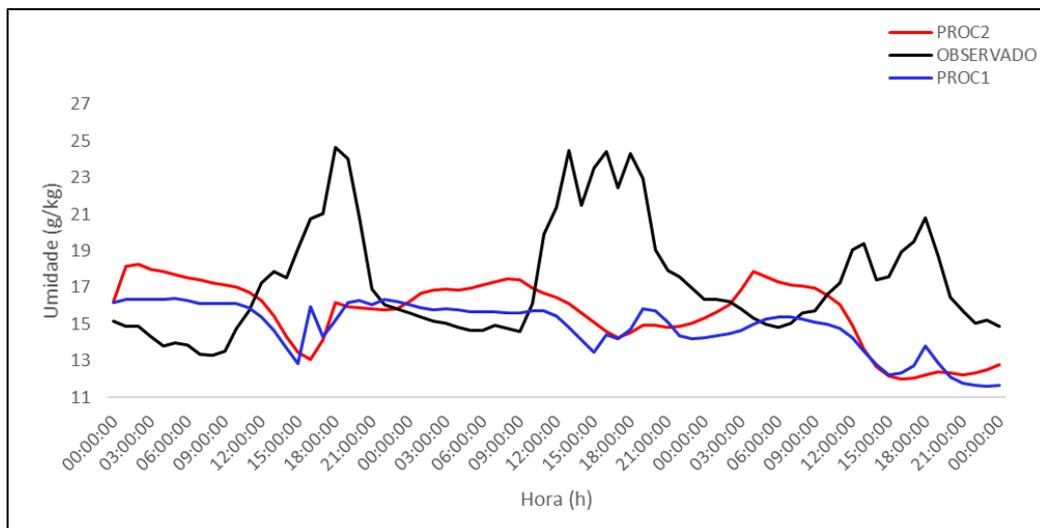


Figura 3.11 – Mesmo que na Figura 3.10, mas para a estação do Butantã.

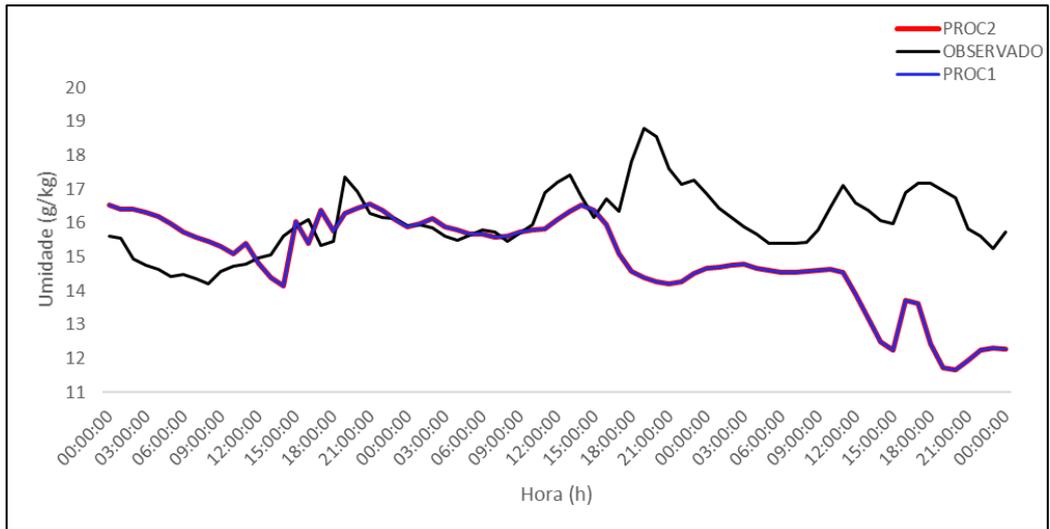


Figura 3.12 – Mesmo que na Figura 3.10, mas para a estação do Ipiranga.

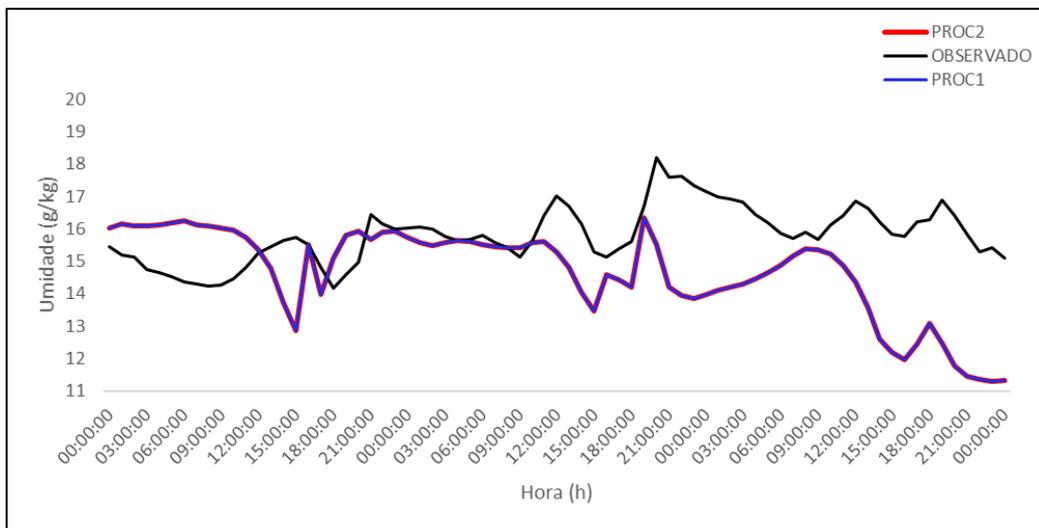


Figura 3.13 – Mesmo que na Figura 3.10, mas para a estação da Lapa.

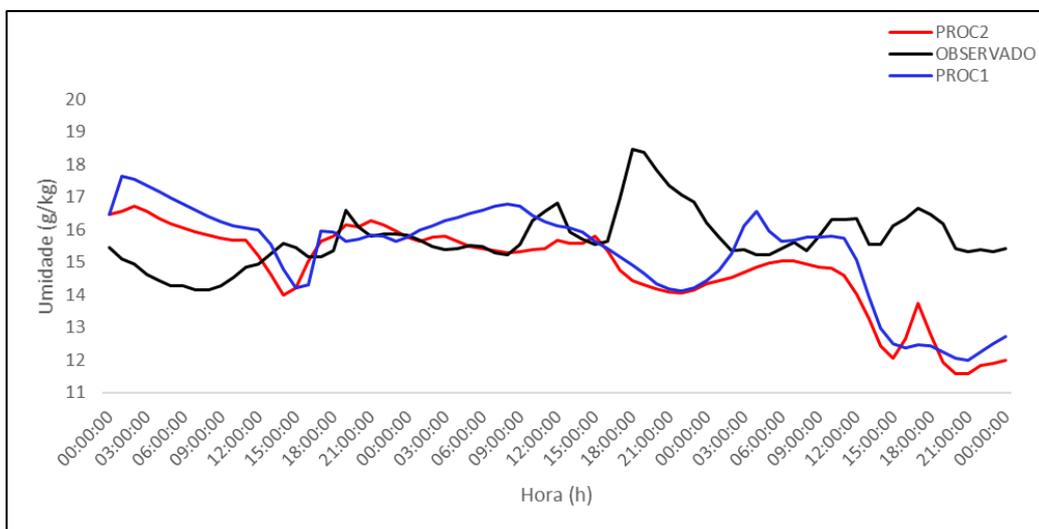


Figura 3.14 – Mesmo que na Figura 3.10, mas para a estação de Santo Amaro.

As Figuras 3.15 – 3.19 apresentam a variação do ciclo diurno da umidade relativa para as estações de referência. Observa-se que ambas as simulações representam as variações dos picos mínimos e máximos quando comparados com os dados observados. Os cenários PROC2 e PROC1 atrasam os pontos de mínimo em relação aos dados observados para a estação da Água Funda durante os três dias de simulação. Durante o primeiro dia o cenário PROC2 apresenta pontos de mínimos em fase com as estações de Santo Amaro, Ipiranga e Butantã.

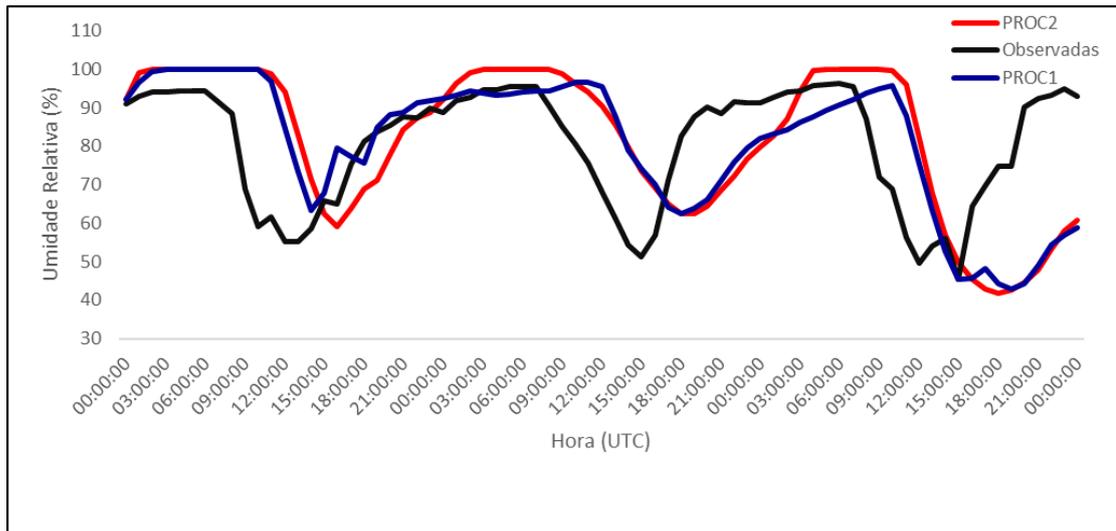


Figura 3.15 – Comparação entre a série temporal de umidade relativa observada (linha preta), simulada PROC1 (linha azul) e PROC2 (linha vermelha) para o período de 01 a 04 de abril de 2016 para a estação meteorológica da Água Funda.

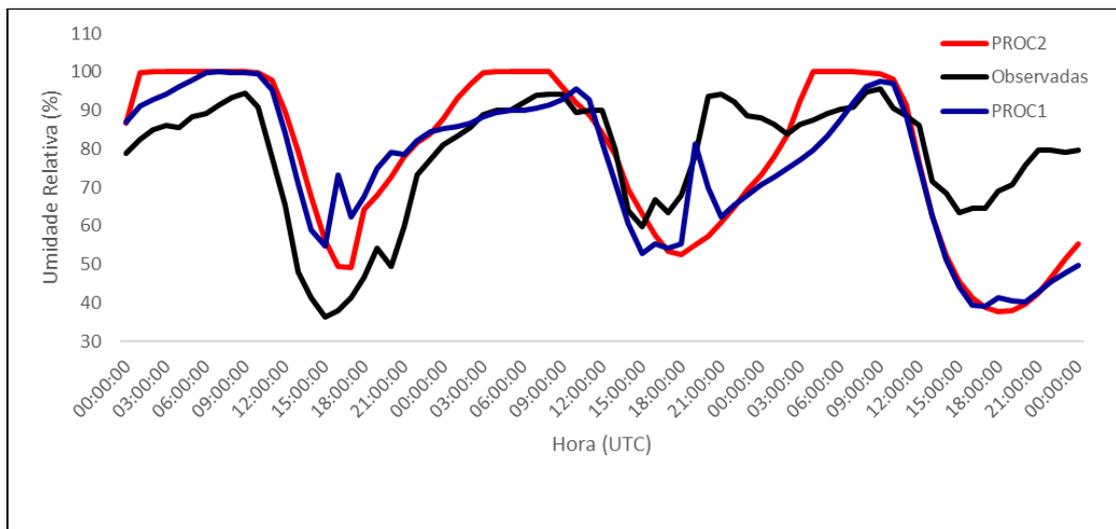


Figura 3.16 – Mesmo que na Figura 3.15, mas para a estação do Butantã.

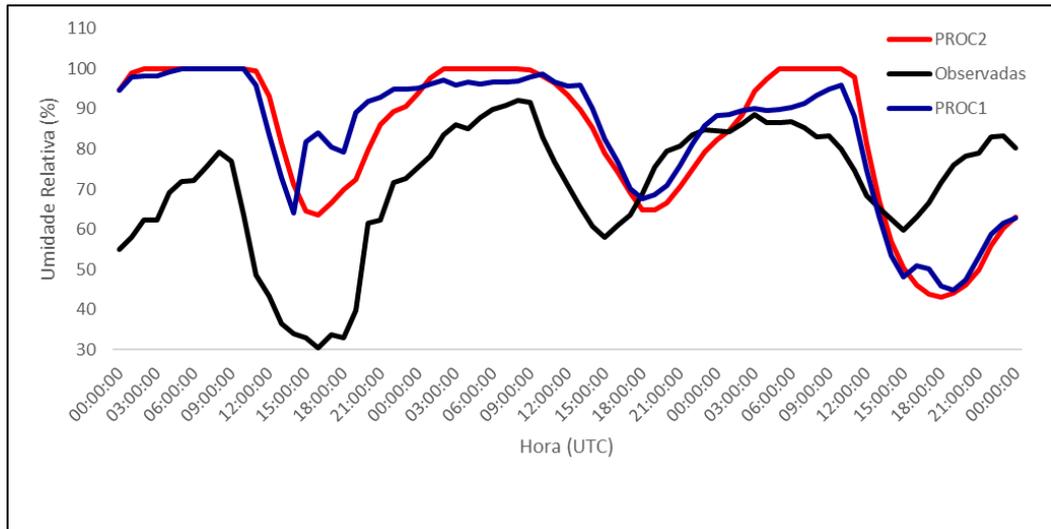


Figura 3.17 – Mesmo que na Figura 3.15, mas para a estação do Ipiranga.

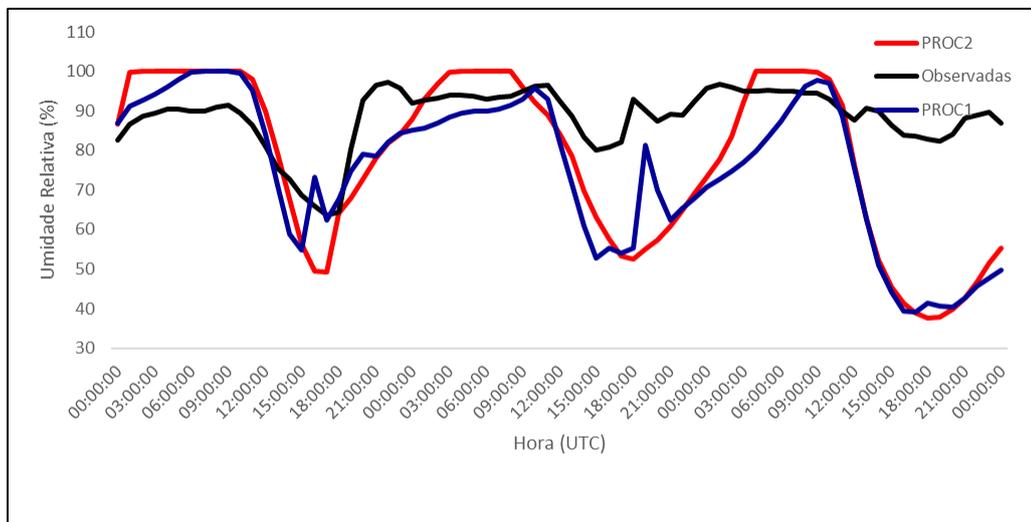


Figura 3.18 – Mesmo que na Figura 3.15, mas para a estação da Lapa.

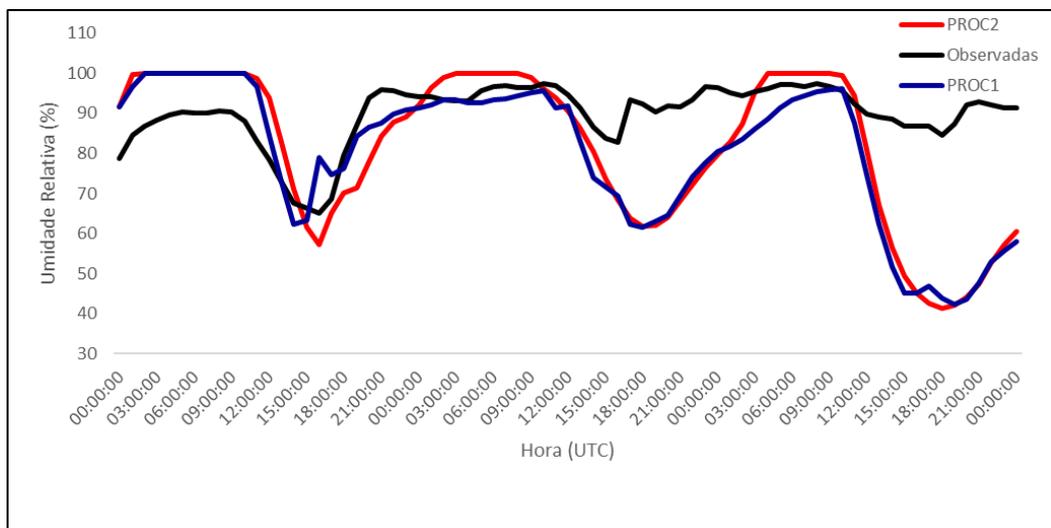


Figura 3.19 – Mesmo que na Figura 3.15, mas para a estação de Santo Amaro.

### 3.4.2 Análise Quantitativa

Sabe-se que a avaliação de forma subjetiva através da análise e interpretação de gráficos não é suficiente para validar resultados obtidos com simulações numéricas. Portanto, foi realizada uma análise complementar através de índices e escores estatísticos descritos por Wilks (2006) e Hallak e Pereira Filho (2011).

A variável utilizada para o cálculo é representada por  $P$ , que simboliza a variável de interesse, que neste trabalho são as variáveis de temperatura e a umidade específica. Os valores simulados e observados em cada ponto de grade são indicados por  $P_{is}$  e  $P_{io}$ . Com estas informações é possível achar a base para o cálculo de erros, ou seja, a diferença  $d_i$  entre os valores simulados e os valores observados no ponto de grade  $i$ , onde  $i = 1, 2, 3, \dots N$ .

$$d_i = P_{is} - P_{io} \quad (4.2)$$

Quando o resultado de  $d_i = 0$  a simulação é considerada perfeita no ponto  $i$ .

A partir da Equação 4.1 é possível desenvolver o Erro Médio (ME do termo em inglês “*Mean Error*”) ou viés (“BIAS”, termo equivalente em inglês). O viés estima a tendência de o modelo superestimar ou subestimar os valores simulados em relação a observação, e pode ser chamado de erro sistemático, sendo representado pela Equação 4.2.

$$ME = Viés = \bar{d} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N d_i \quad (4.3)$$

O viés não é o melhor parâmetro para indicar a magnitude do erro, visto que na somatória os erros individuais positivos ou negativos se anulam. Este problema pode ser contornado pela média dos erros absolutos (Erro Absoluto Médio  $|\bar{d}|$  ou MAE, do termo equivalente em inglês, “*Mean Absolute Error*”), conforme Equação 4.3.

$$MAE = |\bar{d}| = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N |d_i| \quad (4.4)$$

O Erro Quadrático Médio (MSE, do termo equivalente em inglês, “*Mean Squared Error*”) é semelhante ao MAE, embora seja sensível a grandes erros, pois as diferenças individuais são elevadas ao quadrado (WILKS, 2006).  $MSE=0$  indicaria uma simulação perfeita, sendo definido pela Equação 4.4.

$$MSE = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{is} - P_{io})^2 \quad (4.5)$$

A raiz quadrada do Erro Quadrático Médio (RMSE, do termo em inglês, “Root Mean Squared Error”) ou raiz quadrada do MSE, caracteriza-se por apresentar os valores dos erros nas mesmas dimensões da variável analisada, sendo definido por:

$$RMSE = \left[ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{is} - P_{io})^2 \right]^{1/2} \quad (4.6)$$

O desvio padrão de uma variável  $x$ ,  $\sigma(x)$ , é representado pela raiz quadrada da variância de  $x$ , conforme a Equação 4.6. A variância de  $x$  é uma medida das dispersões das ocorrências de  $x$  em torno da sua própria média.

$$\sigma(x) = \left[ \frac{1}{N} \sum (x - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \quad (4.7)$$

O parâmetro de correlação linear, mede o grau de relação linear entre duas variáveis aleatórias quantitativas e é independente das unidades de medida. O Coeficiente de Correlação de Pearson ( $r_{xy}$ ), é calculado pela Equação 4.7.

$$r_{xy} = \frac{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{\sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (x_i - \bar{x})^2} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (y_i - \bar{y})^2}} \quad (4.8)$$

O  $r_{xy}$  varia no intervalo de -1 e 1, sendo que valores positivos indicam uma relação diretamente proporcional entre as variáveis, ou seja, as duas aumentam ou diminuem ao mesmo tempo. Os valores negativos de  $r_{xy}$  representam uma relação inversamente proporcional. Uma relação linear perfeita ocorre quando se têm valores de  $r_{xy} = 1$  ou  $r_{xy} = -1$ , se este valor for igual a zero não existe relação linear entre as variáveis. Uma interpretação dos valores numéricos da correlação linear é apresentada na Tabela 3.4, conforme sugerido em Schober et al. (2018).

Para analisar o quanto o dado observado explica em percentagem o dado observado é utilizado o coeficiente de determinação ( $R^2$ ). Em uma regressão linear simples esse coeficiente pode ser expresso por  $R^2 = r_{xy}^2$ , onde  $r_{xy}$  é o coeficiente de correlação linear de Pearson.

Tabela 3.4 – Interpretação do índice de correlação linear. Fonte: Shober et al., (2018)

Valor de $r_{xy}$ (+ ou -)	Interpretação
[0.00 – 0.19]	Correlação muito fraca
[0.20 – 0.39]	Correlação fraca
[0.40 – 0.69]	Correlação moderada
[0.70 – 0.89]	Correlação forte
[0.90 – 1.00]	Correlação muito forte

Em relação à análise quantitativa foi possível observar que para a temperatura a 2 metros ambas as simulações apresentaram um viés positivo para a maioria das estações, ou seja, os valores simulados foram superestimados em relação aos dados observados. O cenário PROC1 subestimou os valores para a estação do Ipiranga. A magnitude do erro médio foi apresentada pelo índice MAE, e para ambos os cenários o valor variou de 1 a 3. O cenário PROC2 apresentou magnitudes de erro maior que o cenário PROC1 para as estações da Água Funda, Ipiranga e Lapa. Já para o erro médio quadrático o cenário PROC1 apresentou valores mais elevados em relação ao cenário PROC2 para a maioria das estações. Portanto, é possível inferir que o cenário PROC2, que utiliza o novo arquivo de uso e ocupação de solo urbano, é mais acurado para o campo de temperatura do que o cenário PROC1. O coeficiente de correlação linear de Pearson indica uma correlação muito forte nos cenários PROC1 e PROC2, exceto para a estação da Água Funda, em que a correlação foi considerada moderada. Quando analisadas numericamente, o cenário PROC2 tem maior coeficiente de correlação para as estações do Butantã, Ipiranga e Santo Amaro (vide Figura 3.200). Os dados de temperatura simulados estão em bom acordo com os dados observados para a maioria das estações, sendo que o coeficiente de determinação ficou entre 75% e 90%. Na Tabela 3.5 são apresentados os índices estatísticos para a temperatura do ar a 2 metros.

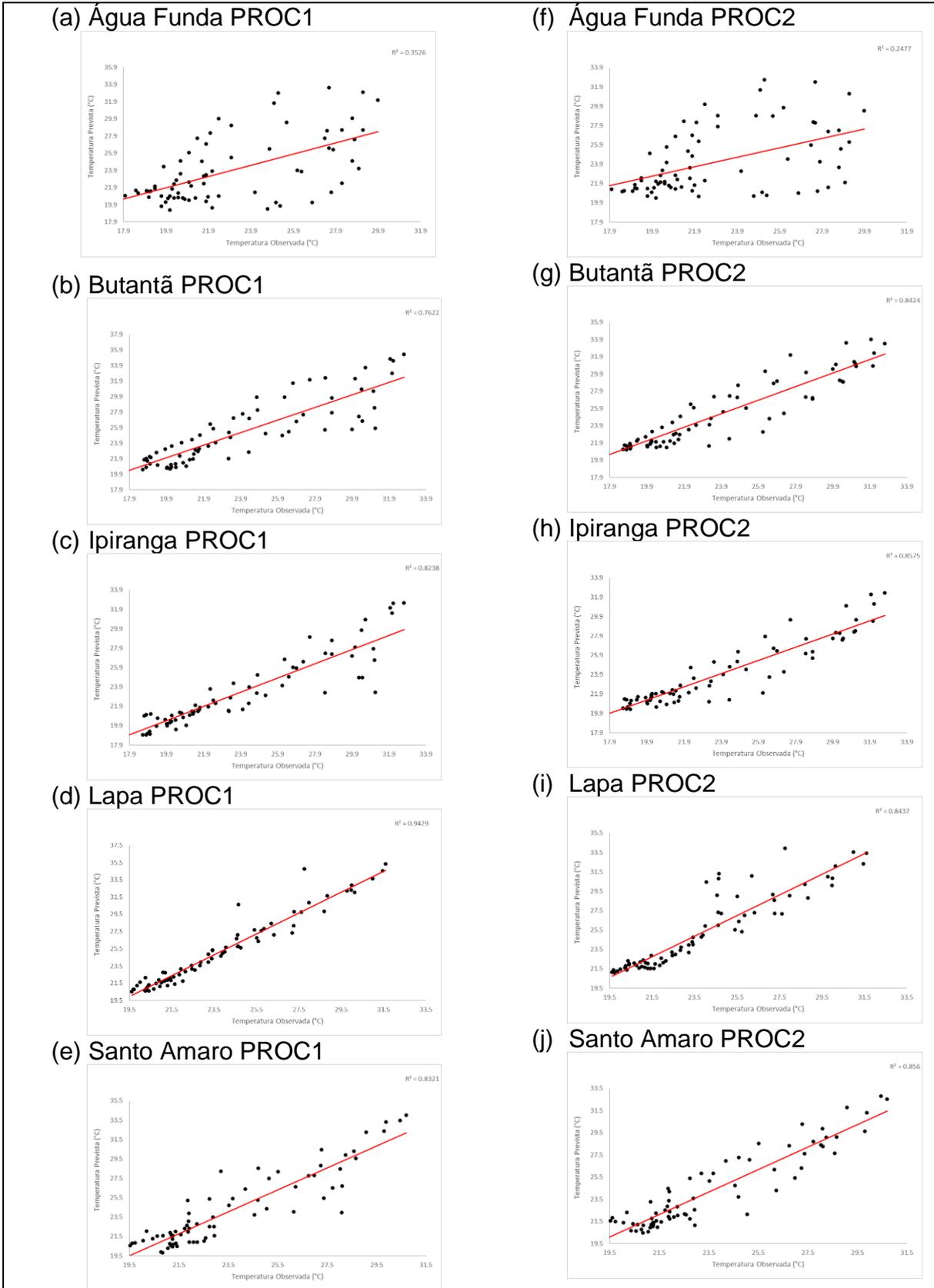


Figura 3.20 – Gráfico de dispersão para a temperatura. A coluna à esquerda refere-se ao cenário PROC1 e à direita ao cenário PROC2.

Tabela 3.5 – Índices estatísticos para temperatura do ar a 2 m, para a avaliação das simulações com as estações de referência.

<b>Estação IAG-Água Funda</b>		
<b>Índices</b>	<b>PROC1</b>	<b>PROC2</b>
Viés/BIAS	0,924	1,220
Correlação Pearson	0,594	0,498
MAE	2,689	2,975
RMSE	3,390	3,610
$\sigma_{obs}$	3,440	3,440
$\sigma_{sim}$	3,811	3,386
Coeficiente de Determinação	0,353	0,248
<b>Estação Butantã</b>		
<b>Índices</b>	<b>PROC1</b>	<b>PROC2</b>
Viés/BIAS	1,376	1,405
Correlação Pearson	0,873	0,918
MAE	2,183	1,984
RMSE	2,573	2,268
$\sigma_{obs}$	4,464	4,464
$\sigma_{sim}$	4,133	3,827
Coeficiente de Determinação	0,762	0,842
<b>Estação Ipiranga</b>		
<b>Índices</b>	<b>PROC1</b>	<b>PROC2</b>
Viés/BIAS	-0,520	0,139
Correlação Pearson	0,908	0,926
MAE	1,257	1,555
RMSE	1,984	1,880
$\sigma_{obs}$	4,464	4,464
$\sigma_{sim}$	3,598	3,284
Coeficiente de Determinação	0,824	0,857
<b>Estação Lapa</b>		
<b>Índices</b>	<b>PROC1</b>	<b>PROC2</b>
Viés/BIAS	1,355	1,384
Correlação Pearson	0,971	0,919
MAE	1,375	1,421
RMSE	1,815	2,053
$\sigma_{obs}$	3,303	3,303
$\sigma_{sim}$	4,133	3,827
Coeficiente de Determinação	0,943	0,844
<b>Estação Santo Amaro</b>		
<b>Índices</b>	<b>PROC1</b>	<b>PROC2</b>
Viés/BIAS	0,528	0,637
Correlação Pearson	0,912	0,925
MAE	1,358	1,098
RMSE	1,707	1,435
$\sigma_{obs}$	3,113	3,113
$\sigma_{sim}$	3,862	3,412
Coeficiente de Determinação	0,832	0,856

Para a umidade específica o Viés negativo indica que ambos os cenários subestimaram os valores em relação ao observado. A magnitude do erro representada pelo MAE e os índices MSE e RMSE foram praticamente iguais para a maioria das estações. O cenário PROC1 apresentou valores ligeiramente mais elevados de MAE e RMSE para a estação de Santo Amaro, enquanto o cenário PROC2 apresenta estes resultados para a estação do Butantã. Ambos os cenários apresentaram uma fraca correlação linear, onde os resultados são inversamente proporcionais em alguns pontos (correlação linear negativa), conforme mostrado na Figura 3.21. O desvio padrão das simulações (PROC1 e PROC2) só é menor do que o observado na estação do Butantã. Para o campo de umidade específica, o “*skill*” de todas as simulações foi considerado baixo (vide Tabela 3.6).

Em relação a umidade relativa as duas simulações têm tendência a superestimar os valores para as estações da Água Funda e do Ipiranga, e subestimar para as demais. O MAE para o cenário PROC2 é superior ao do cenário PROC1 para todas as estações, conforme Tabela 3.7. O cenário PROC2 apresenta uma melhor correlação em relação ao cenário PROC1, sendo os valores para as estações do Butantã e da Lapa considerados moderados. O coeficiente de determinação varia entre 4% e 27%. Na Figura 3.22 são observados os gráficos de dispersão.

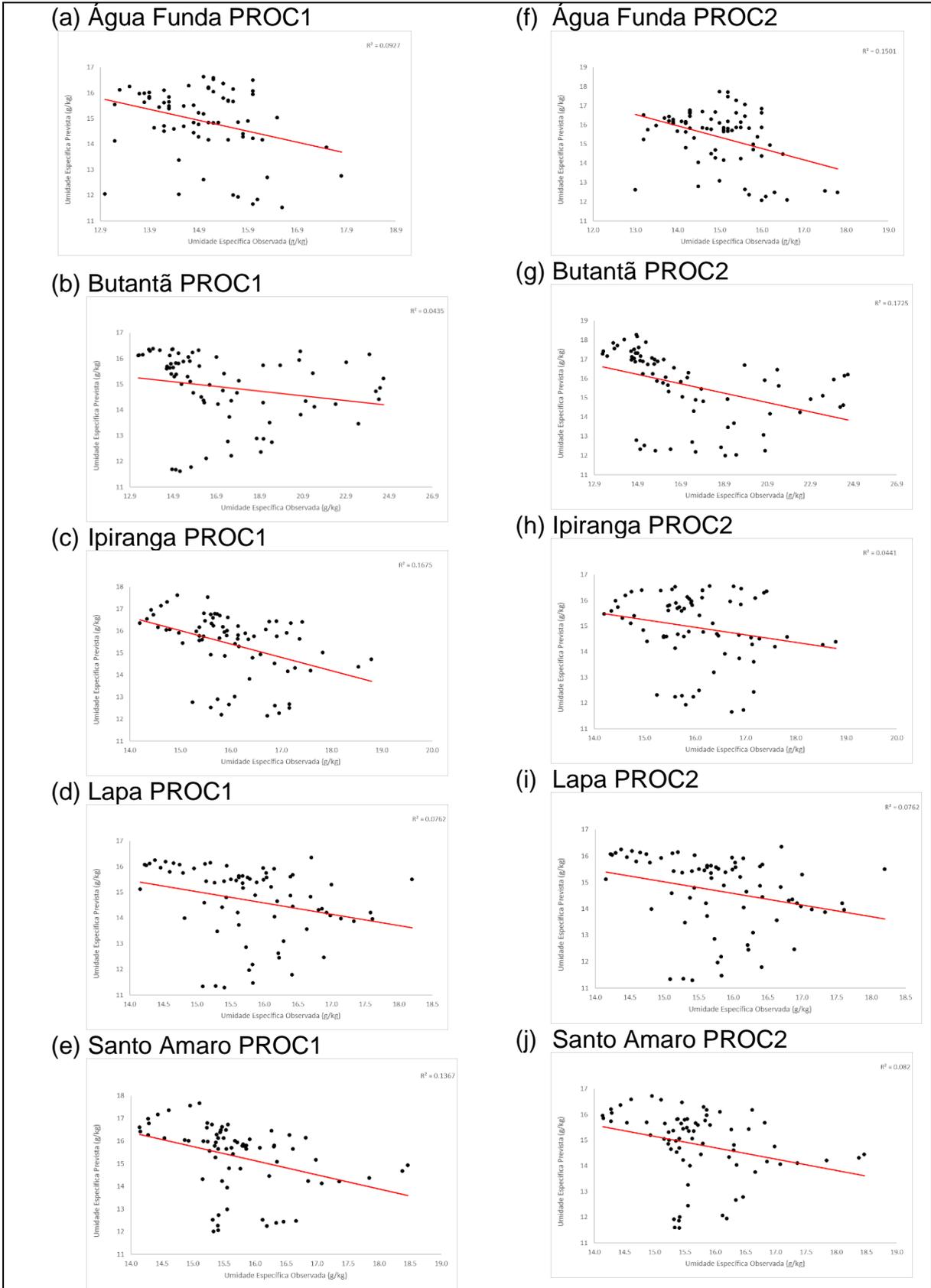


Figura 3.21 – Gráfico de dispersão para a umidade específica. A coluna à esquerda refere-se ao cenário PROC1 e à direita ao cenário PROC2.

Tabela 3.6 – Índices estatísticos para a umidade específica, para a avaliação das simulações com as estações de referência.

<b>Estação IAG-Água Funda</b>		
Índices	PROC1	PROC2
Viés/BIAS	-0,0948	-0,0948
Correlação Pearson	-0,3044	-0,3044
MAE	1,4222	1,4222
RMSE	1,8652	1,8652
$\sigma_{obs}$	0,9574	0,9574
$\sigma_{sim}$	1,3476	1,4583
Coeficiente de Determinação	0,0927	0,1501
<b>Estação Butantã</b>		
Índices	PROC1	PROC2
Viés/BIAS	-2,450	-1,690
Correlação Pearson	-0,209	-0,415
MAE	3,350	3,676
RMSE	4,358	4,482
$\sigma_{obs}$	3,093	3,093
$\sigma_{sim}$	1,361	1,807
Coeficiente de Determinação	0,044	0,172
<b>Estação Ipiranga</b>		
Índices	PROC1	PROC2
Viés/BIAS	-1,094	-1,094
Correlação Pearson	-0,210	-0,210
MAE	1,551	1,551
RMSE	2,097	2,097
$\sigma_{obs}$	0,961	0,961
$\sigma_{sim}$	1,335	1,335
Coeficiente de Determinação	0,044	0,044
<b>Estação Lapa</b>		
Índices	PROC1	PROC2
Viés/BIAS	-1,129	-1,129
Correlação Pearson	-0,276	-0,276
MAE	1,682	1,682
RMSE	2,147	2,147
$\sigma_{obs}$	0,875	0,875
$\sigma_{sim}$	1,393	1,393
Coeficiente de Determinação	0,076	0,076
<b>Estação Santo Amaro</b>		
Índices	PROC1	PROC2
Viés/BIAS	-0,404	-0,883
Correlação Pearson	-0,370	-0,286
MAE	1,561	1,487
RMSE	1,996	1,983
$\sigma_{obs}$	0,871	0,871
$\sigma_{sim}$	1,473	1,332
Coeficiente de Determinação	0,137	0,082

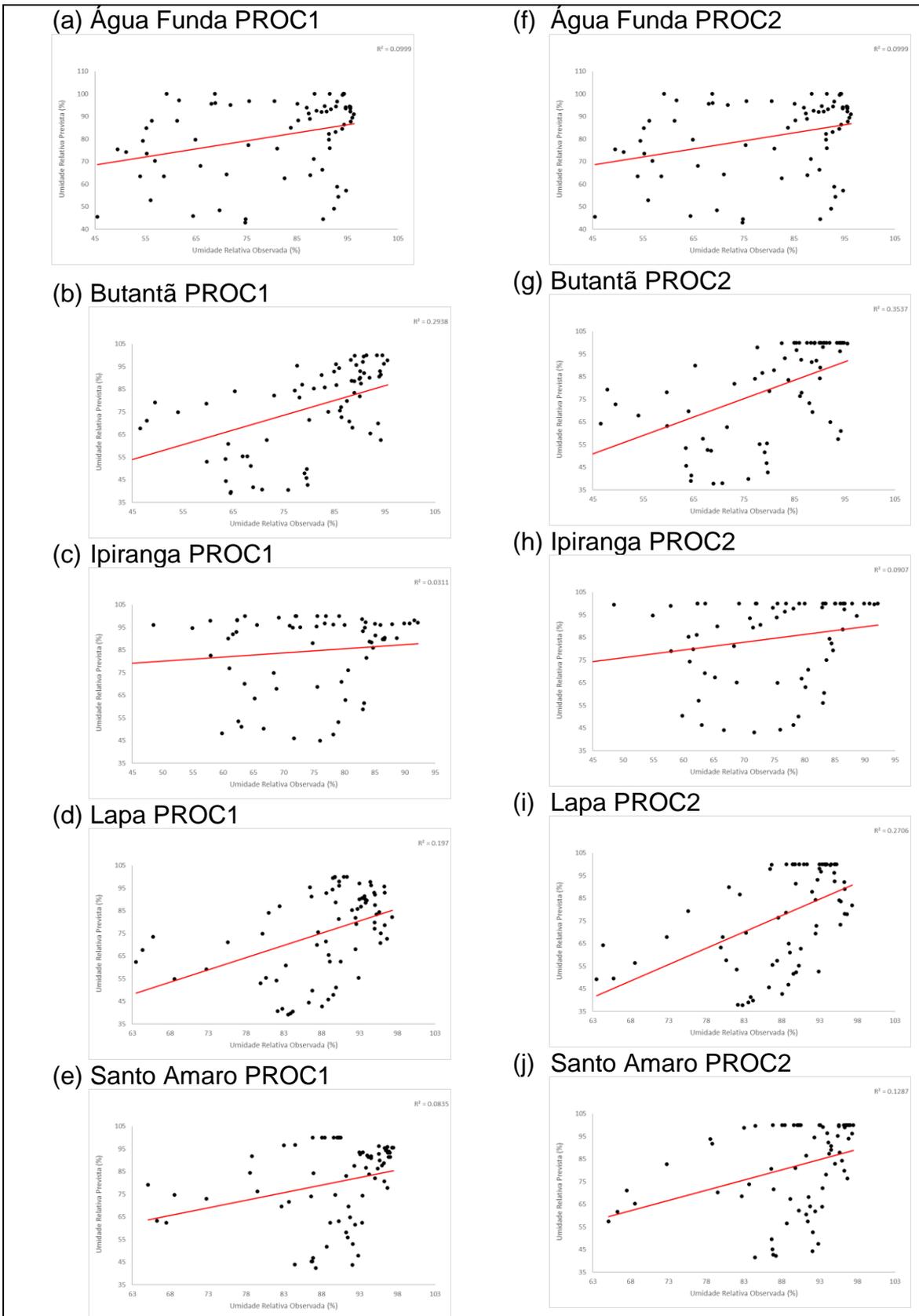


Figura 3.22 – Gráfico de dispersão para a umidade relativa. A coluna à esquerda refere-se ao cenário PROC1 e à direita ao cenário PROC2.

Tabela 3.7 – Índices estatísticos para a umidade relativa, para a avaliação das simulações com as estações de referência.

<b>Estação IAG-Água Funda</b>		
Índices	PROC1	PROC2
Viés/BIAS	0,555	1,360
Correlação Pearson	0,316	0,301
MAE	14,212	15,804
RMSE	18,907	20,251
$\sigma_{obs}$	15,198	15,198
$\sigma_{sim}$	17,221	18,850
Coeficiente de Determinação	0,100	0,100
<b>Estação Butantã</b>		
Índices	PROC1	PROC2
Viés/BIAS	-2,632	-0,293
Correlação Pearson	0,542	0,595
MAE	13,082	14,253
RMSE	16,670	17,196
$\sigma_{obs}$	15,530	15,530
$\sigma_{sim}$	18,636	21,229
Coeficiente de Determinação	0,294	0,354
<b>Estação Ipiranga</b>		
Índices	PROC1	PROC2
Viés/BIAS	13,049	12,388
Correlação Pearson	0,175	0,301
MAE	19,970	20,540
RMSE	24,427	23,680
$\sigma_{obs}$	16,010	16,010
$\sigma_{sim}$	16,388	18,233
Coeficiente de Determinação	0,031	0,091
<b>Estação Lapa</b>		
Índices	PROC1	PROC2
Viés/BIAS	-12,833	-10,495
Correlação Pearson	0,444	0,520
MAE	15,852	16,256
RMSE	20,980	21,114
$\sigma_{obs}$	7,639	7,639
$\sigma_{sim}$	18,636	21,229
Coeficiente de Determinação	0,197	0,271
<b>Estação Santo Amaro</b>		
Índices	PROC1	PROC2
Viés/BIAS	-9,541	-8,043
Correlação Pearson	0,289	0,359
MAE	13,940	14,357
RMSE	19,377	19,404
$\sigma_{obs}$	7,564	7,564
$\sigma_{sim}$	17,547	19,033
Coeficiente de Determinação	0,084	0,129

#### **4. Efeito da mudança do arquivo do uso do solo no desenvolvimento de uma ilha urbana de calor**

A substituição de áreas com presença de vegetação por superfícies impermeáveis é um dos fatores que contribui para o desenvolvimento de IUC, pois essas superfícies possuem um poder maior de absorção de calor (WENG et al., 2004). Esta substituição modifica a partição dos fluxos de energia na superfície, onde se tem uma redução no processo de evaporação da água do solo e no fluxo de calor latente e, por conseguinte, um incremento no fluxo de calor sensível (PENG et al., 2012; HU & JIA, 2010). Em contrapartida, com um maior percentual de área urbana tem-se um incremento no fluxo de radiação de onda longa (absorção e reemissão) e na absorção da radiação de onda curta, devido ao aumento da poluição atmosférica (Oke, 1982). Portanto, nesta seção serão analisadas as diferenças entre as simulações PROC1 (simulação contendo 1 tipo de solo urbano e 1 suburbano), PROC2 (simulação controle) e PROC3 (simulação com área urbana substituída por vegetação), a fim de observar os impactos causados pelo efeito da urbanização (modificações no arquivo de uso e ocupação do solo).

Na Figura 4.1 são apresentados os campos de temperatura a 2 metros e vento a 10 metros para o dia 03 de abril de 2016. As 9 HL (12 UTC), observam-se valores de temperatura entre 22 °C e 28 °C na região central da RMSP, em alguns pontos a temperatura da PROC3 é superior a PROC2. Observa-se próximo a região costeira o perfil de ventos de sudeste, caracterizando a frente de brisa, entretanto, neste horário ainda não se identifica o avanço desta para o interior do estado de São Paulo, sendo possível observar em ambas as simulações um perfil de difluência no regime dos ventos. As 16 HL (19 UTC) as temperaturas apresentam valores em torno de 30 °C – 36 °C na RMSP, na simulação PROC3 nota-se em alguns pontos temperaturas inferiores a PROC2. Em ambas as simulações para 19 UTC é possível observar que houve um deslocamento da brisa para a RMSP. Os outros dias da simulação apresentaram um escoamento do vento semelhante ao que foi apresentado na Figura 4.1. Nas simulações, não ficou explícito que a presença da vegetação na região urbana reduz a velocidade da entrada da brisa marítima, entretanto foi possível observar que a presença da cidade intensifica o vetor do vento no período da noite.

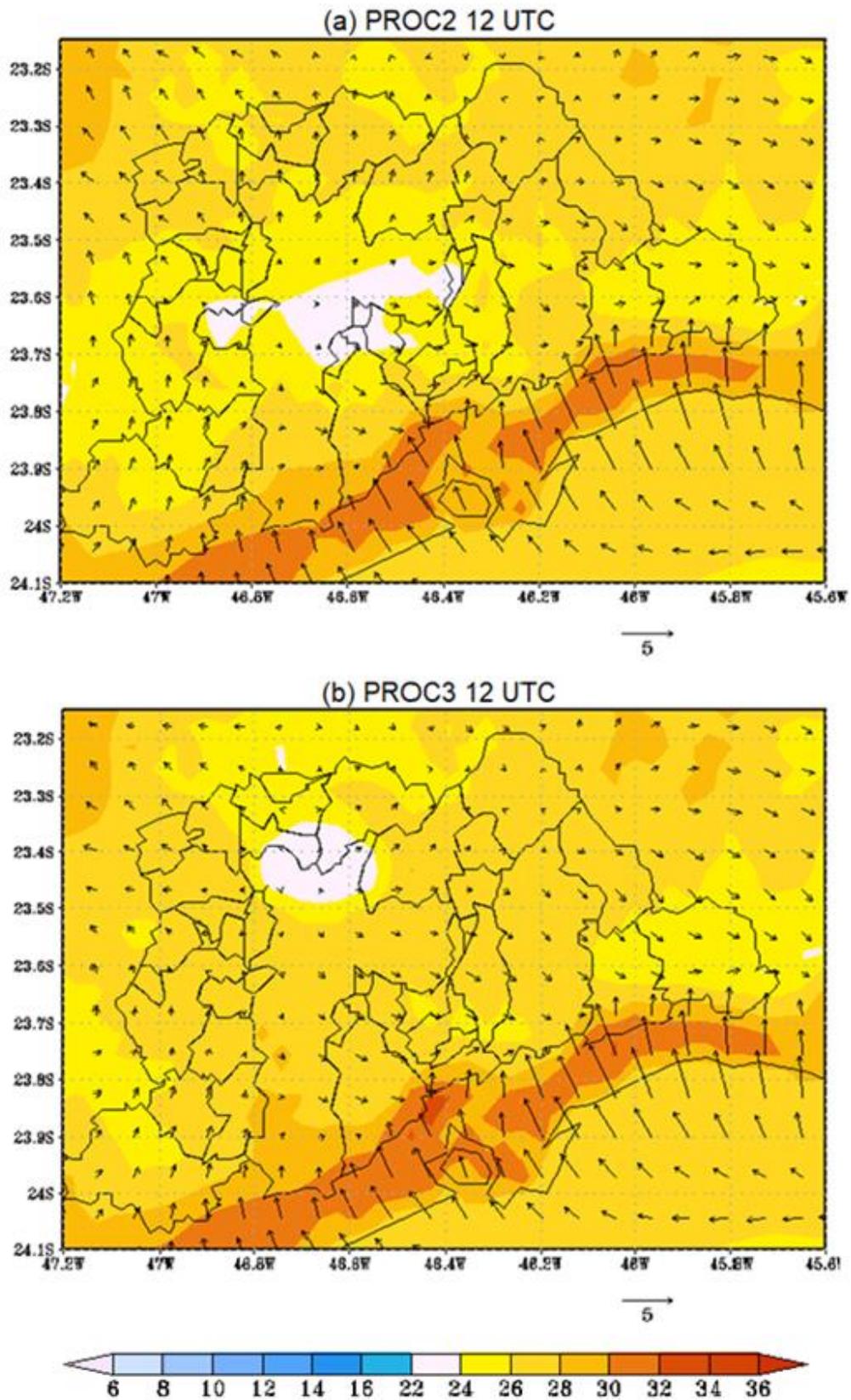
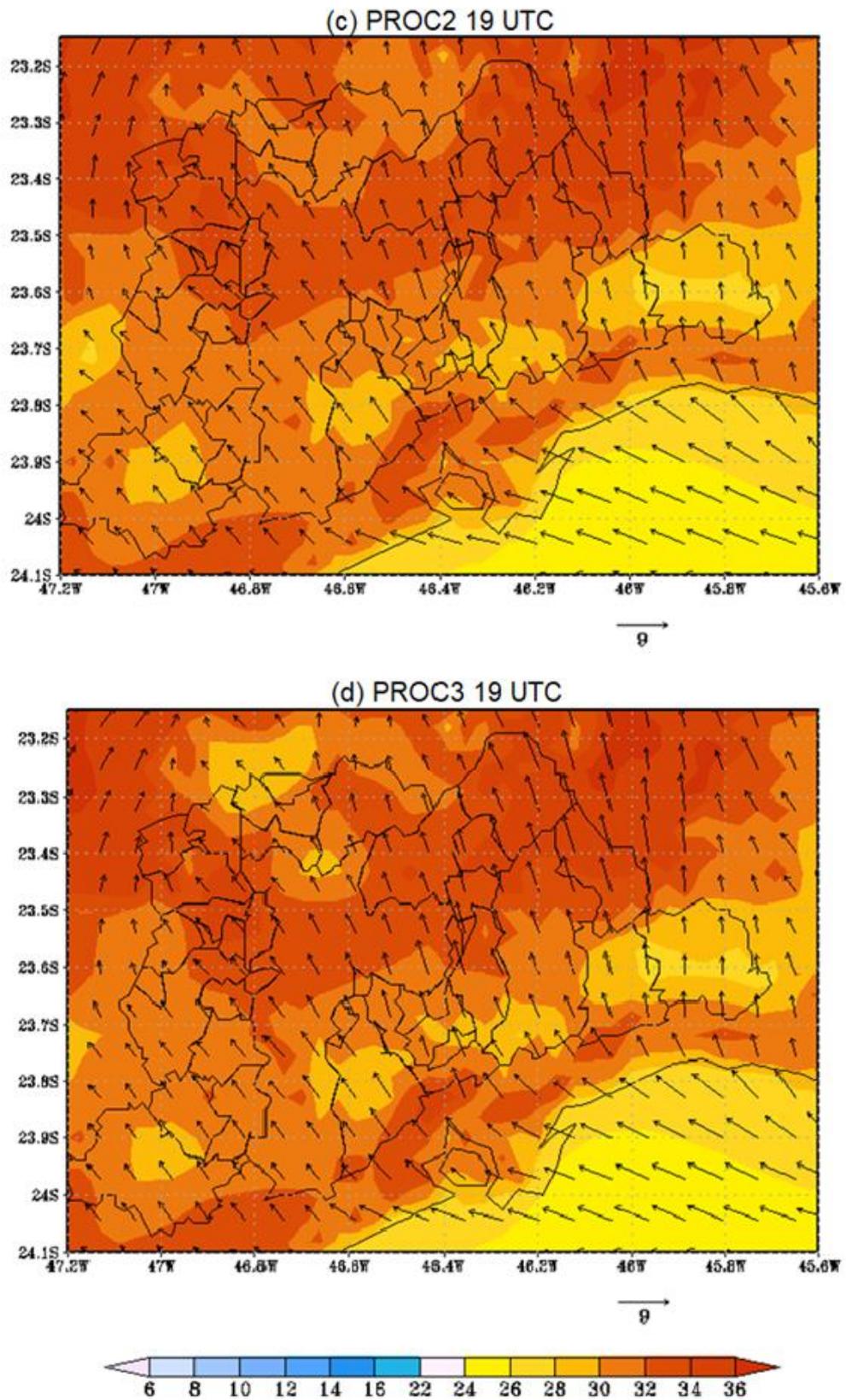


Figura 4.1 – Campo de temperatura (2 metros) e vento (10 metros) do dia 03/04/2016 para o PROC2 (a) 12 UTC e (c) 19 UTC, para o PROC3 (b) 12 UTC e (d) 19 UTC. (barra de cores indica a temperatura em °C)



Continuação - Figura 4.2 – Campo de temperatura (2 metros) e vento (10 metros) do dia 03/04/2016 para o PROC2 (a) 12 UTC e (c) 19 UTC, para o PROC3 (b) 12 UTC e (d) 19 UTC. (barra de cores indica a temperatura em °C)

A maior diferença no campo de temperatura a 2 metros entre as duas simulações ocorreu no dia 02 de abril de 2016 nos horários de 09 UTC (6 HL) 20 UTC (15 HL), conforme pode ser observado na Figura 4.3 (a – d). As 09 UTC (06 HL) a diferença de temperatura atingiu valores em torno de 1,5 °C, com núcleo central em uma região onde se observa distintos solos urbanos, que variam de construções altas, baixas e até com características de suburbano em alguns pontos, conforme mostrado na Figura 4.3a. Já para o horário das 20 UTC (18 HL) o gradiente de temperatura foi em torno de 4 °C e 6 °C distribuídos em torno de diferentes tipos urbanos, vide Figura 4.3b. Na Figura 4.3 c e d, são observadas as diferenças de temperatura entre o PROC2 e o PROC1, sendo possível notar um contraste de temperatura de até 1,5 °C sobre a mancha urbana as 09 UTC, já no período da tarde observa-se regiões que o contraste de temperatura atinge o valor de 6 °C, porém, em ambas as figuras (c) e (d) não há evidência clara do padrão característico de uma ilha urbana de calor (isotermas restritas ao redor de um mesmo núcleo quente).

É importante salientar que em ambas as figuras em alguns pontos não são observados contrastes de temperatura na região da mancha urbana (área plotada em cinza na figura). Freitas (2003), afirma que outros tipos de circulações locais ou circulações de escala sinótica podem se sobrepor ao efeito de ilha de calor tornando-a imperceptível. Um exemplo deste caso são as regiões urbanas localizadas em regiões litorâneas, que devido aos ventos originados pelas montanhas e pela brisa terrestre o efeito da ilha de calor é praticamente anulado, pois há rápida mistura do ar, eliminando os gradientes térmicos.

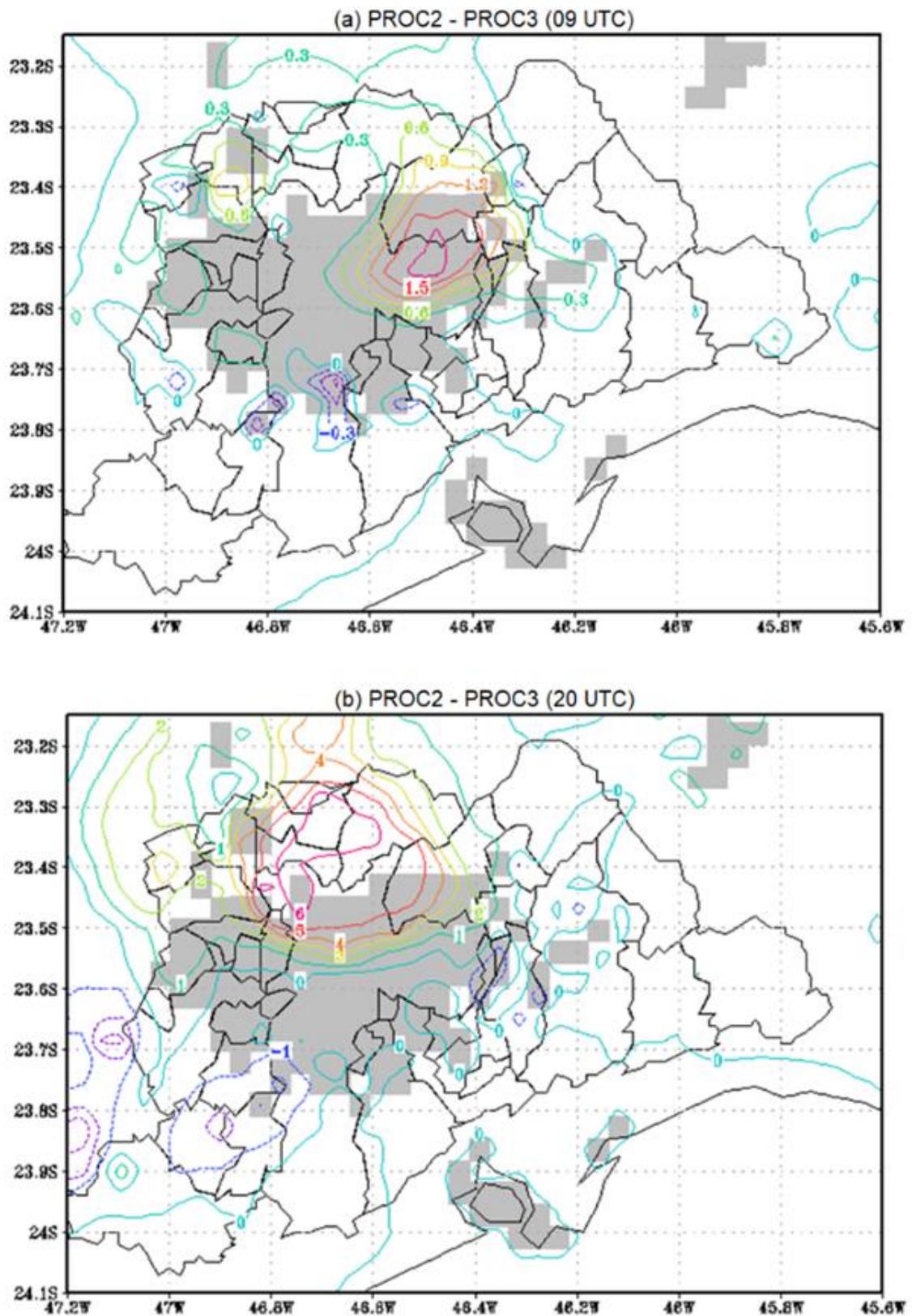
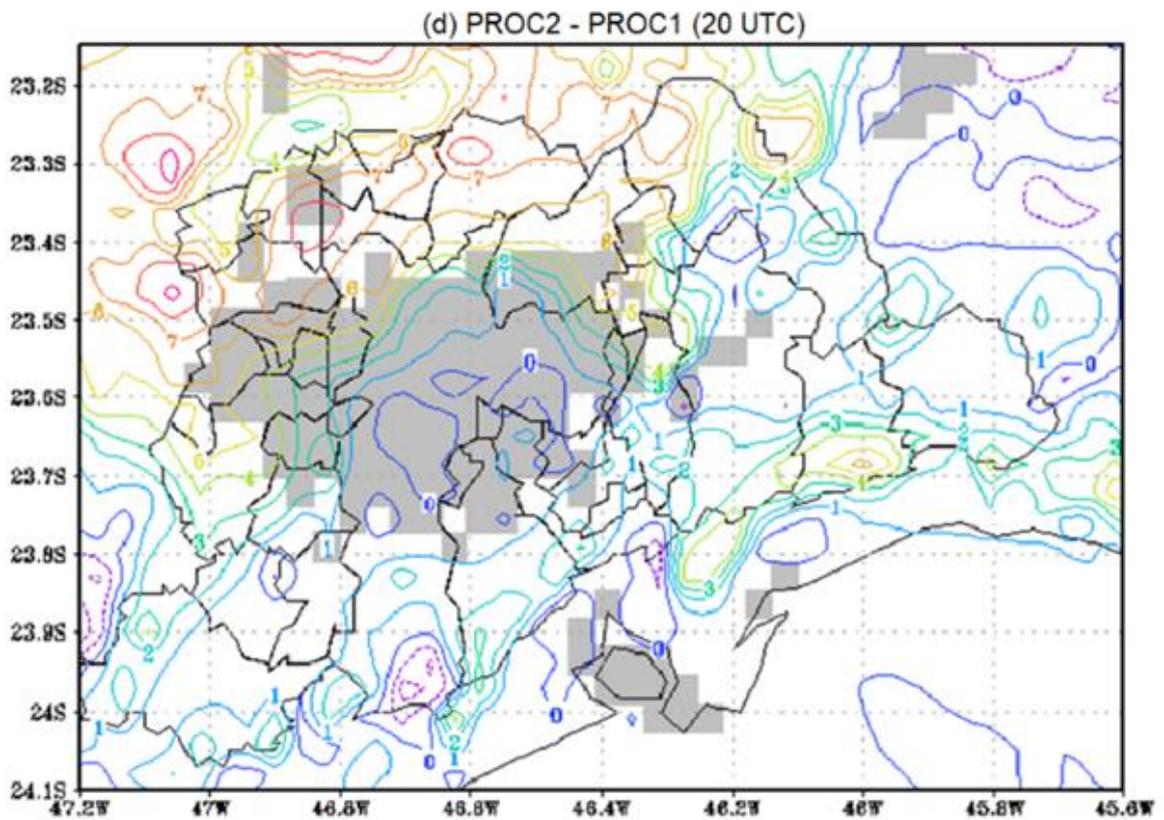
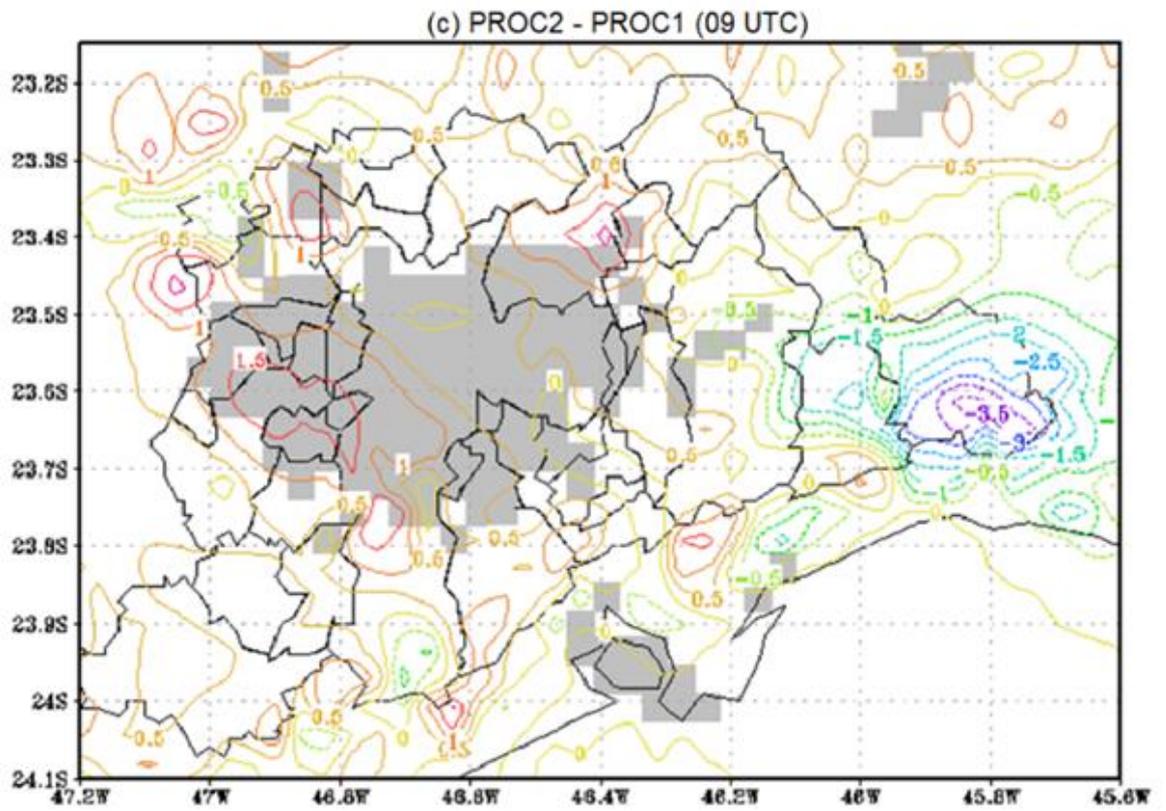


Figura 4.3 – Diferença de temperatura a 2 metros entre a simulação controle PROC2 e as simulações PROC1 e PROC3, nos horários das 09 UTC e 20 UTC para o dia 02/04/2016, em cinza é representada a mancha urbana.



Continuação 1 – Figura 4.4 – Diferença de temperatura a 2 metros entre a simulação controle PROC2 e as simulações PROC1 e PROC3, nos horários das 09 UTC e 20 UTC para o dia 02/04/2016, em cinza é representada a mancha urbana.

A Figura 4.5 mostra a variação do ciclo diurno das variáveis que compõem o balanço de energia em superfície (BES) para a simulação controle no dia 02 de abril de 2016. Observam-se valores nulos para a radiação de onda curta no intervalo das 00 HL e 06 HL, após esse intervalo observa-se um aumento do Balanço de Ondas Curtas (BOC) até atingir um valor máximo de  $915 \text{ W.m}^{-2}$  (Ipiranga) e  $916 \text{ W.m}^{-2}$  (Butantã) às 12HL, posteriormente este valor decresce até ficar próximo de zero novamente às 19 HL. A radiação de onda longa atmosférica na superfície apresenta valores máximos de  $541 \text{ W.m}^{-2}$  (Butantã) e  $522 \text{ W.m}^{-2}$  (Ipiranga) às 14 HL. O saldo de radiação está em fase com o balanço de onda curta, onde no período diurno o valor máximo é de  $397 \text{ W.m}^{-2}$  (Butantã) e de  $414 \text{ W.m}^{-2}$  (Ipiranga). Entre 16 HL e 08 HL o saldo de radiação é negativo com valores entre  $-22 \text{ W.m}^{-2}$  e  $-381 \text{ W.m}^{-2}$ .

Valores semelhantes aos encontrados neste trabalho são descritos por Ferreira (2010), que ao estimar o balanço de energia para a cidade de São Paulo encontrou um saldo de radiação de  $520 \text{ W.m}^{-2}$  para o mês de fevereiro e  $452 \text{ W.m}^{-2}$  em agosto para o período diurno. Maitelli (2010) fez um estudo sobre o balanço de energia para a cidade de Cuiabá, durante um período de transição da estação seca para a chuvosa. A autora obteve valores máximos de  $570 \text{ W.m}^{-2}$  no decorrer do dia e ao anoitecer de  $-50 \text{ W.m}^{-2}$ .

O ciclo diurno do calor sensível apresenta um máximo de  $315 \text{ W.m}^{-2}$  na estação do Butantã e  $337 \text{ W.m}^{-2}$  para a estação Ipiranga às 14 HL. Já a evolução diurna do fluxo de calor latente apresenta valores máximos às 10 HL de  $129 \text{ W.m}^{-2}$  (Butantã) e  $153 \text{ W.m}^{-2}$  (Ipiranga). Logo em seguida, observa-se uma queda nesses valores e em ambas as estações se observa um mínimo de  $39 \text{ W.m}^{-2}$  às 11 HL e 12 HL. Os valores de calor latente e sensível apresentaram uma defasagem horária em relação ao saldo de radiação, divergindo do balanço de onda curta que está em fase.

Callejas et al., (2016) ao realizarem um estudo de balanço de energia para a cidade de Cuiabá encontraram valores máximos de calor sensível às 12 HL, cuja intensidade foi de  $243,4 \text{ W.m}^{-2}$ . Já para o fluxo de calor latente o valor encontrado foi de  $140 \text{ W.m}^{-2}$  no mesmo horário. Assim como neste trabalho, Ferreira (2010) encontrou o valor máximo de calor sensível às 14 HL de  $197 \text{ W.m}^{-2}$  para o mês de agosto e de  $209 \text{ W.m}^{-2}$  para o mês de fevereiro. Para o calor latente o autor encontrou

os valores máximos no mesmo horário, sendo de  $65 \text{ W.m}^{-2}$  para agosto e  $67 \text{ W.m}^{-2}$  para o mês de fevereiro.

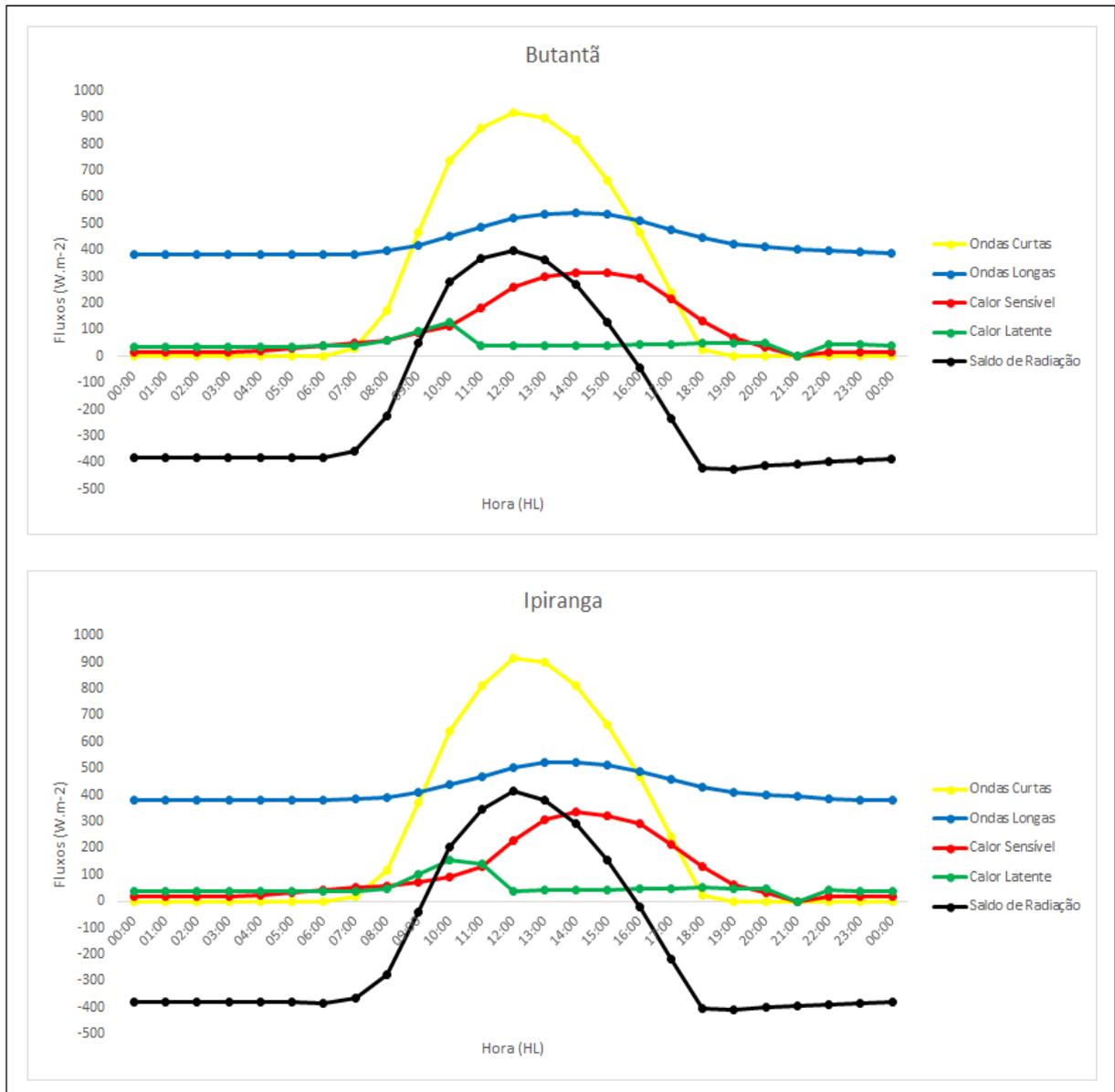


Figura 4.5 – Componentes do BES para a simulação controle no dia 02/04/2016. Na parte superior os resultados para a estação do Butantã e na inferior para a estação do Ipiranga. Linhas em amarelo representam as ondas curtas, em azul ondas longas, a linha vermelha o calor sensível e a verde o calor latente.

Na Figura 4.6 (a – d) são apresentadas as diferenças entre os campos espaciais dos fluxos de calor sensível entre as simulações PROC2 – PROC3 e PROC2 – PROC1 para o dia 02 de abril de 2016, onde é possível observar um incremento no fluxo de calor sensível tanto no período do dia ( Figura 4.6 b e d) quando

à noite (Figura 4.6 a e c). Durante o dia em alguns pontos da RMSP observa-se uma diferença em torno de  $400 \text{ W.m}^{-2}$ . Durante a noite a simulação controle apresenta valores até  $10 \text{ W.m}^{-2}$  maiores que a simulação PROC3 (Figura 4.6 – a) e PROC1 (Figura 4.6 – c).

Em relação ao fluxo de calor latente observa-se em alguns pontos da área urbana o calor latente é  $10 \text{ W.m}^{-2}$  no período da noite (Figura 4.8 (a) e (c)). No período diurno o fluxo de calor latente é  $100 \text{ W.m}^{-2}$  menor em alguns pontos da região urbana em relação a PROC3, este padrão se repete em relação a PROC1 conforme Figura 4.8 (b) e (d).

A razão de Bowen ( $H/LE$ ) é definida pela razão entre o fluxo de calor sensível ( $H$ ) e o Fluxo de calor latente ( $LE$ ), expressa em  $\text{W.m}^{-2}$ . No período da noite observa-se uma diferença negativa próxima de zero ou zero para a região da mancha urbana, vide Figura 4.10 (a) e (c). No período do dia observam-se valores positivos para a diferença entre o PROC2 e PROC3 em alguns pontos da mancha urbana conforme indicado na Figura 4.10c. Já para a diferença entre o PROC2 e o PROC1 observam-se valores positivos e negativos da razão de Bowen em alguns pontos da mancha urbana (Figura 4.10d).

Os valores encontrados para a diferença entre a simulação controle (PROC2) e a simulação com a substituição da vegetação PROC3, apresentam um padrão semelhante ao encontrado por Morais (2014).

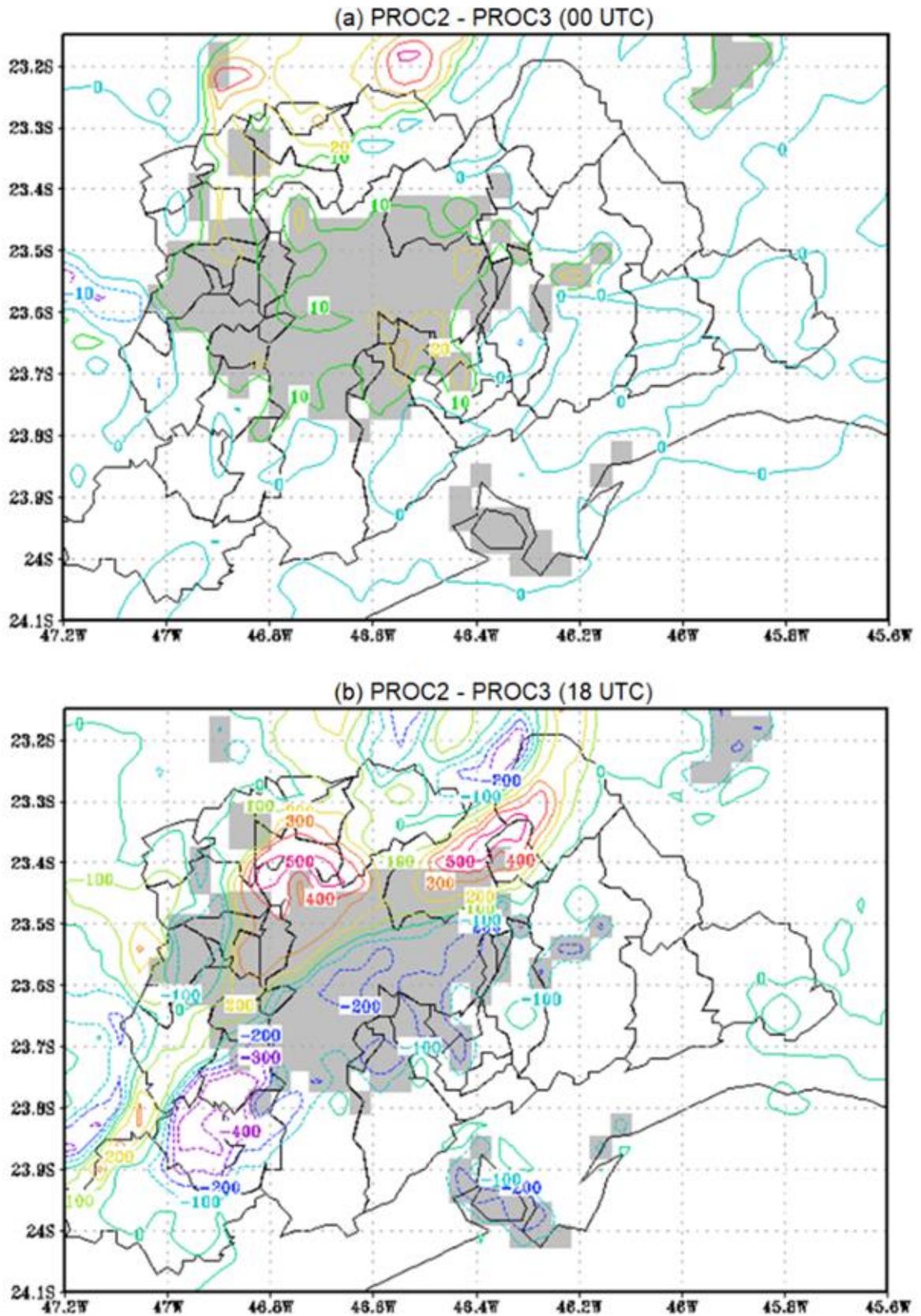
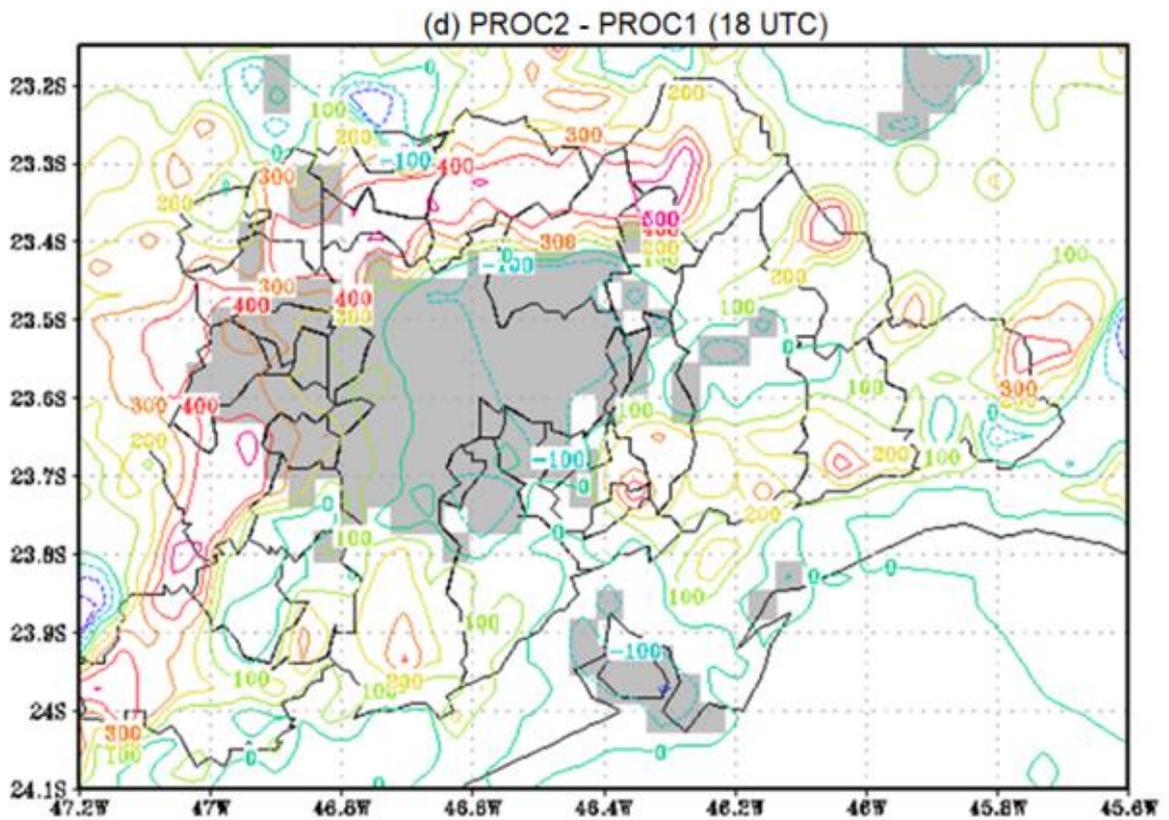
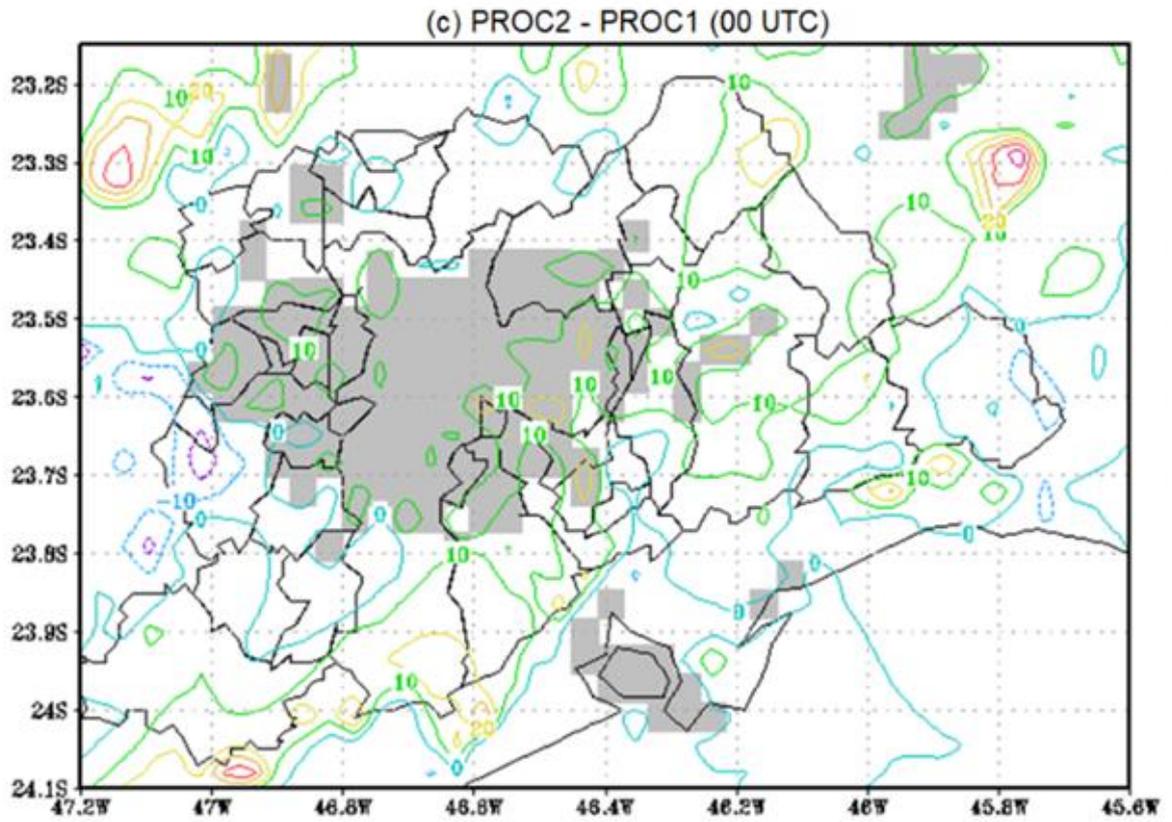


Figura 4.6 – Diferença do fluxo de calor sensível entre a simulação controle PROC2 e as simulações PROC1 e PROC3 no dia 02/04/2016, nos horários das 00 UTC e 18UTC, em cinza é representada a mancha urbana.



Continuação – Figura 4.7 – Diferença do fluxo de calor sensível entre a simulação controle PROC2 e as simulações PROC1 e PROC3 no dia 02/04/2016, nos horários das 00 UTC e 18UTC, em cinza é representada a mancha urbana.

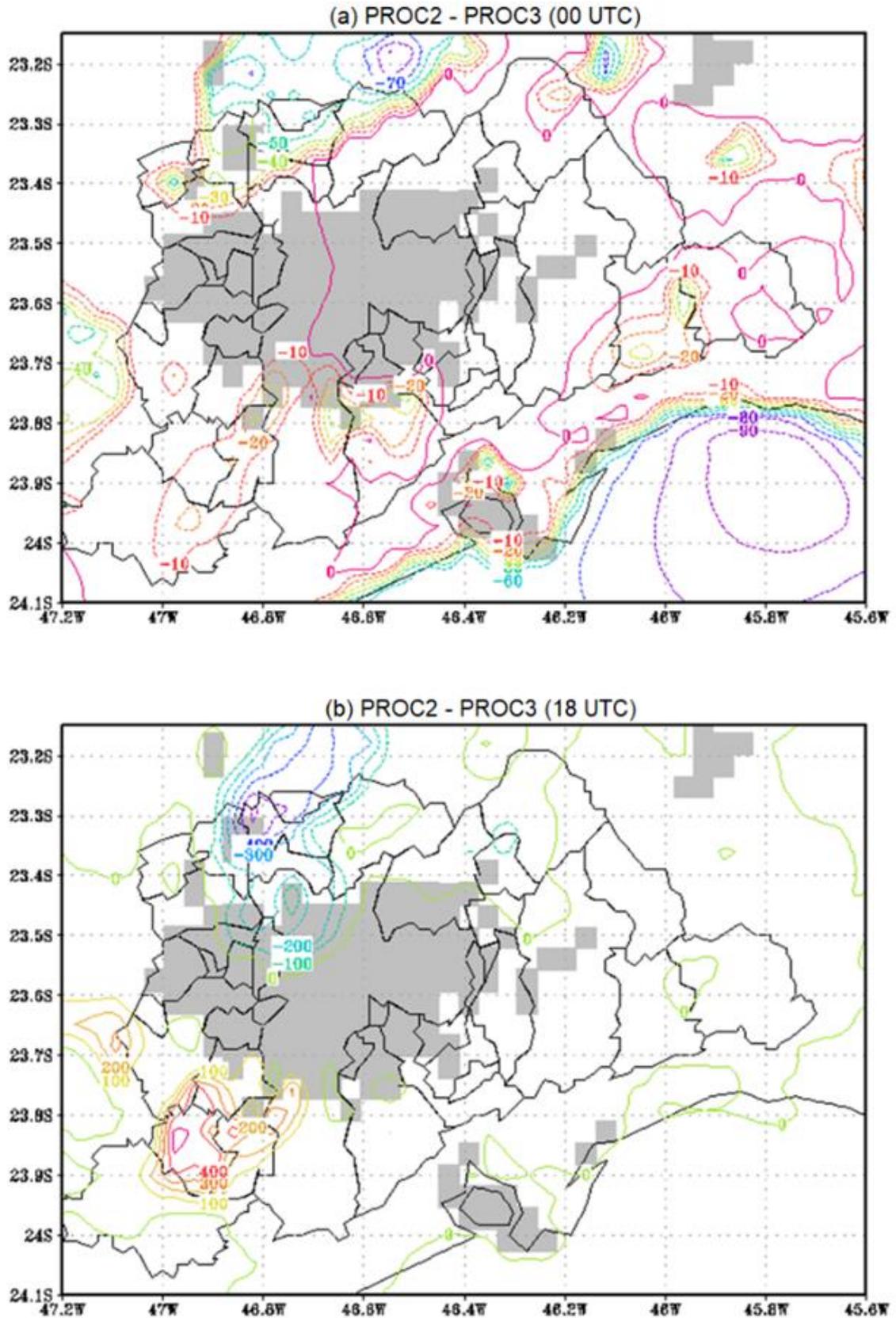
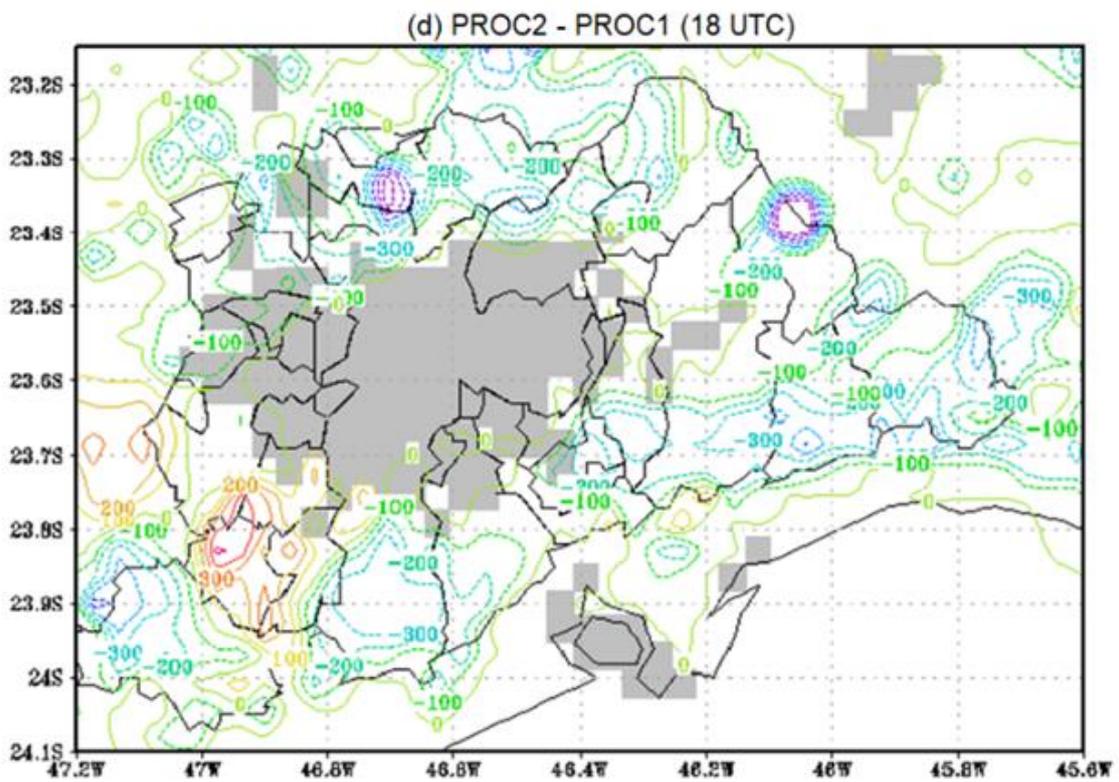
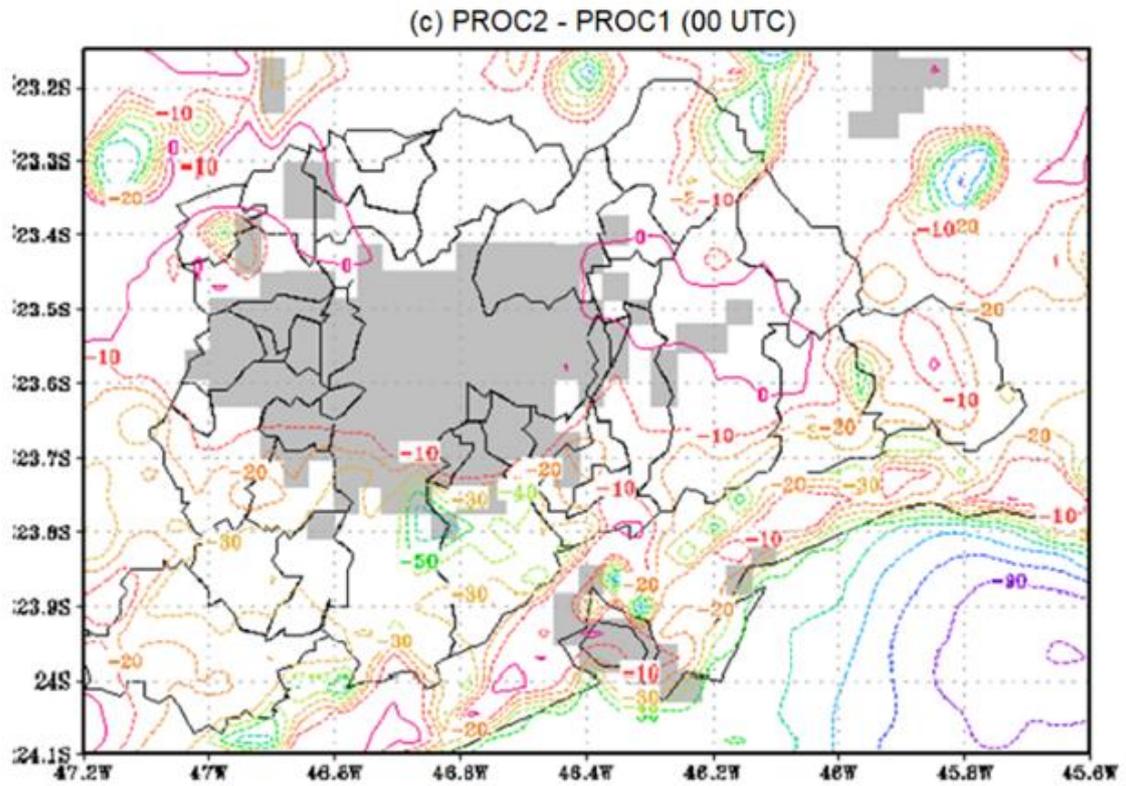


Figura 4.8 – Diferença do fluxo de calor latente entre a simulação controle PROC2 e as simulações PROC1 e PROC3 no dia 02/04/2016, nos horários das 00 UTC e 18UTC, em cinza é representada a mancha urbana.



Continuação – Figura 4.9 – Diferença do fluxo de calor latente entre a simulação controle PROC2 e as simulações PROC1 e PROC3 no dia 02/04/2016, nos horários das 00 UTC e 18UTC, em cinza é representada a mancha urbana.

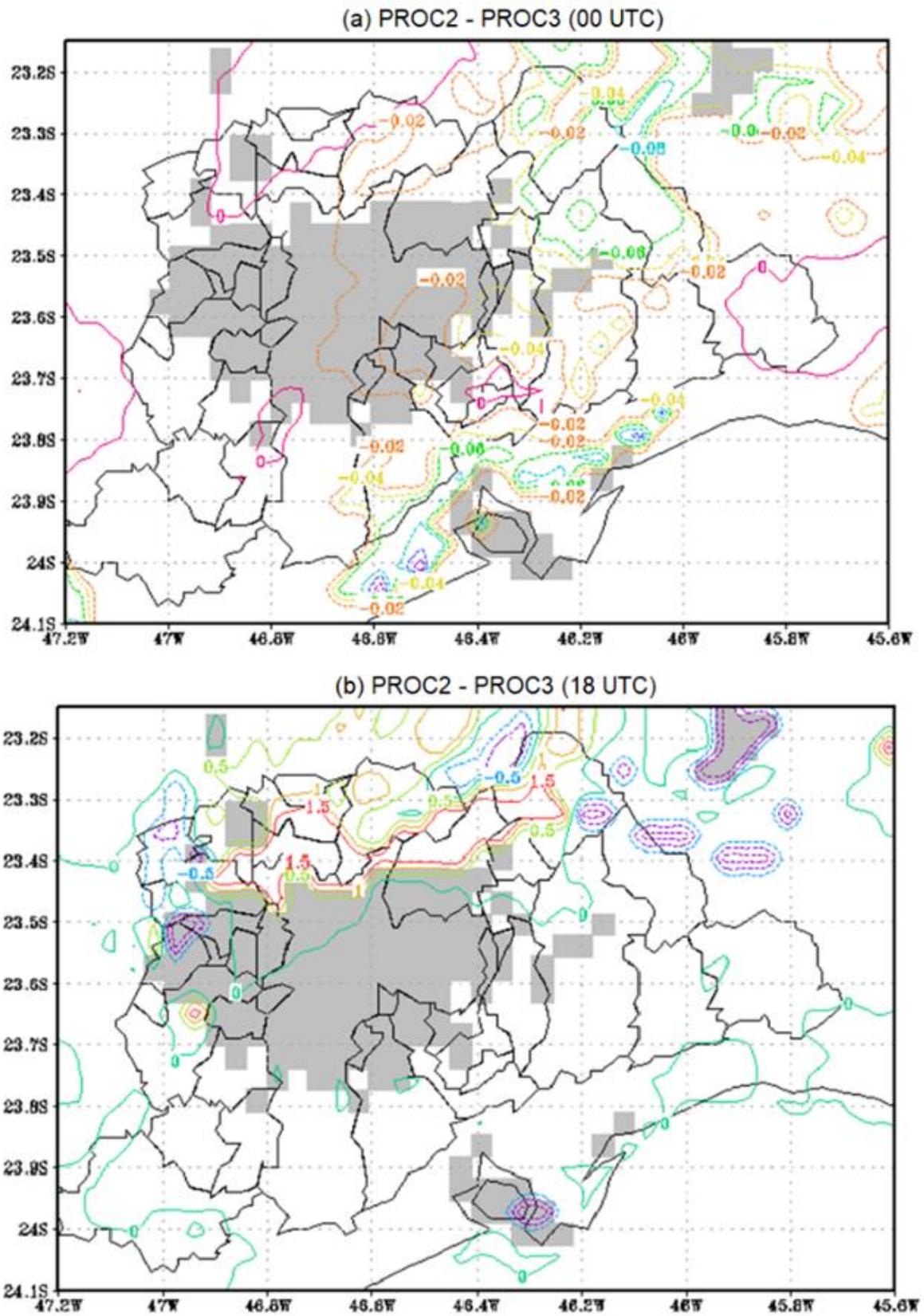
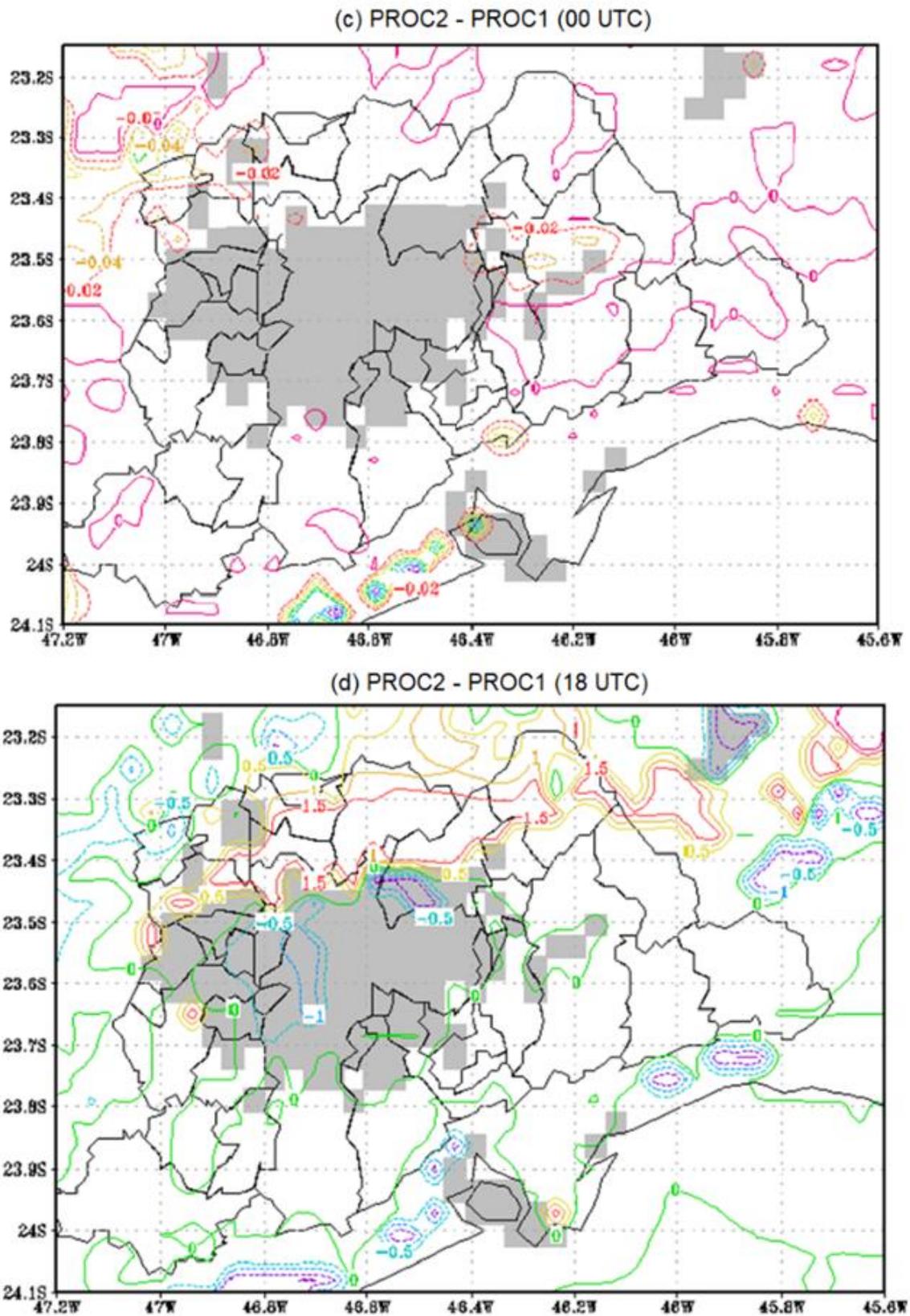


Figura 4.10 – Diferença da razão de Bowen entre a simulação controle PROC2 e as simulações PROC1 e PROC3 no dia 02/04/2016, nos horários das 00 UTC e 18UTC, em cinza é representada a mancha urbana.



Continuação – Figura 4.11 – Diferença da razão de Bowen entre a simulação controle PROC2 e as simulações PROC1 e PROC3 no dia 02/04/2016, nos horários das 00 UTC e 18UTC, em cinza é representada a mancha urbana.

A Figura 4.12 apresenta a diferença de umidade relativa (UR) em níveis verticais entre as simulações PROC2 – PROC3 e PROC2 – PROC1. Para o período das 18 UTC observa-se valores negativos de UR próximo a superfície, indicando que a umidade relativa é maior nas simulações PROC3 e PROC1. Esses valores de UR mais elevados ocorrem devido as áreas com superfície vegetadas na PROC3 e PROC1 serem maiores que na PROC2, conseqüentemente, observa-se um fluxo de calor latente menor na PROC2 (Figura 4.8) e um aumento na temperatura, concordando com o trabalho de Moraes (2014). Para o período das 00 UTC na Figura 4.12 (a; c) observa-se que a diferença de umidade relativa em níveis verticais foi nula ou positiva (PROC2 superior a PROC1 e PROC3), e nesse período as diferenças no calor latente entre os processamentos foi menor.

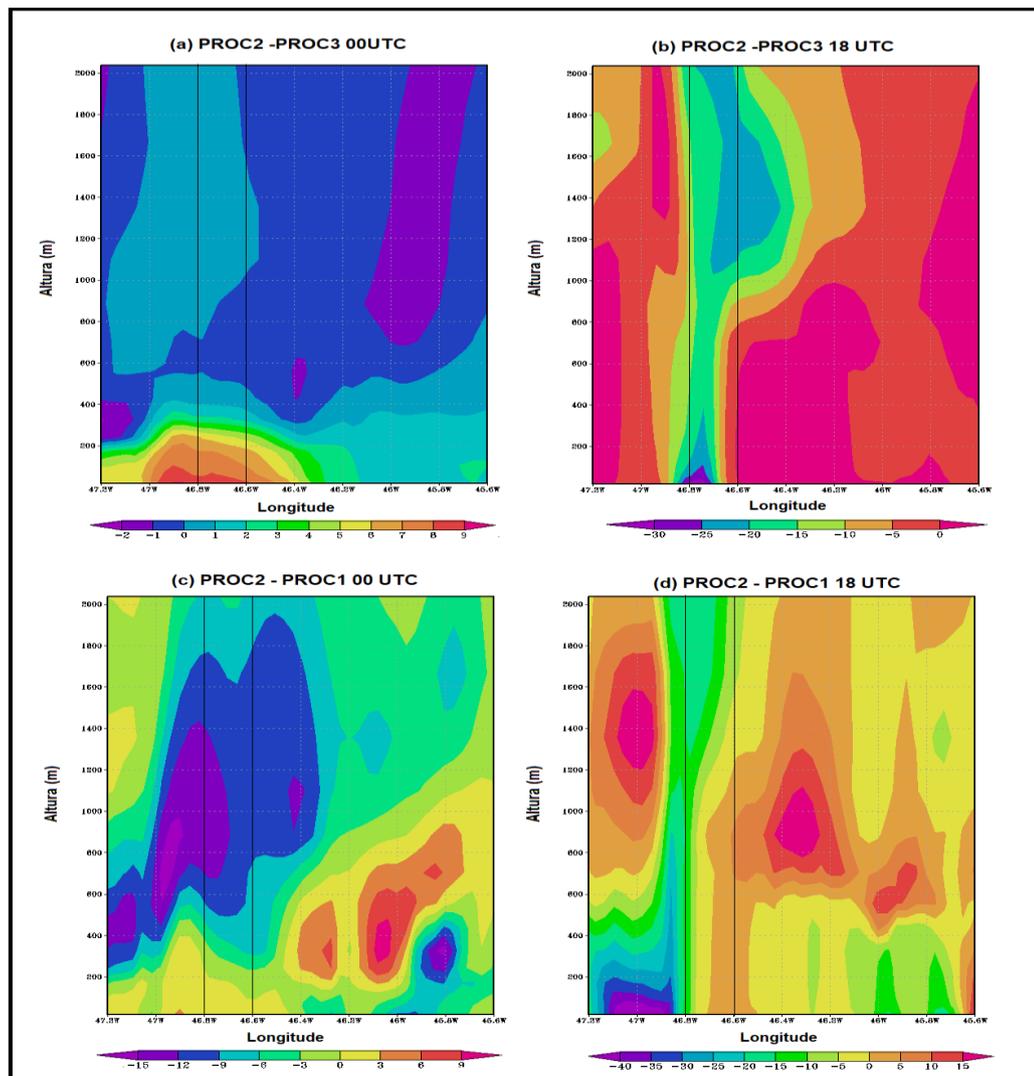


Figura 4.12 – Corte vertical da diferença da umidade relativa (em %) entre a simulação PROC2 e PROC3 e PROC2 e PROC1, na latitude -23.5 da RMSP. As linhas em preta delimitam a mancha urbana da RMSP.

Neste tópico verificou-se que há uma diferença de temperatura entre as simulações PROC1 e PROC2. O arquivo de uso do solo de ambas as simulações contém a porção da área urbana. A PROC1 apresenta somente 2 classes urbanas sendo que uma delas apresenta características suburbanas, ou seja, possui áreas verdes consideráveis. Já na simulação PROC2 a grande parte do uso do solo que era considerado suburbano, possui características urbanas, sendo alguns com altas construções, outros com parca vegetação no entorno. Essas heterogeneidades na superfície contribuem para que ocorra uma maior diferença de temperatura entre os dois processamentos.

No período da tarde 20 UTC (18 HL) foram observadas as diferenças de temperatura de maior intensidade. Segundo Avissar (1996), a baixa incidência de radiação solar no período da manhã favorece a formação de pequenos gradientes de temperatura e pressão.

Em relação ao balanço de energia a PROC2 simulou com destreza as variáveis do BES, concordando com os trabalhos realizados por Maitelli (2010) e Ferreira (2010).

#### 4.1 Intensidade da Ilha Urbana de Calor

Conforme Freitas (2003), a intensidade da ilha urbana de calor pode ser calculada por um índice denominado de UHII, que é calculado a partir da diferença entre a temperatura urbana e a temperatura rural (pontos localizados fora da RMSP), logo a UHII pode ser representada pela seguinte fórmula:

$$UHII = \bar{T}_{urbano} - \bar{T}_{rural} \quad (4.1)$$

Os pontos da área urbana foram os das estações de referência do Butantã, Ipiranga, Lapa e Santo Amaro. Para a temperatura rural foram selecionados pontos ao norte (23°S – 46.7W), sul (24°S – 46.7°W), leste (-23.6°S, 45.4°W) e oeste (23.6°S – 37.3 W), todos localizados fora da mancha urbana.

O padrão da evolução da intensidade da IUC foi semelhante na maioria das estações, entretanto, diferem-se em relação à estação do Butantã, onde as diferenças foram mais intensas. Observa-se que no ponto ao Norte da RMSP, Figura 4.13 (a), para o período entre as 06 UTC e 12 UTC as diferenças de temperatura são positivas, ou seja, a temperatura urbana é maior que a rural em até 2.5°C em alguns momentos. Nos dois primeiros dias também para o período das 18UTC às 21 UTC a intensidade

da IUC pode chegar até 4 °C em alguns momentos. Nos demais períodos do ciclo observa-se a ilha de frescor urbano, isto é, a temperatura da área rural é superior à área urbana. Uma inversão no comportamento da intensidade da IUC ocorre no período das 06 UTC às 12 UTC, pois para esses pontos de referência observa-se uma ilha de frescor urbano que pode chegar até 6 °C em alguns momentos do dia, vide Figura 4.13 (b) e (c). Ainda é possível inferir que a intensidade da IUC para o período das 18 UTC as 21 UTC é maior entre a estação de referência do Butantã e o ponto localizado à leste, atingindo valores de até 3.5 °C. No item (d) da Figura 4.13 é apresentado a intensidade da IUC realizada entre os pontos à oeste de mancha urbana e a estação do Butantã. Os maiores picos de UHI para os três dias de simulação ocorrem entre as 17 UTC e 19 UTC e oscilam entre 4 °C e 8 °C. Os picos máximos de UHII encontrados para os 4 pontos concordam com os obtidos por Rojas (2017), em que em alguns momentos foram verificadas UHII até 3 °C para as regiões com presença de cidade.

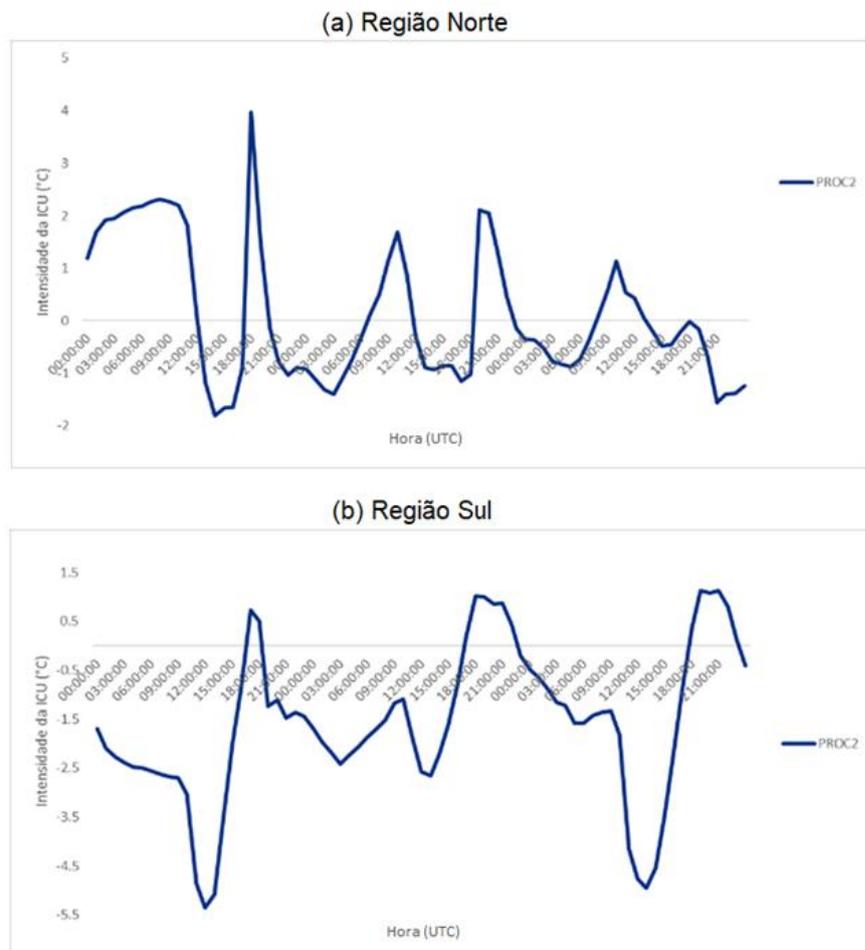
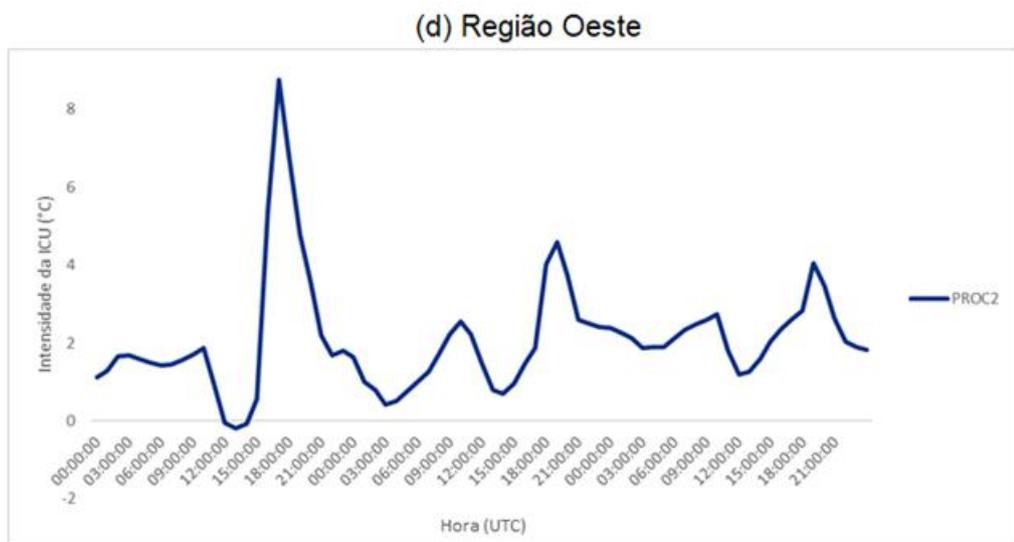
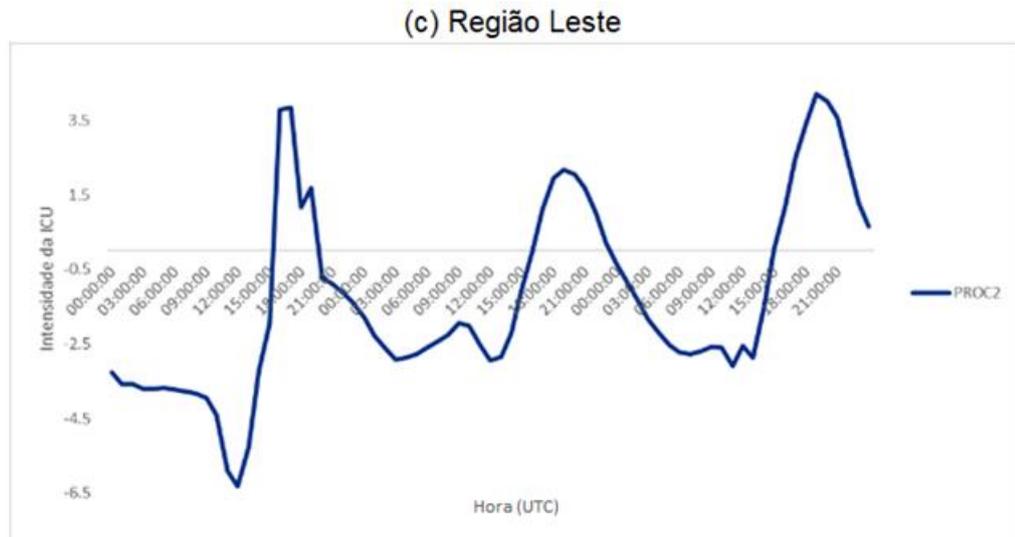


Figura 4.13 – Intensidade da ilha urbana de calor (UHII) da simulação controle (PROC2) em relação à estação do Butantã.



Continuação - Figura 4.14 – Intensidade da ilha urbana de calor (UHII) da simulação controle (PROC2) em relação à estação do Butantã.

#### 4.2 Análise do Conforto Térmico

Conforme Gouvêa (2007) e Morais (2014), o índice de conforto térmico pode ser calculado utilizando a Temperatura efetiva. Proposta por Missenard (1937, citado por Gouvêa, 2007), a temperatura efetiva considera as variáveis de temperatura e a umidade relativa do ar, conforme indicado na fórmula 4.2:

$$TE = T - 0.4(T - 10)(1 - UR/10) \quad (4.2)$$

Onde TE é a temperatura efetiva (°C), T é a temperatura do ar no primeiro nível do modelo (°C) e UR a umidade relativa (%). Na tabela 4.1 são apresentados os níveis de conforto térmico baseados na temperatura efetiva.

Tabela 4.1 – Classificação das condições de conforto térmico humano pela temperatura efetiva.  
Fonte: HENTSCHEL (1986; citado em MORAIS, 2014).

TE (°C)	Sensação Térmica Humana
>30	Calor extremo
24 a 30	Calor Moderado
18 a 24	Agradável – levemente quente
12 a 18	Agradável – levemente fresco
0 a 12	Fresco
-12 a 0	Frio
< - 12	Frio Extremo

Na Figura 4.12 é apresentada a temperatura efetiva para a simulação controle para a estação do Butantã. No período das 14 UTC às 20 UTC os valores de TE são superiores a 24 °C, o que indica que a sensação térmica é de calor moderado. Nos outros intervalos do ciclo os valores ficam entre 20 °C e 23,9 °C com sensação térmica levemente quente. Nas outras estações o comportamento da TE foi semelhante ao apresentado na Figura 4.12, as mudanças não chegaram a produzir um efeito de mudança dentro dos níveis de sensação térmica.

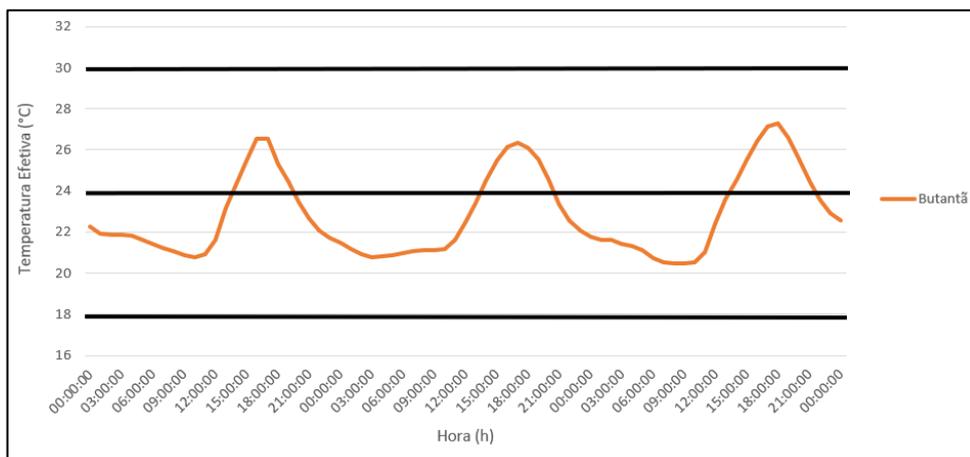


Figura 4.15 – Evolução temporal da temperatura efetiva para a estação do Butantã para a simulação controle no período de 01/04/2016 a 04/04/2016.

### **4.3 Testes de Sensibilidade**

Após a inserção do arquivo de uso e ocupação do solo urbano e validação da simulação controle, foram realizados alguns testes de sensibilidade alterando alguns parâmetros que compõe o cânion urbano e que conforme a literatura (TAHA, 1997; MARCIOTTO, 2008; MORAIS, 2014) são capazes de influenciar e ou modificar a intensidade da IUC. Todos os testes de sensibilidade foram realizados para o mesmo período da simulação controle (PROC2) e utilizando as mesmas condições iniciais e de contorno. Os parâmetros modificados em cada simulação foram o albedo, a emissividade e a razão geométrica.

A avaliação dos testes de sensibilidade foi realizada comparando a variação diurna da temperatura do ar no primeiro nível do modelo da simulação PROC2 com as simulações que tiveram algum parâmetro modificado, e pela análise do Conforto Térmico, descrito anteriormente. Para a análise do campo espacial foi realizada a diferença entre o PROC2 e as simulações com alterações nos parâmetros.

### **4.4 Alteração na razão geométrica**

Um dos fatores que contribui para alterações no microclima urbano é a geometria urbana, pois ela influencia diretamente o balanço energético das cidades (EPA, 2008). As modificações da geometria urbana podem contribuir para o aumento da absorção de ondas curtas, redução da perda de radiação de onda longa e do calor por turbulência. A geometria urbana pode ser analisada a partir da razão geométrica que é representada pela relação  $H/W$  (altura dos edifícios/ largura das ruas). Quanto maior o valor da razão geométrica do cânion, menor a porção do fator de visão do céu (FVC) e menor a troca de energia entre as superfícies do cânion.

Para verificar o impacto da razão geométrica no campo de temperatura foram realizadas duas simulações com intuito de comparar com o experimento controle. Na simulação denominada PROC4 o valor da razão geométrica foi triplicado, já na simulação PROC5 a razão geométrica foi três vezes menos do que o seu valor original.

A Figura 4.16 apresenta a temperatura do ar no primeiro nível do modelo para as simulações PROC2, PROC4 e PROC5. O aumento da razão geométrica na PROC4 contribui para a redução da largura das ruas, conseqüentemente uma redução na porção do céu visível e na energia armazenada no interior do dossel urbano. Logo, para a simulação PROC4 observa-se uma redução na temperatura do ar em todo o

período da simulação em relação a PROC2. As diferenças entre a PROC2 e a PROC4 para as estações de referência oscilam em torno de 0.2 °C e 1 °C. Para o ciclo diurno da PROC5 observa-se que houve um incremento de temperatura à simulação controle em grande parte do ciclo. Salienta-se que a redução e o incremento de temperatura do ar com os testes de sensibilidade foram observados em todas as estações de referência. Entretanto, como o ciclo diurno da estação da Lapa foi similar ao da estação do Butantã ele não foi apresentado na Figura 4.16.

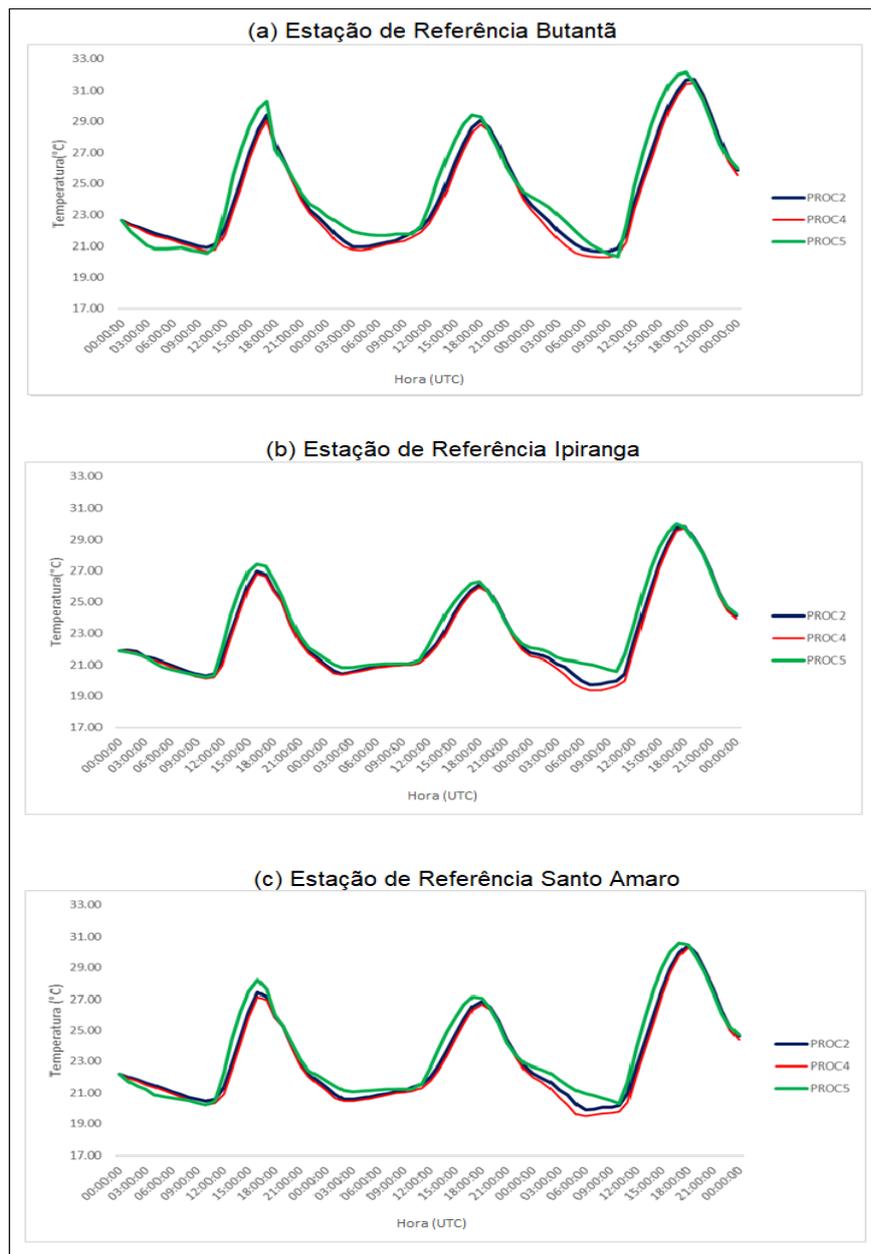


Figura 4.16 – Ciclo diurno da temperatura do ar para a estação do Butantã (a), estação do Ipiranga (b) e estação de Santo Amaro (c), para o período de 72 horas inicializado no dia 01/04/2016. A linha azul representa a simulação controle, a linha vermelha representa a simulação com o incremento do valor da razão geométrica e a linha verde, com a razão geométrica reduzida em 3 vezes do seu valor original.

Nas Figura 4.17 e Figura 4.18 são apresentados os campos espaciais para as diferenças de temperatura entre a simulação controle (PROC2) e os testes de sensibilidade PROC4 e PROC5. Os resultados positivos indicam que a temperatura da simulação controle foi superior a temperatura das simulações PROC4 e PROC5, logo os negativos indicam o contrário. Nos itens (a) e (c) das Figura 4.17 e Figura 4.18 os valores de diferenças são positivos, indicando que com o aumento da razão geométrica a temperatura do ar diminuiu para a região central da RMSP. Núcleos de temperatura mais intensos ocorrem as 15 UTC, provavelmente por consequência do efeito de sombreamento. A simulação com a redução da razão geométrica mantém a altura dos edifícios e aumenta a largura das ruas. Sabe-se que o albedo do asfalto é baixo e com isso há uma maior absorção da radiação, contribuindo para o aumento da temperatura, conforme item (c) da Figura 4.17 e (b) e (c) da Figura 4.18.

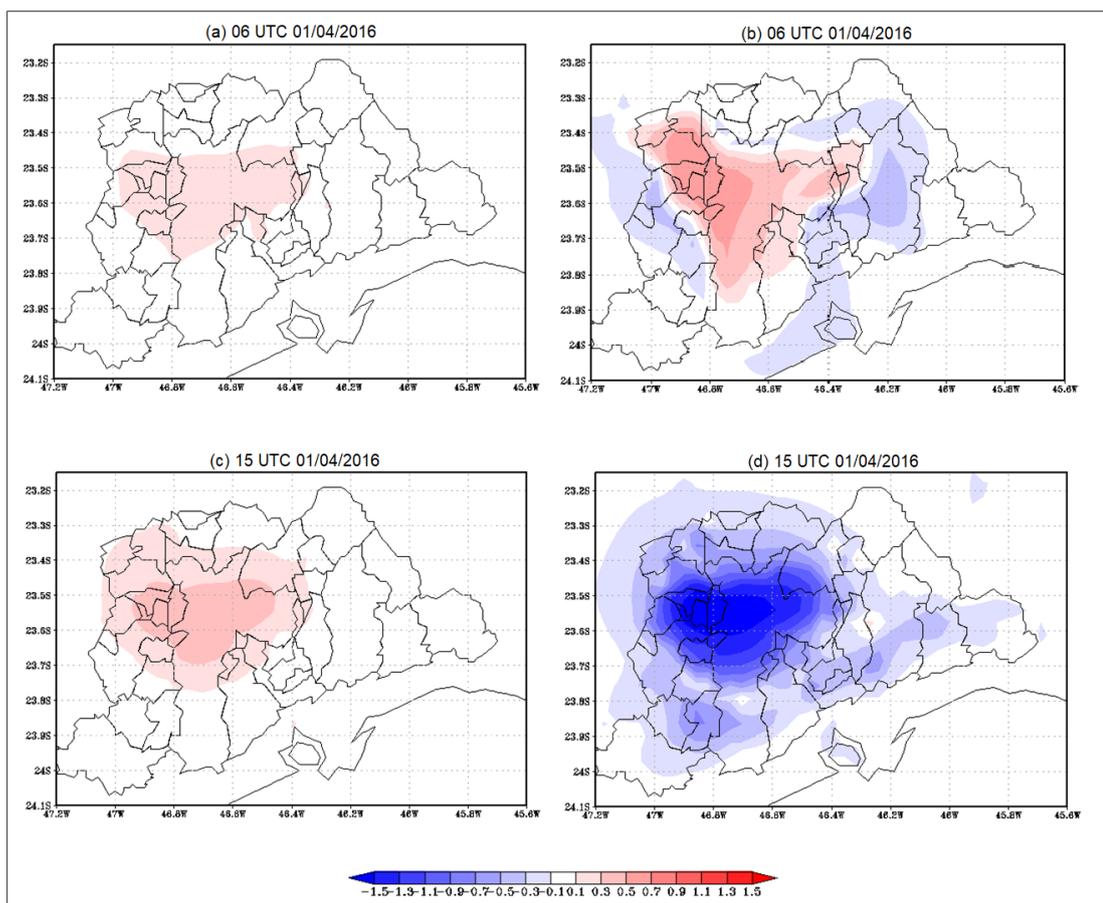


Figura 4.17 – Campos de diferença da temperatura do ar no primeiro nível do modelo. A coluna da esquerda refere-se à simulação a diferença entre a PROC2 e PROC4 e a direita referente diferença entre a PROC2 e a PROC5 para o dia 01/04/2016.

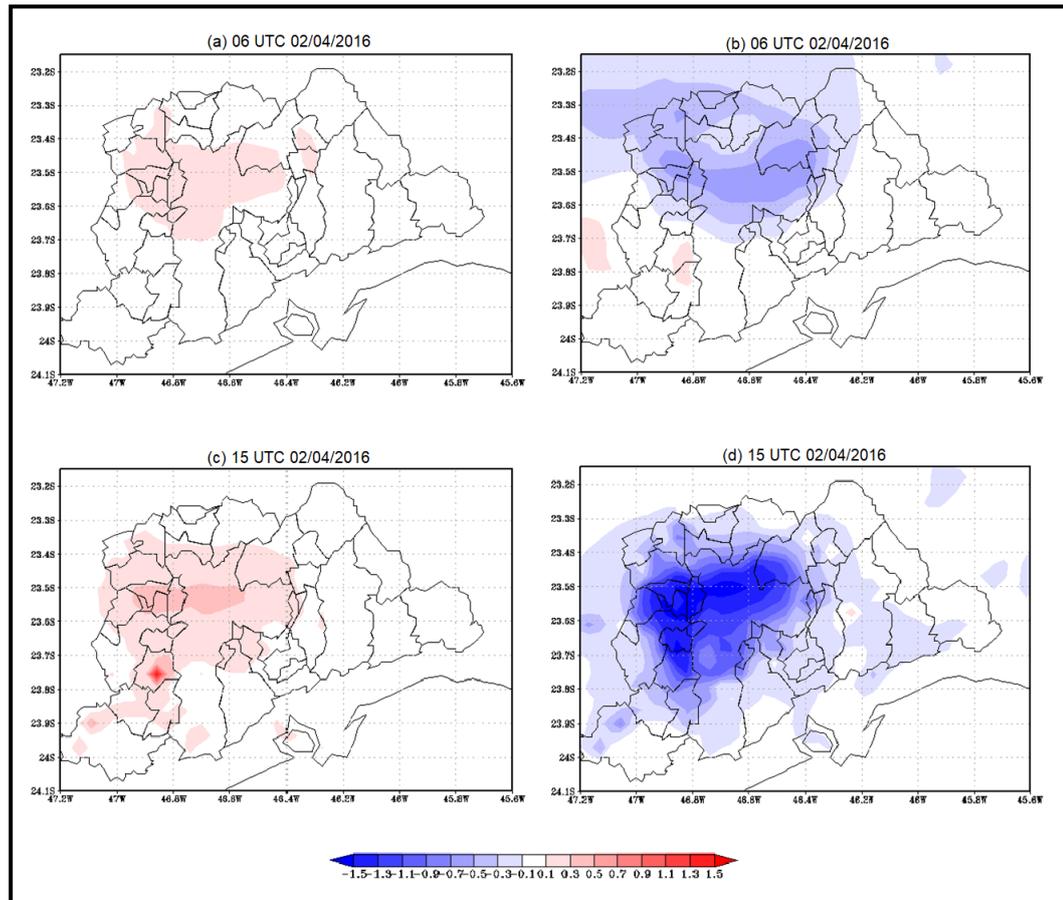


Figura 4.18 – Campos de diferença da temperatura do ar para o primeiro nível do modelo. A coluna da esquerda refere-se à simulação a diferença entre a PROC2 e PROC4 e a direita referente diferença entre a PROC2 e a PROC5 para o dia 02/04/2016.

Na Figura 4.19 observa-se a evolução da temperatura efetiva para o período de estudo, onde é possível identificar que as simulações representam de forma coerente o ciclo diurno da TE. A simulação PROC5 apresenta valores superiores a PROC2 e PROC4 em todo o ciclo. Embora se tenha um aumento na TE da PROC5 as simulações mantêm a mesma sensação térmica para maior parte do período da simulação. Nas Figura 4.20 (a,c) e Figura 4.21 (a,c) a TE para a simulação PROC2 é ligeiramente maior que a PROC4, com valores entre 0,3 °C e 0,7 °C, já para a PROC5 a TE foi superior à TE da PROC2 em grande parte do ciclo, vide item (b) Figura 4.20 e itens (b,d) da Figura 4.21.

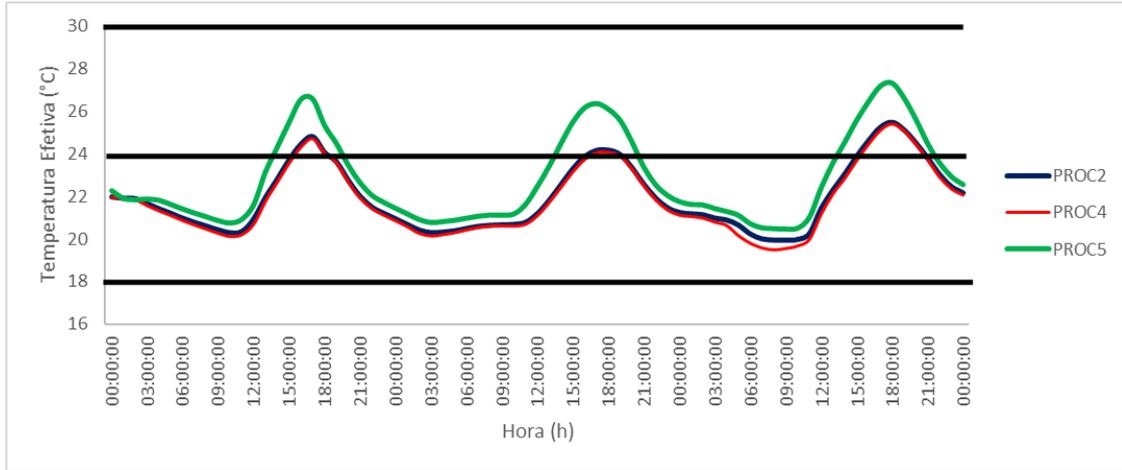


Figura 4.19 – Ciclo diurno da TE da estação do Butantã para o período de 72 horas inicializado no dia 01/04/2016. A linha azul representa a simulação controle, a linha vermelha representa a simulação com o incremento do valor da razão geométrica e a linha verde, com a razão geométrica reduzida em 3 vezes do seu valor original.

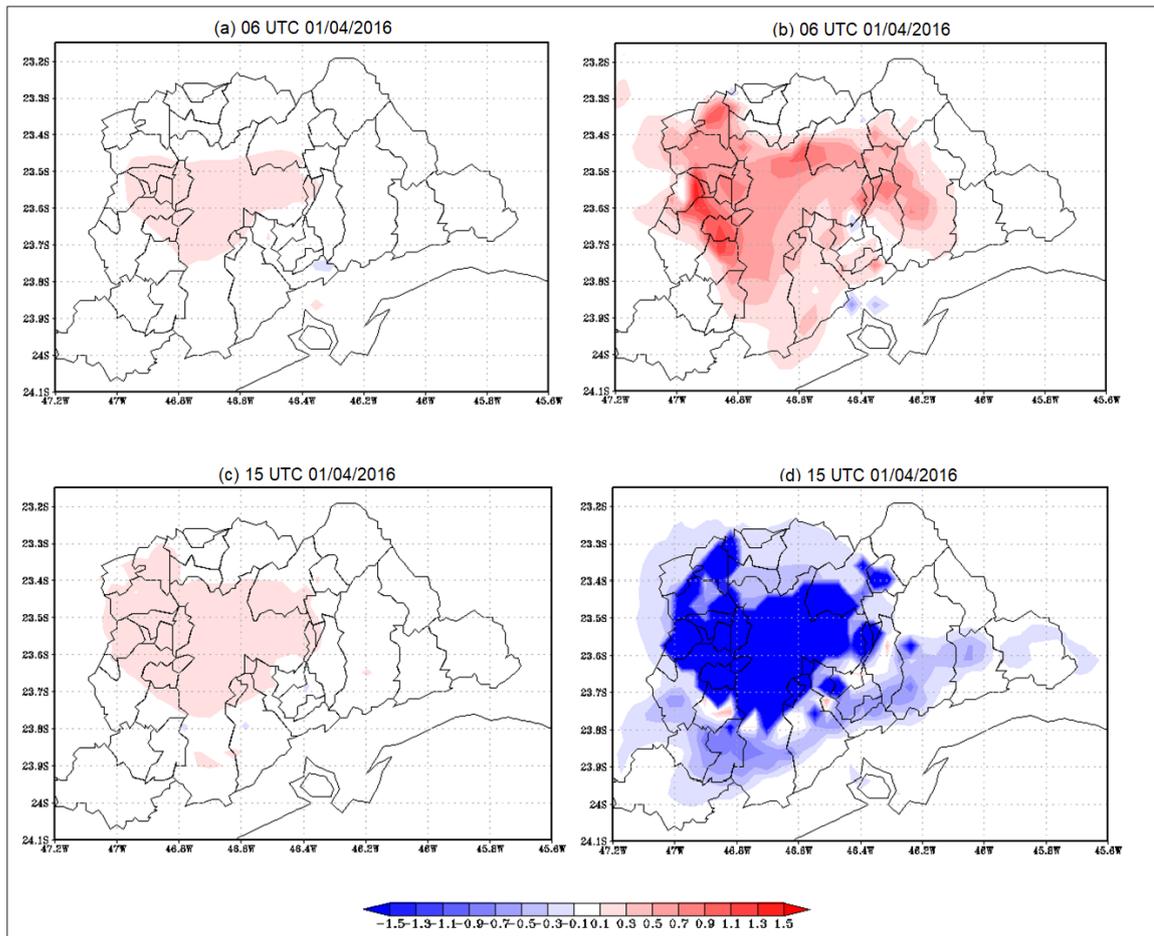


Figura 4.20 – Campos de diferença de temperatura efetiva entre a simulação controle e a simulação com razão geométrica modificada. A coluna da esquerda refere-se à simulação com o incremento da razão geométrica PROC4 e a direita referente a redução da razão geométrica PROC5 para o dia 01/04/2016.

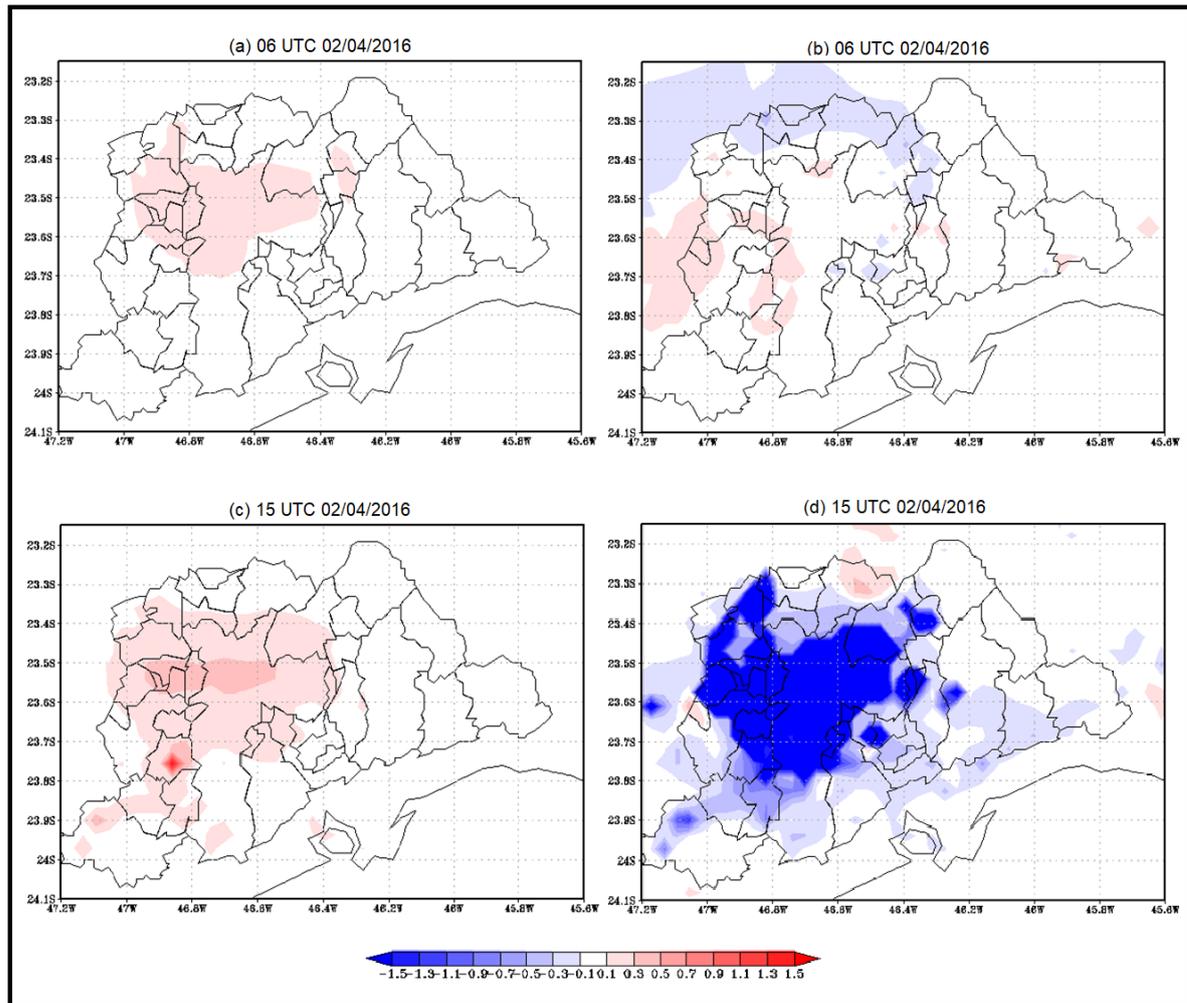


Figura 4.21 – Campos de diferença de temperatura efetiva entre a simulação controle e a simulação com razão geométrica modificada. A coluna da esquerda refere-se à simulação com o incremento da razão geométrica PROC4 e a direita referente a redução da razão geométrica PROC5 para o dia 02/04/2016.

#### 4.5 Alteração no albedo da superfície

O albedo da superfície determina a capacidade que cada superfície tem de refletir a radiação que incide sobre ela, ou seja o quociente entre a radiação refletida e a radiação incidente. O albedo de uma área vegetada ou rural pode ser em torno de 5 a 10 por cento maior que o albedo de superfícies urbanas (LEE, 1984). Contribuindo para que a absorção diurna da radiação de ondas curtas nas áreas urbanas seja maior. Conforme Asimakopoulos et al. (2001), os materiais de superfície com valores altos de albedo, ou seja, índice de refletividade maior que a absorção, reduzem a quantidade de energia absorvida entre os edifícios e estruturas urbanas, mantendo a superfície mais fria.

Para analisar o impacto do albedo da superfície na intensidade da IUC, foram realizadas duas simulações modificando o albedo dos telhados. Na primeira

simulação, denominada PROC6, foi realizado uma redução no valor deste parâmetro. O valor utilizado foi obtido através da média entre o albedo para o asfalto novo e para o asfalto gasto que correspondem a 0.04 e 0.12, respectivamente. Logo o valor de albedo utilizado na PROC6 foi de 0.08 semelhante ao valor utilizado por Morais et al. (2019). Na simulação PROC7 foi utilizado um valor de albedo de 0.9, reproduzindo a ideia do telhado branco. Lembrando que para a simulação controle (PROC2) os valores do albedo para o telhado são de 0.18.

O ciclo diurno da temperatura do ar para as simulações PROC2, PROC6 e PROC7 é apresentado na Figura 4.22. Durante grande parte do período observa-se que o aumento do albedo na simulação PROC7 diminuiu a temperatura do ar em até 3 °C nos picos de máxima intensidade. Para o albedo 0.08, a temperatura do ar aumenta em alguns momentos em relação à simulação controle.

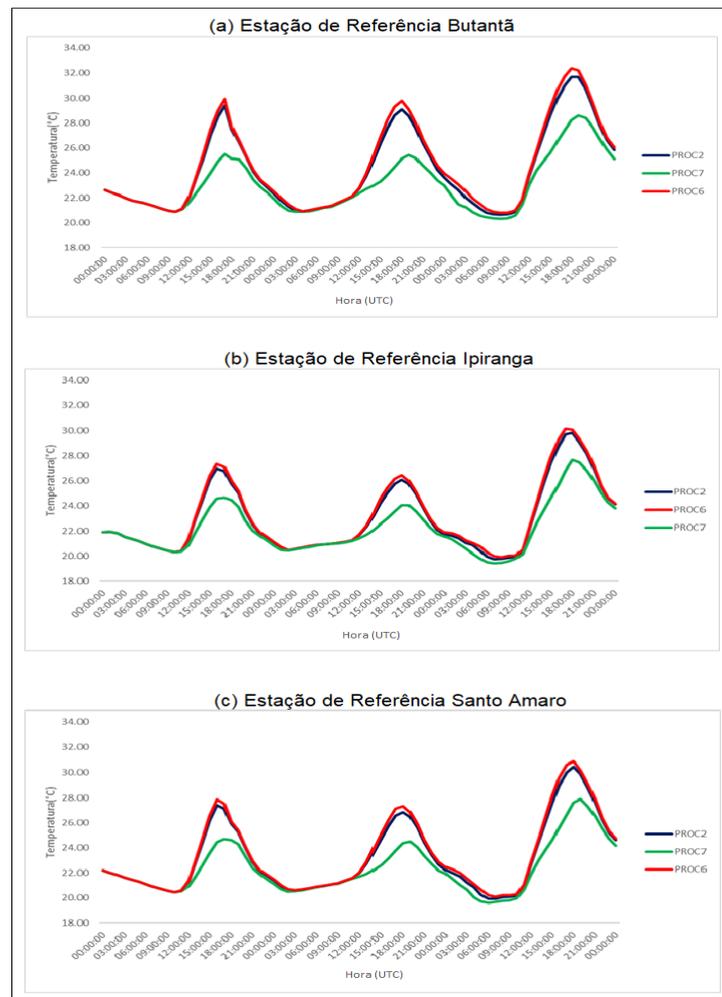


Figura 4.22 – Ciclo diurno da temperatura do ar para a estação do Butantã (a), estação do Ipiranga (b) e estação de Santo Amaro (c), para o período de 72 horas inicializado no dia 01/04/2016. A linha azul representa a simulação controle, a linha vermelha representa a simulação com o albedo de 0.08 (PROC6) e a linha verde, com o albedo de 0.9 (PROC7).

Nas Figura 4.23 e Figura 4.24 são apresentados os campos espaciais da diferença de temperatura do ar na RMSP. No decorrer da simulação não se observam diferenças significativas de temperatura para o período entre as 00 UTC e 13 UTC. Os valores negativos nos itens (a, c) das Figura 4.23 e Figura 4.24 indicam que a simulação com o albedo reduzido (PROC6) apresenta temperaturas superiores a simulação PROC2. Em alguns momentos essa diferença oscila em torno de 0,5 °C e 0,9 °C. Já para os itens (b, d) a temperatura em PROC7 é reduzida em até 3 °C em relação a simulação controle. Logo, também haverá uma redução na intensidade da IUC, concordando com os resultados obtidos por Morais et al. (2019).

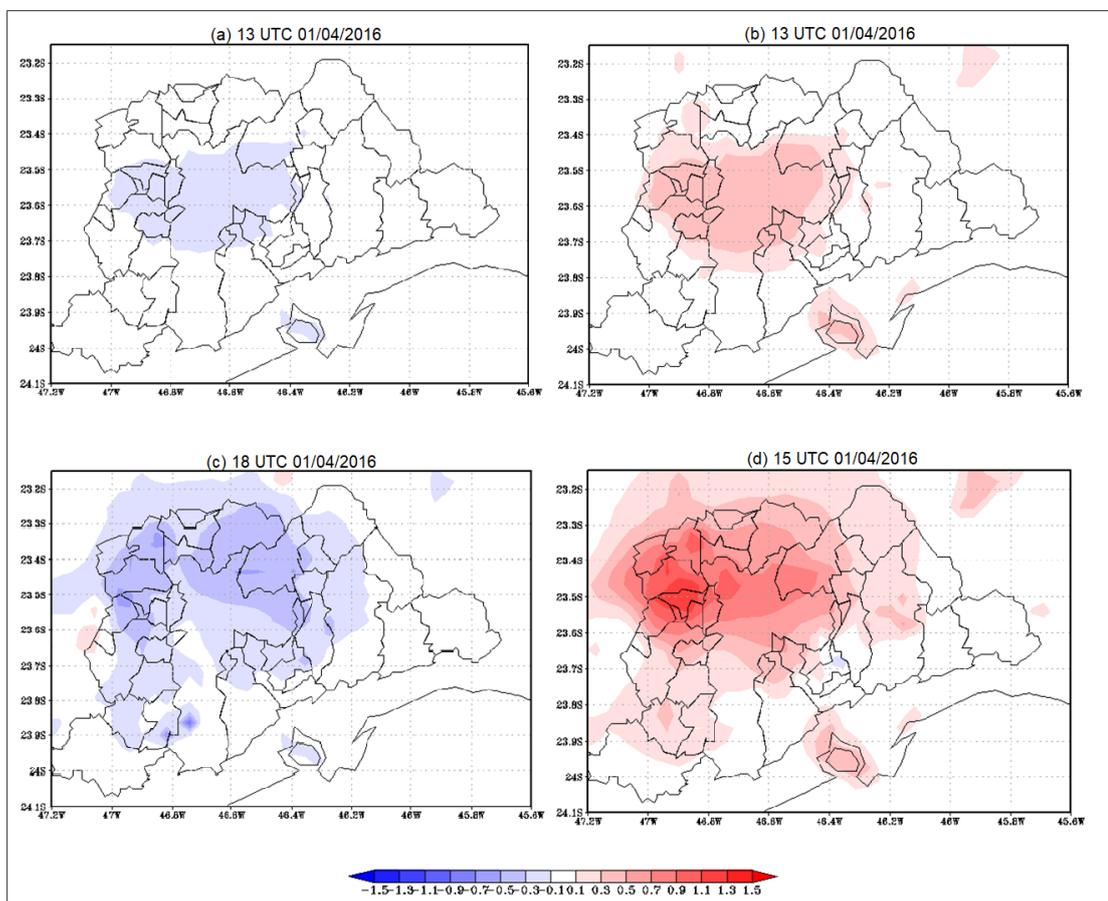


Figura 4.23 – Campos de diferença da temperatura do ar para o primeiro nível do modelo. A coluna da esquerda refere-se à simulação com o albedo de 0.08 (PROC6) e a direita com o albedo de 0.9 (PROC7) para o dia 01/04/2016.

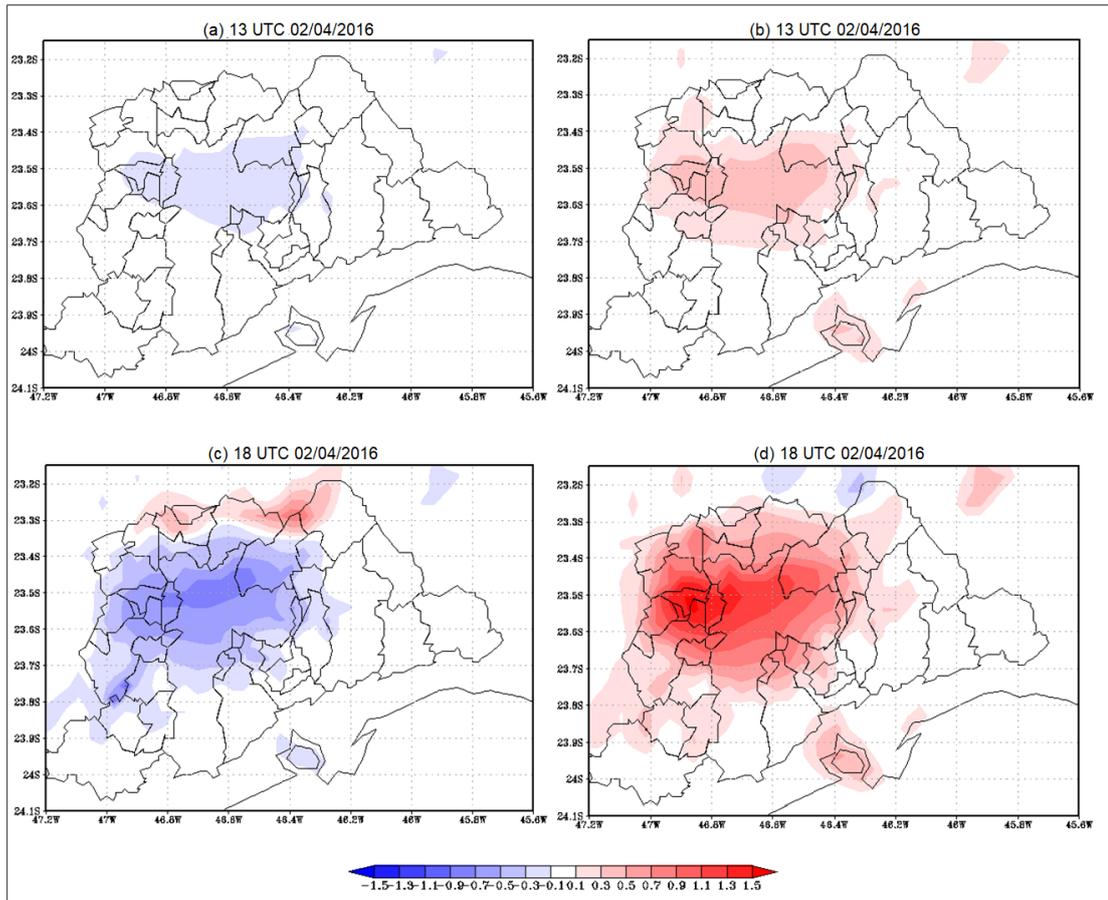


Figura 4.24 – Campos de diferença da temperatura do ar para o primeiro nível do modelo. A coluna da esquerda refere-se à simulação com o albedo de 0.08 (PROC6) e a direita com o albedo de 0.9 (PROC7) para o dia 02/04/2016.

É fato que o aumento do albedo contribui para diminuir a temperatura e consequentemente reduzir a intensidade da IUC. Entretanto, nem sempre esta redução é benéfica em termos de conforto térmico. Erell et al. (2014), utilizaram o modelo CAT (model cation air temperature) e o índice ITS (index of thermal stress) para avaliar o impacto do aumento no valor do albedo da superfície no conforto térmico. Os autores consideraram quatro situações climáticas nas simulações e verificaram que um incremento de albedo de 0,2 para 0,7, causou mudanças significativas na sensação térmica. O ciclo diurno na evolução da TE mostra que nas primeiras horas de simulação não houve diferenças significativas no campo de TE, sendo que próximo às 18 UTC a simulação PROC7 apresentou TE menor do que as simulações PROC2 e PROC6. Ao longo do ciclo diurno da TE a simulação com o albedo reduzido em PROC6 tem valores próximos ao da simulação controle PROC2.

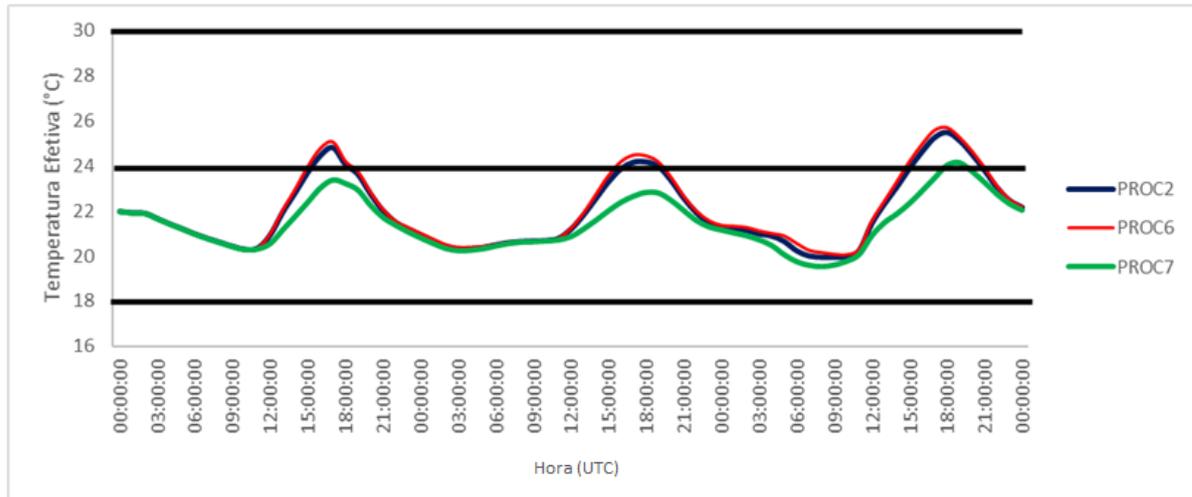


Figura 4.25 – Ciclo diurno da TE da estação do Butantã para o período de 72 horas inicializado no dia 01/04/2016. A linha azul representa a simulação controle, a linha vermelha representa a simulação com o albedo de 0.08 (PROC6) e a linha verde, com o albedo de 0.9 (PROC7).

Os campos espaciais da diferença de TE são apresentados nas Figura 4.26 e Figura 4.27. As maiores diferenças de TE são observadas às 15 UTC para todos os dias da simulação. Com a redução do albedo (PROC6) a temperatura efetiva aumenta em torno de 0.3°C, vide Figura 4.26. Nas simulações PROC7 as diferenças de TE são positivas, indicando que a simulação controle tem temperatura efetiva maior do que a simulação com o incremento do albedo, conforme Figura 4.27. Os resultados obtidos para o conforto térmico são coerentes com os apresentados por Shashua-Bar et al. (2012), mas diferentes dos encontrados por Erell et al. (2014) que, em seus resultados, mostraram que o aumento do albedo provoca um desconforto térmico maior.

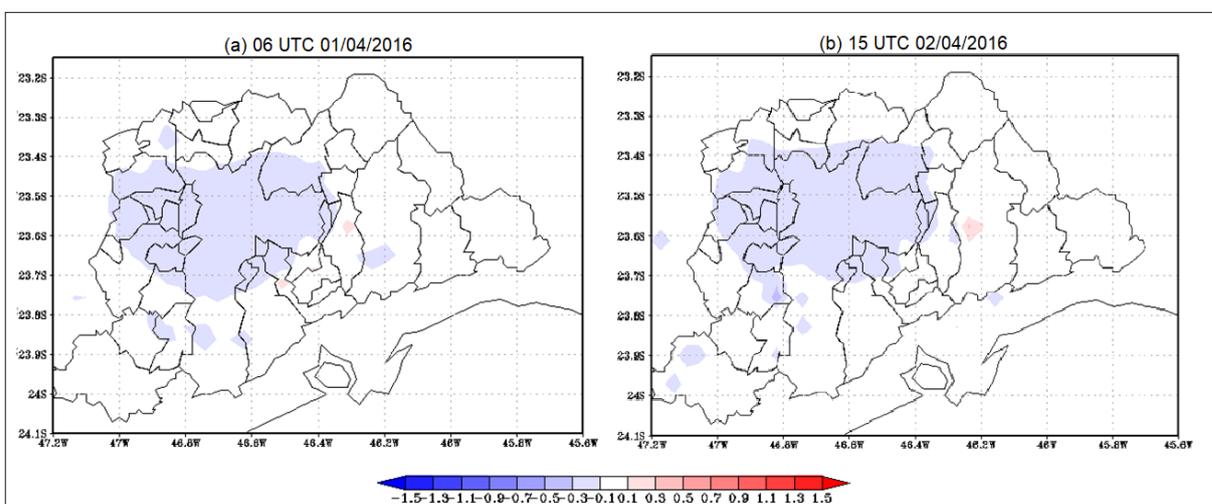


Figura 4.26 - Campos de diferença da temperatura efetiva entre a simulação controle e a simulação PROC6 para o dia 01/04/2016.

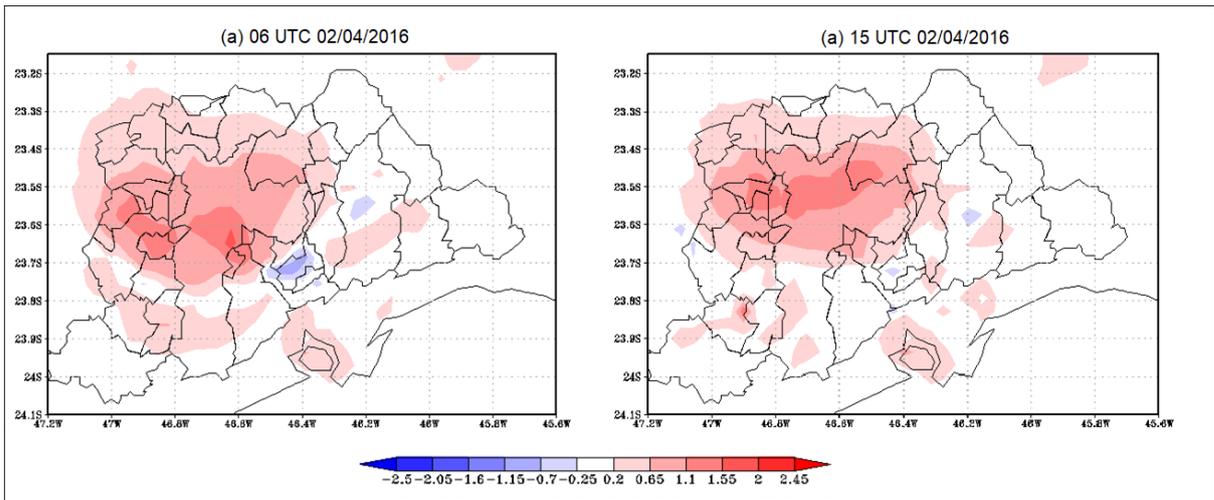


Figura 4.27 – Campos de diferença da temperatura efetiva entre a simulação controle e a simulação PROC7 para o dia 02/04/2016

#### 4.6 Cenário de Ocupação Urbana para a expansão vertical

A mancha urbana atual apresenta estruturas urbanas com portes altos, médios e baixos. Conforme mencionado anteriormente, o atual plano diretor visa verticalizar algumas regiões da RMSP, com o objetivo de conservar um maior percentual da área verde. Com o intuito de verificar o impacto que a verticalização dos edifícios pode causar nos campos de temperatura e umidade foram alteradas as alturas dos edifícios de porte médio para 50 metros. Os tipos urbanos 1, 3 e 4 tiveram a altura de seus edifícios alteradas.

Conforme Monteiro e Oliveira (2013), o processo de verticalização urbana tem como pontos negativos a impermeabilização do solo e alterações na rugosidade da superfície na área exposta à radiação solar e, portanto, o incremento da temperatura e ou a intensidade da IUC e a redução da umidade relativa do ar. Um dos principais fatores para as modificações microclimáticas na malha urbana é o adensamento por verticalização, pois provoca mudanças rápidas na mancha urbana e nos índices de densidade urbana (YAMAMOTO, 2006).

Nas Figuras 4.22 e 4.23 são apresentados os campos da diferença de temperatura entre a simulação controle (PROC2) e a simulação com verticalização das áreas urbanas, intitulada PROC9. Embora a diferença de temperatura entre as simulações tenha sido pequena, foi possível observar que a simulação com a verticalização acentuada apresentou um aumento na temperatura da região central da RMSP, principalmente no período da noite e da manhã, conforme indicado nos itens (a) e (b) das Figuras 4.22 e 4.23. No período da tarde este padrão se inverte e

as temperaturas diminuem em relação à simulação controle para a região central da RMSP. O aumento da temperatura no período da tarde assemelha-se com os encontrados por Bender (2018), onde a simulação em que foi realizada a verticalização dos edifícios de porte baixo apresentou uma redução da temperatura nas áreas centrais no período da tarde. Wang e Zhou (2017), ao avaliar o impacto das estruturas urbanas na cidade Xi'na, constataram que a temperatura e o vento foram menores em regiões com edifícios mais altos.

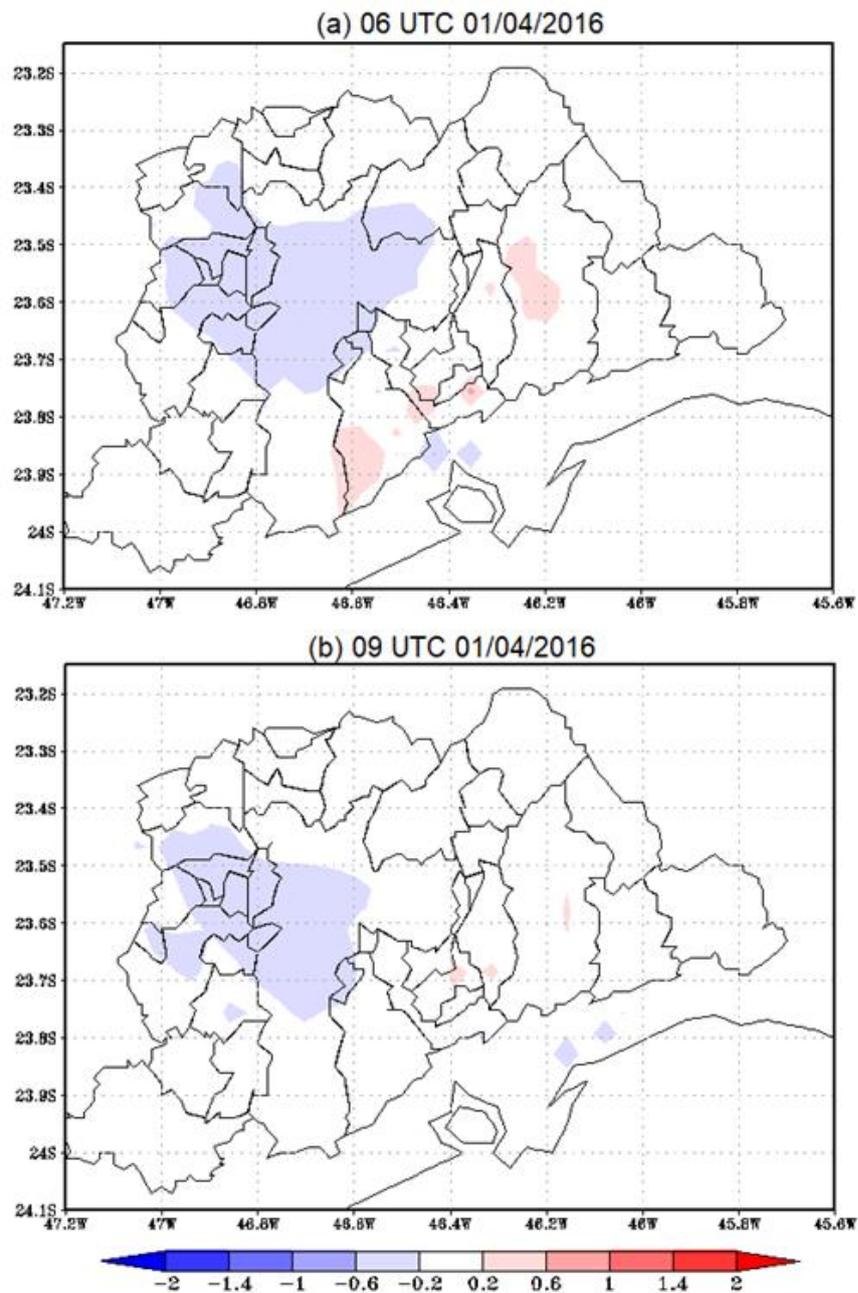


Figura 4.28 – Campo de diferença de temperatura entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 01/04/2016.

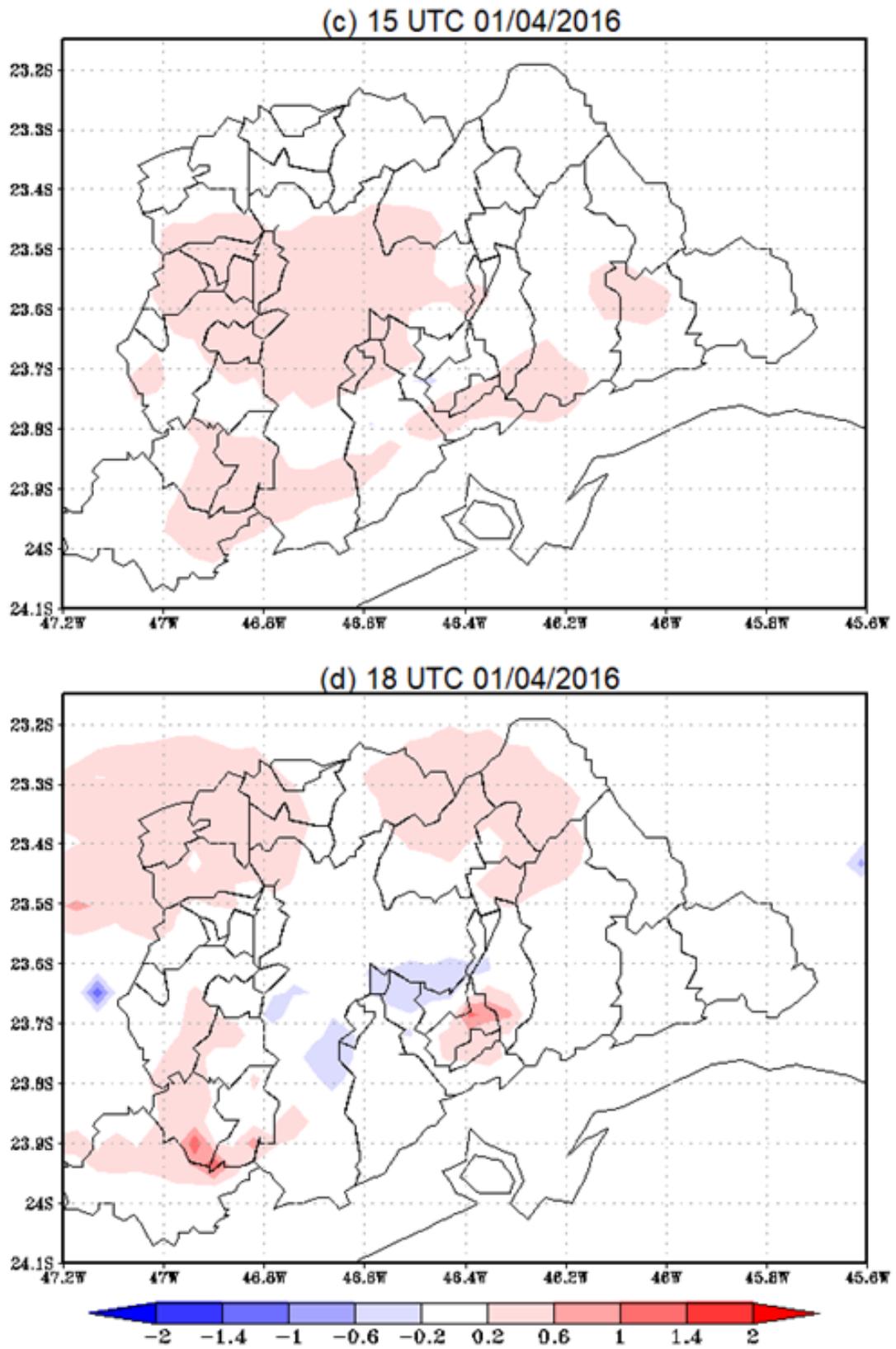


Figura 4.29 – Campo de diferença de temperatura entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 01/04/2016.

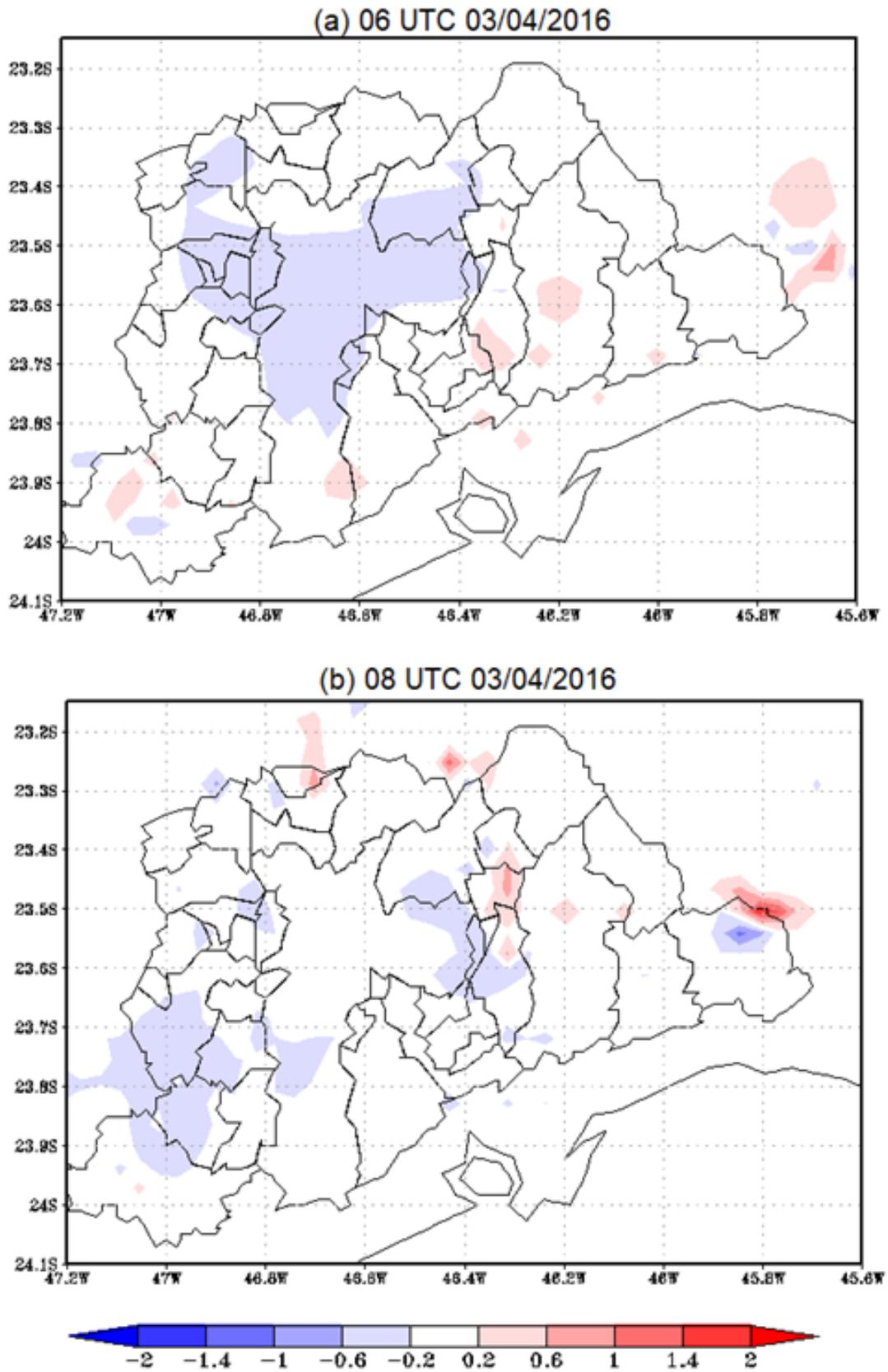
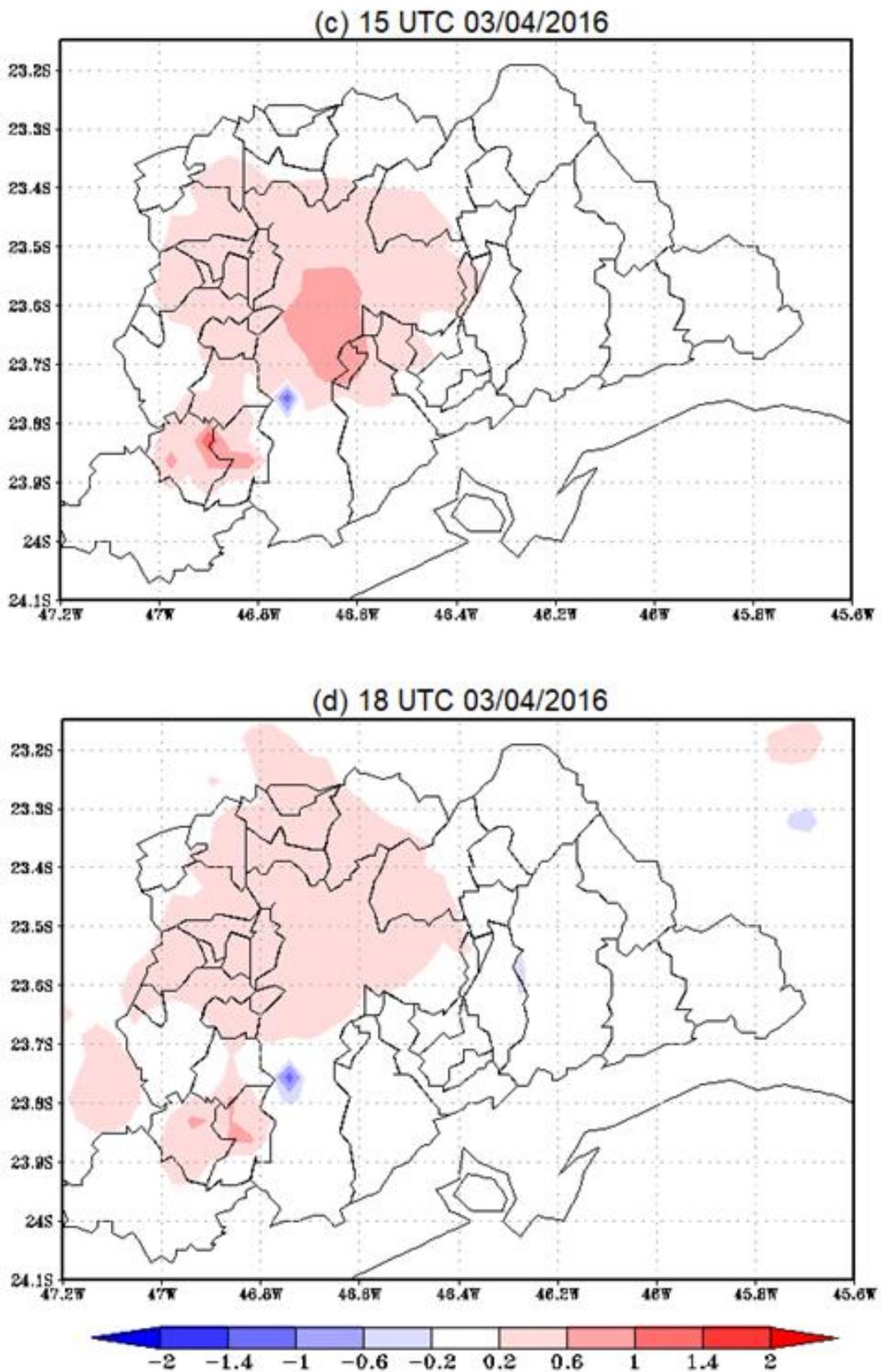


Figura 4.30 – Campo de diferença de temperatura entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 03/04/2016.



Continuação – Figura 4.31 – Campo de diferença de temperatura entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 03/04/2016.

Para os campos de umidade relativa mostrados nas Figuras 4.24 e 4.25 observa-se que, de um modo geral, as variações da umidade relativa do ar ocorrem no período da manhã, onde a simulação PROC9 (com verticalização acentuada) possui umidade relativa do ar mais elevada em relação à simulação controle. Entretanto, esses valores foram inferiores a 2% em algumas horas do dia, sendo a variação muito próxima de zero.

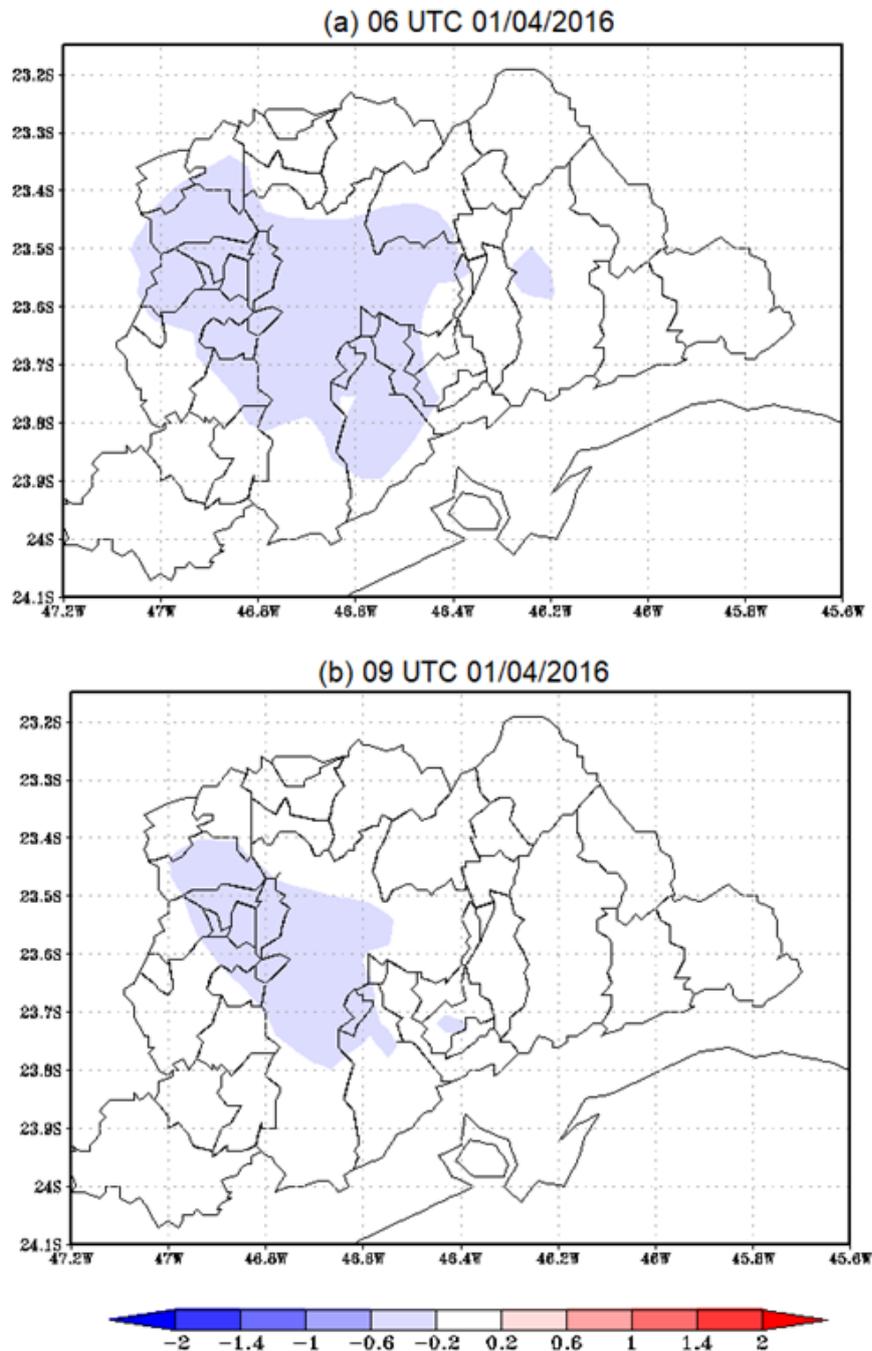
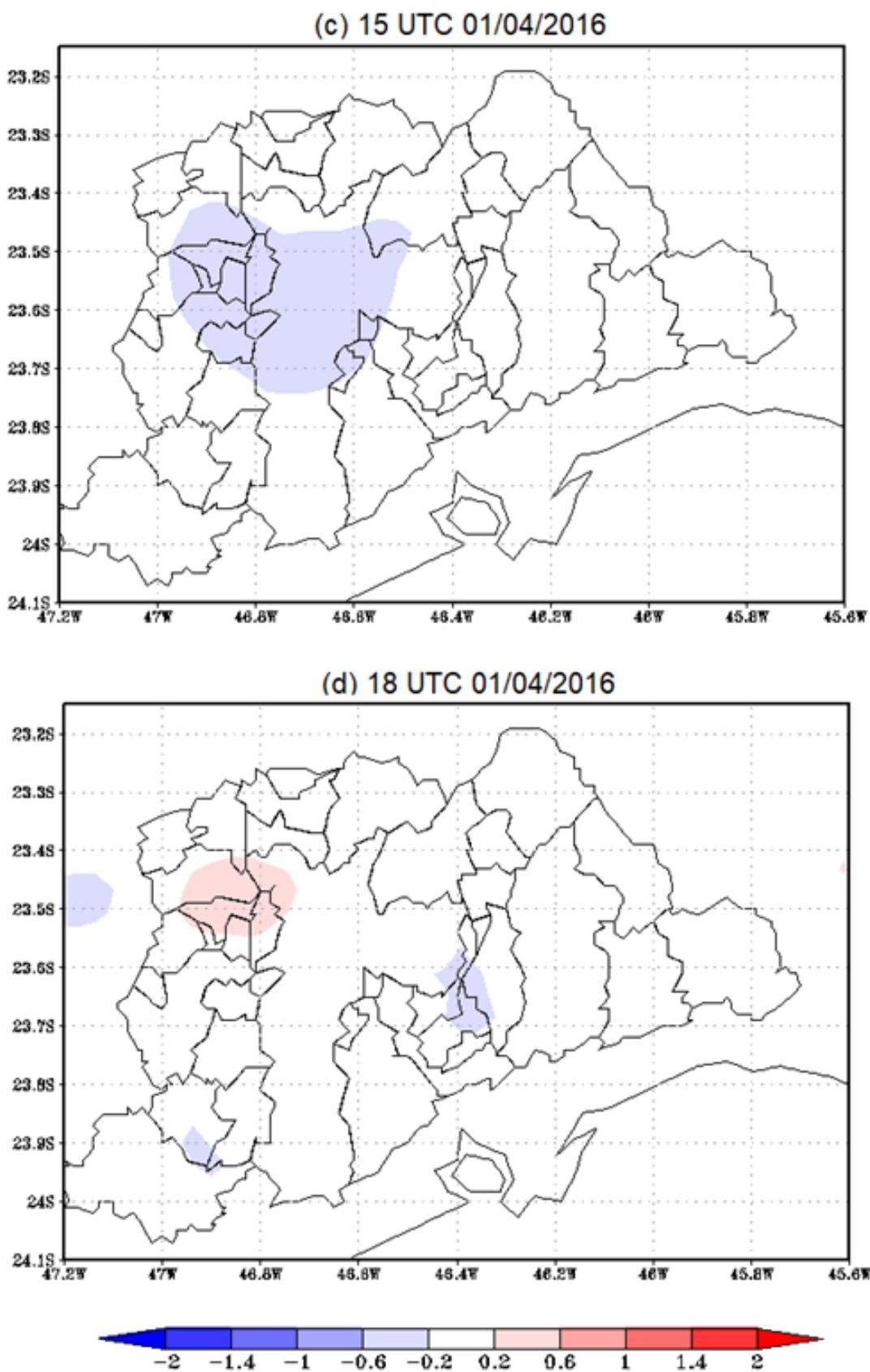


Figura 4.32 – Campo de diferença de umidade relativa entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 01/04/2016.



Continuação – Figura 4.33 – Campo de diferença de umidade relativa entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 01/04/2016.

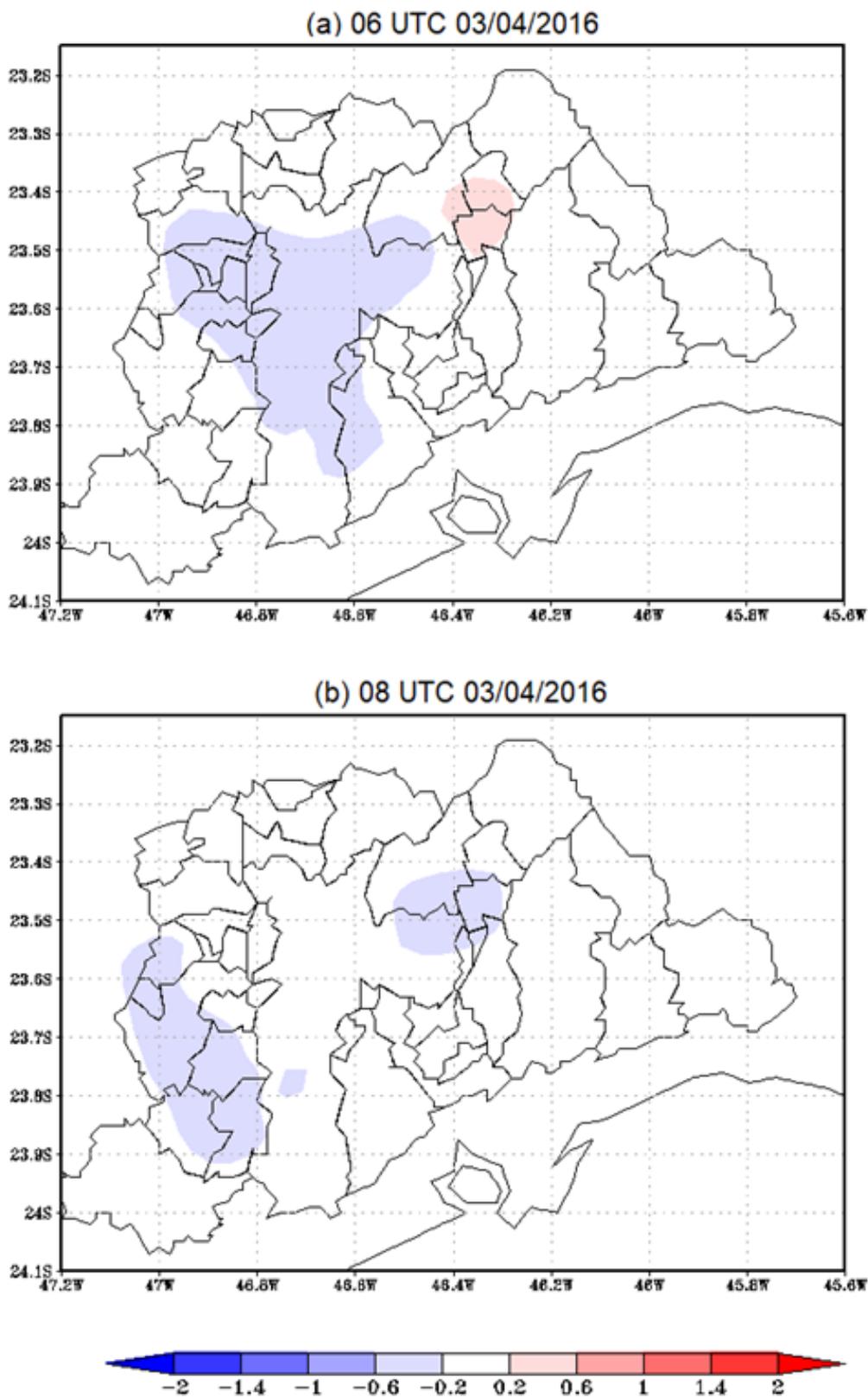
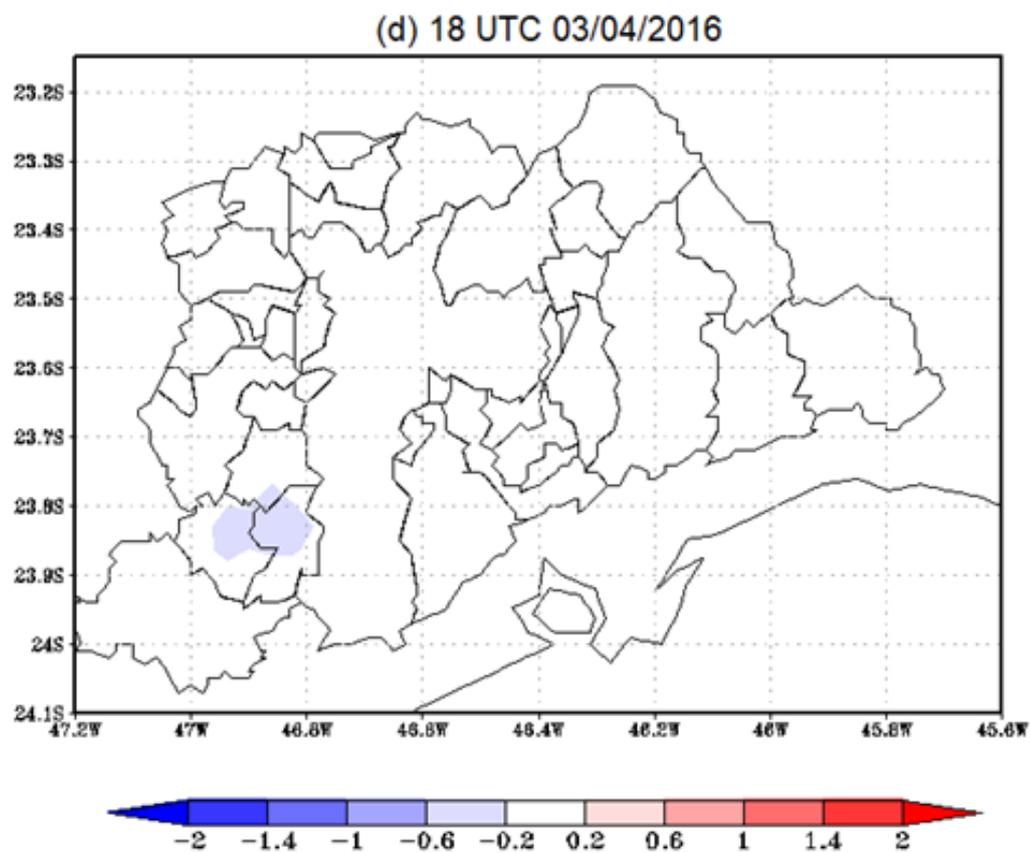
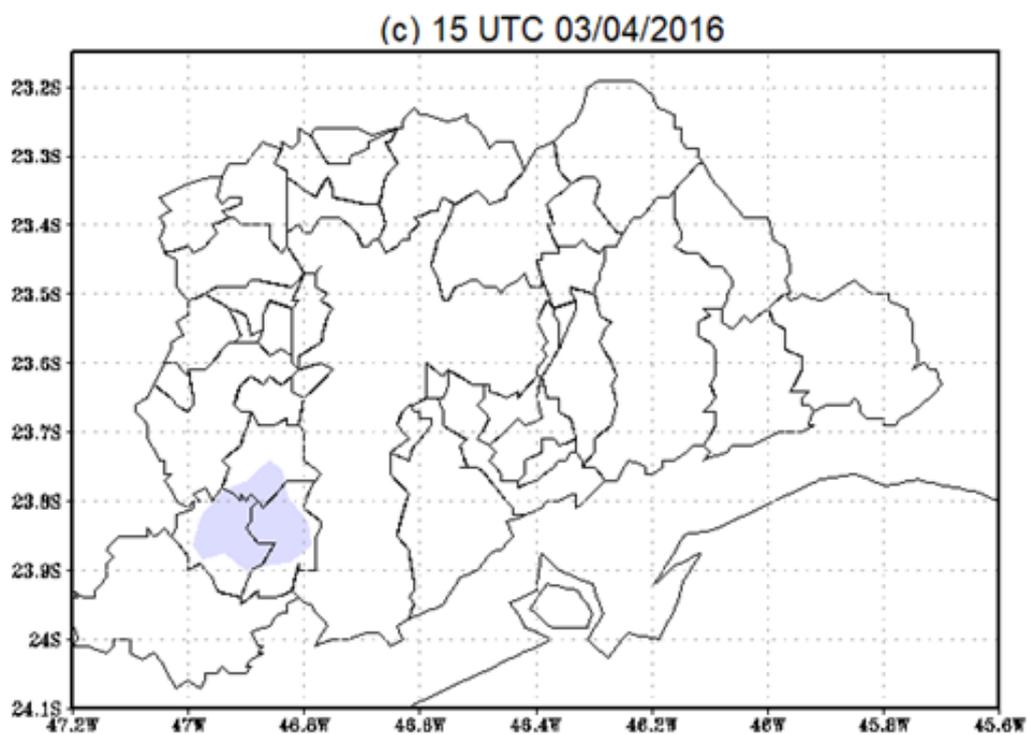


Figura 4.34 – Campo de diferença de umidade relativa entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 03/04/2016.



Continuação – Figura 4.35 – Campo de diferença de umidade relativa entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 03/04/2016.

Nas Figuras 4.26 e 4.27 são apresentados os campos do vento a 10 metros para os dias 01 e 02 de abril de 2016. No decorrer do ciclo diurno, observam-se valores inferiores de velocidade do vento para a PROC9. Isto já era esperado, visto que há um aumento na rugosidade da superfície com a modificação da estrutura urbana.

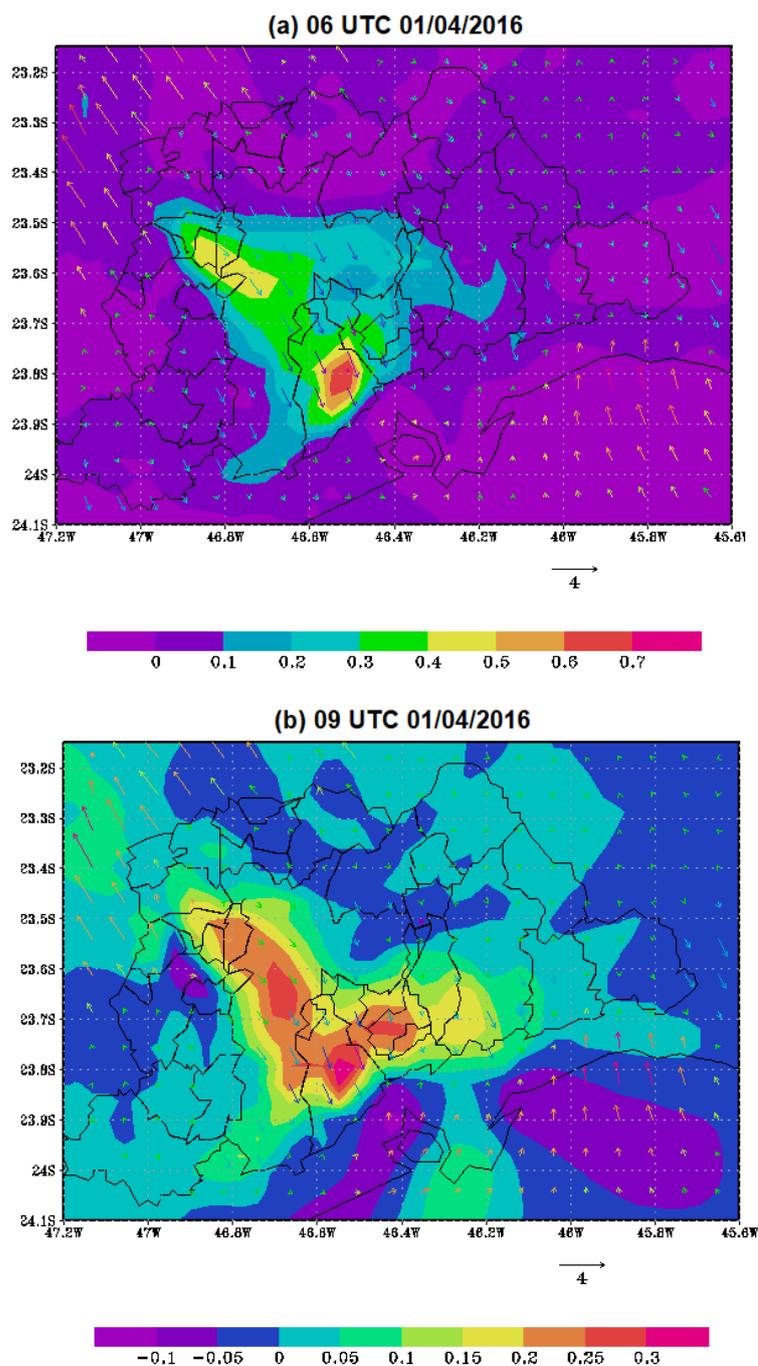
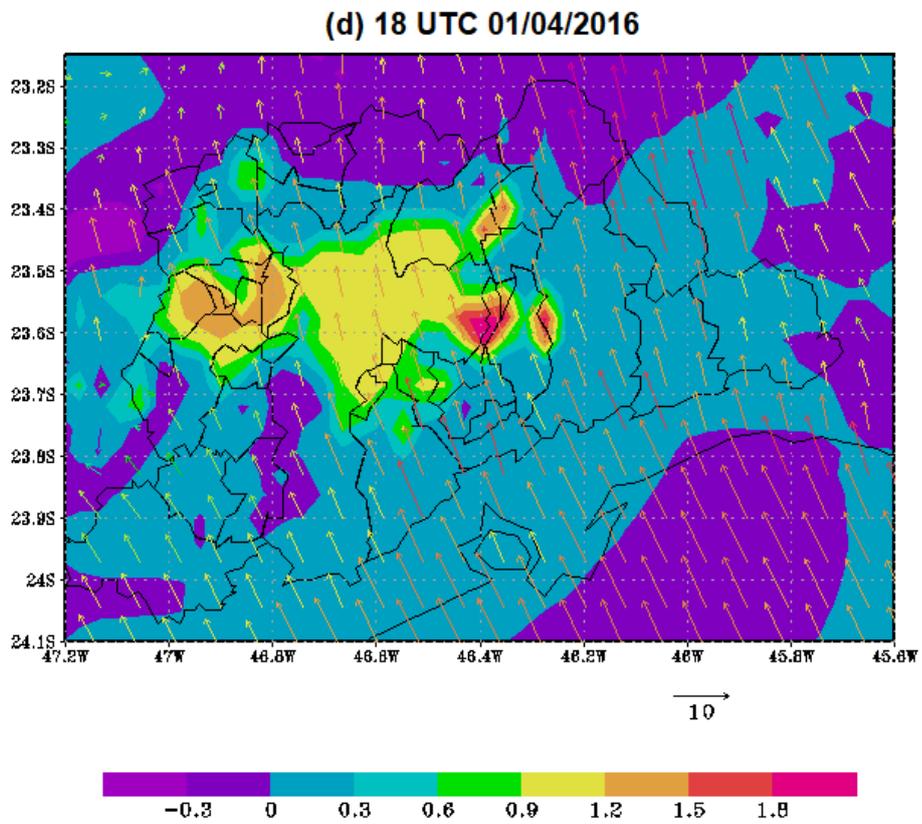
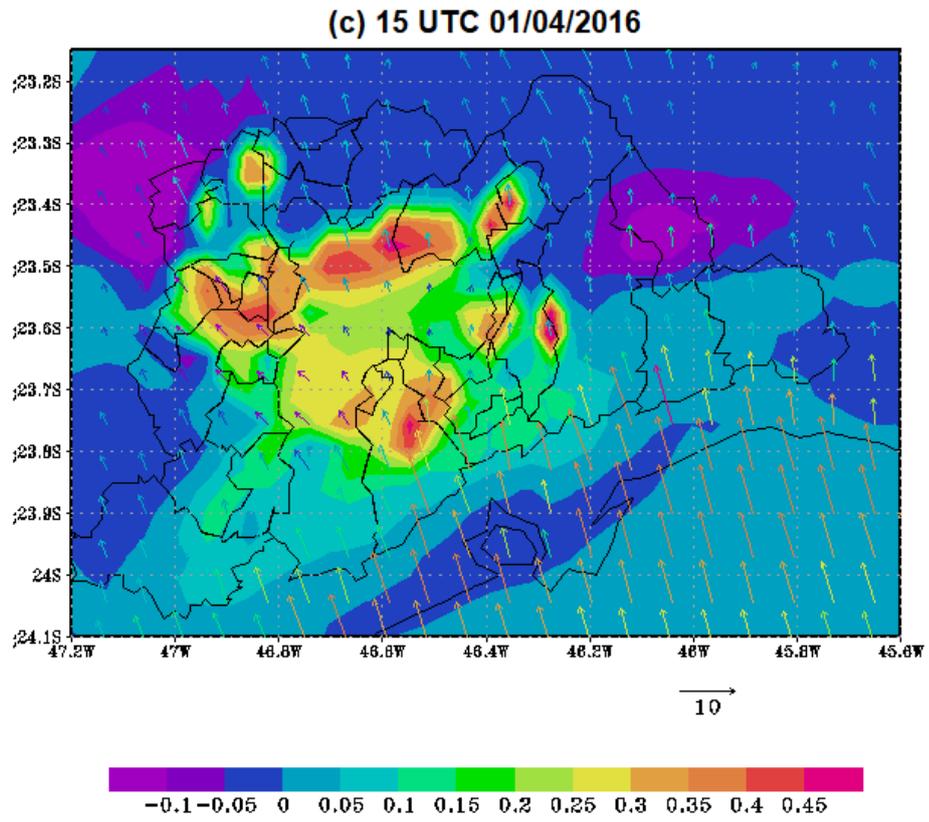


Figura 4.36 – Campo de diferença do vento no primeiro nível do modelo entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 01/04/2016.



Continuação – Figura 4.37 – Campo de diferença do vento no primeiro nível do modelo entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 01/04/2016.

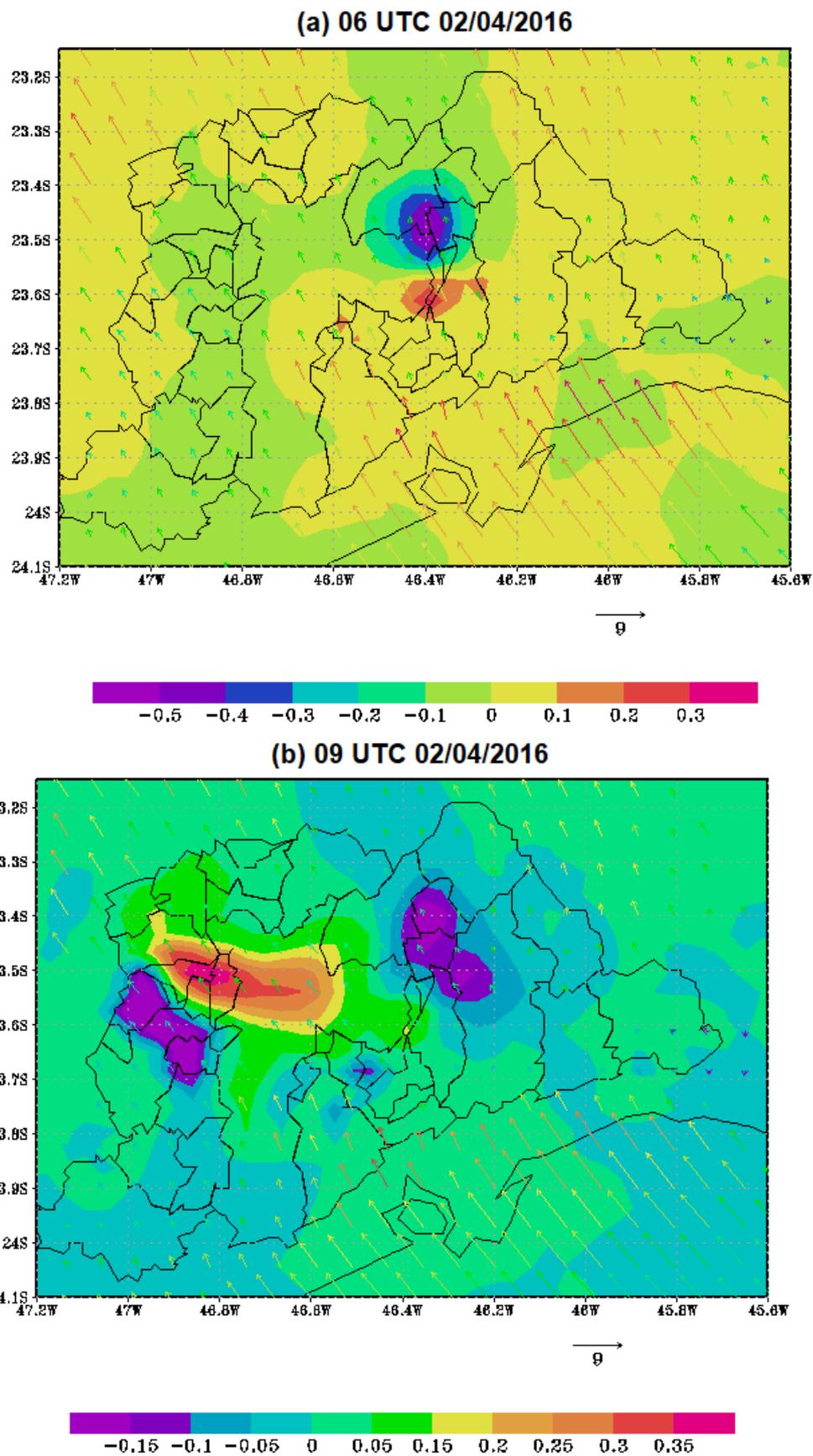
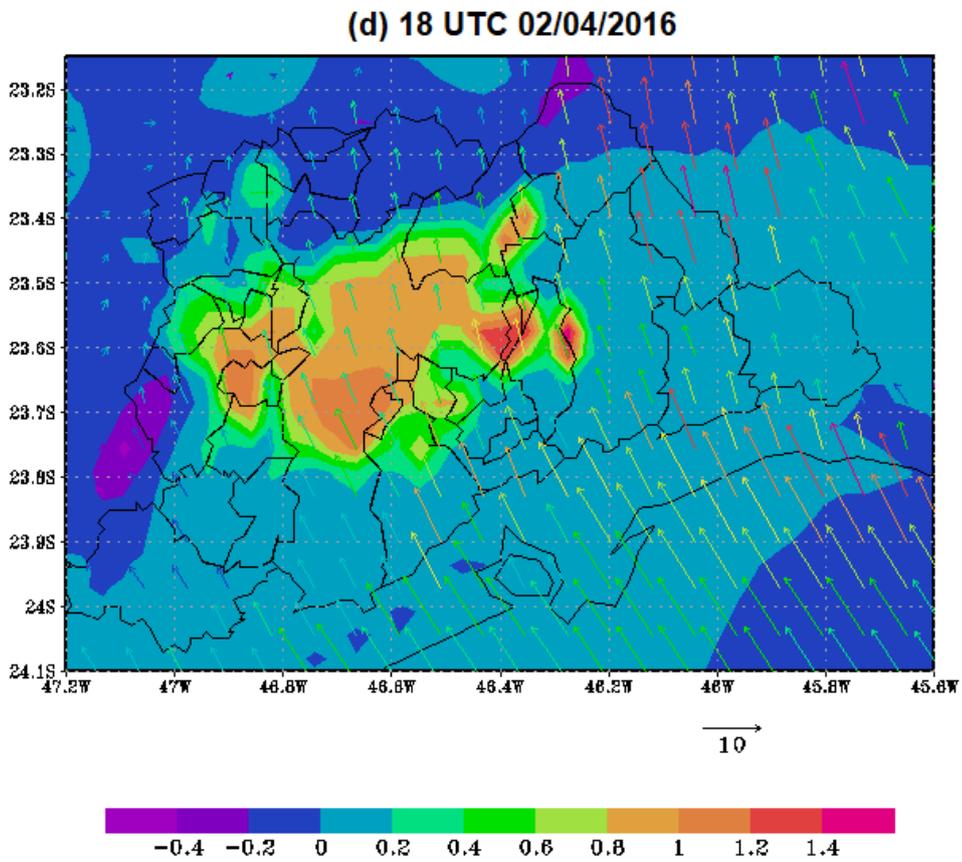
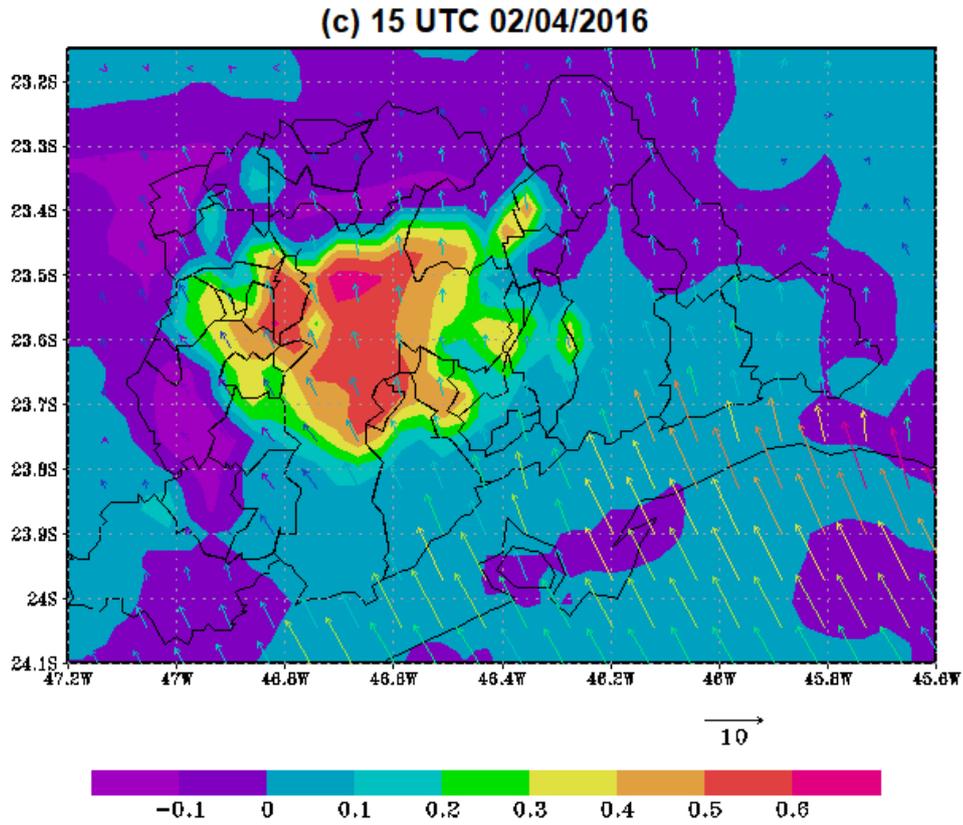


Figura 4.38 – Campo de diferença do vento no primeiro nível do modelo entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 02/04/2016.



Continuação – Figura 4.39 – Campo de diferença do vento no primeiro nível do modelo entre a simulação controle e a simulação PROC9 para o dia 02/04/2016.

Modificações decorrentes da verticalização da mancha urbana também foram observadas nas componentes do balanço de energia. Estruturas de cânions urbanos durante o período de insolação aprisionam a energia solar e durante todo o ciclo diurno liberam essa energia em forma de fluxo de calor sensível e radiação de onda longa (GRIMMOND; BRIDGMAN; OLIVER, 2006;). A quantidade de radiação solar que chega no interior do cânion é influenciada pela configuração urbana, ou seja, altura dos edifícios (H), largura das ruas (W) e pela distribuição dos edifícios. Conforme Oke et al. (2017), no interior do cânion há um aumento da absorção da radiação de onda curta e onda longa, devido a ocorrência de reflexões múltiplas. Logo, observa-se um aumento no fluxo de calor sensível dentro do sistema do cânion devido ao fato das superfícies estarem mais aquecidas.

A Figura 4.40 mostra as componentes do BES para duas estações que representam áreas que obtiveram um incremento na altura dos edifícios. Entre as 00 HL e 10 HL (13 UTC) observa-se um fluxo de calor latente superior ao fluxo de calor sensível em ambas as estações que sofreram a verticalização dos edifícios. Neste período, observam-se valores de umidade relativa em torno de 90% próximo às estações de referência e temperaturas mais baixas do que no período subsequente. A velocidade do vento oscila em torno de 2,5 m/s. Este padrão se inverte a partir das 11 HL (14 UTC) quando o calor sensível aumenta, atingindo um pico máximo às 14h HL (17 UTC), em que os valores foram de 291 W.m<sup>-2</sup> (Butantã) e 303 W.m<sup>-2</sup> (Ipiranga). Paralelamente à ocorrência deste pico, observa-se uma redução nos valores de umidade específica e um aumento na temperatura próximo a essas regiões. Segundo Avissar (1996), quando se tem presença de umidade na superfície, a radiação líquida disponível é utilizada na forma de fluxo de calor latente. Sendo assim, se houver um aumento na velocidade do vento, a tendência é que haja um aumento maior no fluxo de calor latente do que no fluxo de calor sensível, concordando com os resultados encontrados anteriormente (AVISSAR, 1996; KIMURA & KUWAGATA, 1995).

A componente da onda longa na superfície apresenta um máximo diurno às 14 HL (17 UTC), de 490 W.m<sup>-2</sup> e 479 W.m<sup>-2</sup> para as estações do Butantã e Ipiranga, respectivamente. Já a componente de onda curta apresenta picos máximos de 905 W.m<sup>-2</sup> (Butantã) e 904 W.m<sup>-2</sup> (Ipiranga) às 12 HL. O saldo de radiação mantém o padrão apresentado pelo PROC2, ou seja, os valores estão em fase com o balanço

de onda curta, cujo valores são de  $434 \text{ W.m}^{-2}$  para a estação do Butantã e  $450 \text{ W.m}^{-2}$  para a estação do Ipiranga.

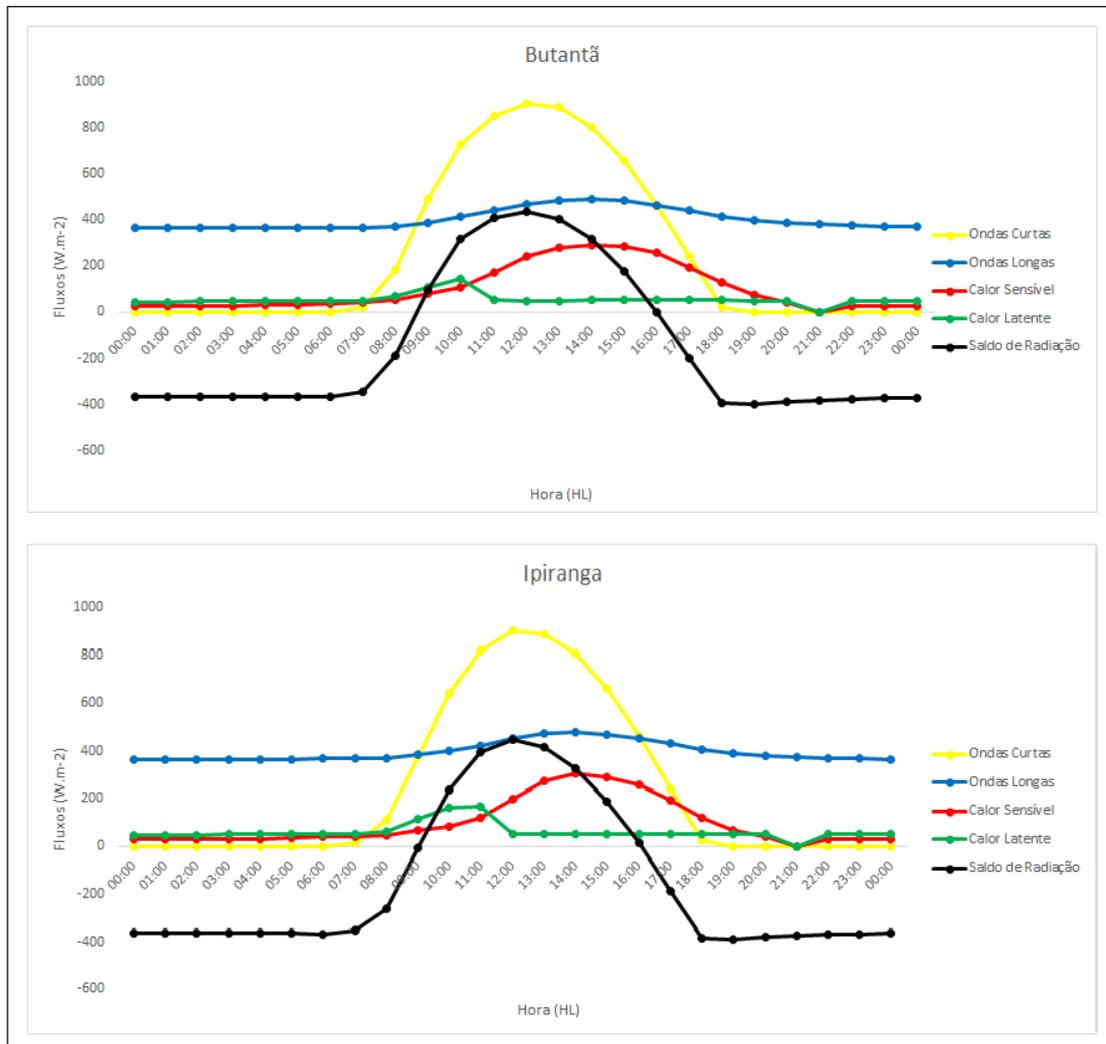


Figura 4.40 – Variáveis que compõem o BES para a simulação PROC9.

Na Figura 4.41 são apresentadas as diferenças nas variáveis do BES entre a simulação controle e a simulação PROC9 para as estações do Butantã e Ipiranga. Observa-se que nas duas estações o fluxo de calor latente aumentou na simulação em que os edifícios tiveram sua altura elevada, indicados pelos valores negativos da Figura 4.41. Já em relação ao fluxo de calor sensível houve uma variação no decorrer do ciclo, durante o período das 00 UTC até as 09 UTC, este foi maior na simulação PROC9, após este horário observa-se diferenças positivas até as 22 UTC. Conforme esperado, o saldo de radiação na PROC9 foi superior ao PROC2 durante todo o ciclo, pois no período do dia o BES é dominado pela radiação de onda curta, em estruturas verticalizadas há maior retenção da radiação quando comparada com

cenário horizontal ou misto (parte vertical, parte horizontal). A diferença do saldo de radiação entre a simulação controle e a simulação com a mancha urbana verticalizada ficou entre  $-20 \text{ Wm}^{-2}$  e  $-50 \text{ Wm}^{-2}$  para ambas as estações.

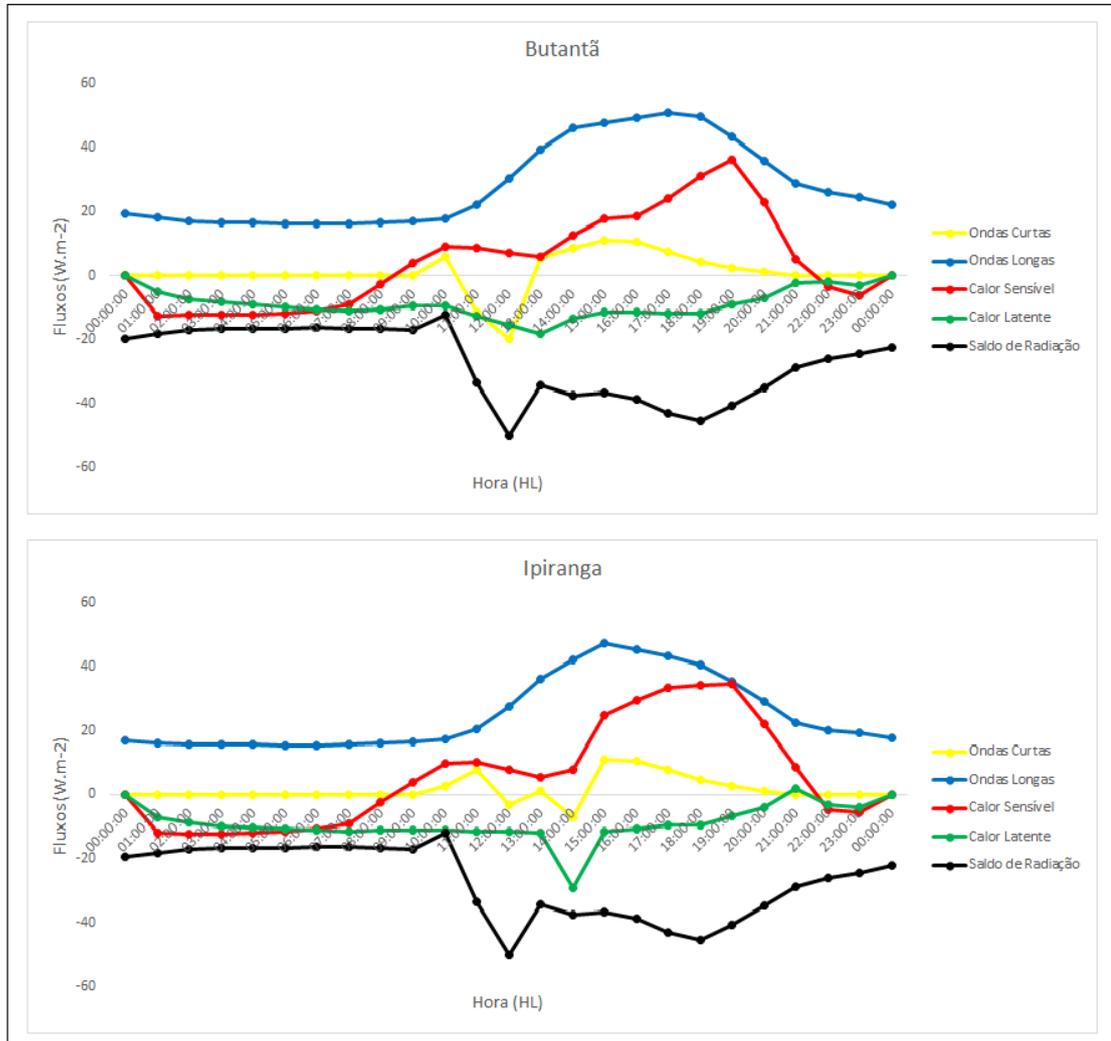


Figura 4.41 – Diferença nas variáveis do BES entre as simulações PROC2 e PROC9.

## 5. Conclusões

O objetivo deste trabalho foi analisar, através da modelagem numérica, alguns processos de formação da IUC sobre a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) e suas influências sobre o microclima local, considerando a condição atual e o novo cenário de urbanização, decorrente do Plano Diretor Estratégico (PDE), conforme Lei nº 16.050.

A primeira etapa do trabalho foi construir um mapa de uso do solo urbano que possibilitasse distinguir mais de duas classes urbanas na RMSP. Utilizando imagens do satélite LANDSAT – 8/OLI foi possível identificar 6 tipos de solo urbano característicos da RMSP. Esse mapa de uso e ocupação do solo foi convertido para a resolução da grade do modelo BRAMS e inserido no código da versão 4.2 do BRAMS.

As simulações com o modelo BRAMS foram realizadas com o esquema TEB ativado, pois este apresenta um desempenho satisfatório na representação das cidades. Após a inserção do novo mapa de uso e ocupação do solo no modelo BRAMS, foi realizada a validação do modelo para um período de três dias do outono de 2016. Este período foi escolhido após uma análise de dados observados da estação da Água Funda para o período que compreende 18 anos de dados (2000 – 2017), onde foram encontrados os maiores valores de temperatura com pouca ou nenhuma ocorrência de chuva.

Os resultados com o novo arquivo de uso e ocupação do solo mostram que a simulação foi capaz de representar bem o ciclo de temperatura para um período de 72 horas. Para a variável de temperatura as análises estatísticas apresentam uma correlação de 0,9 na maioria das estações. Em relação à umidade específica, a correlação linear foi muito baixa em torno de -0,2 em todas as estações, o que já era esperado pois essa variável foi inferida a partir dos dados de pressão observados na estação, e temperatura do ponto de orvalho e umidade relativa obtidos da simulação. Para a umidade relativa à simulação com o novo arquivo de uso e ocupação do solo representou bem as variações dos picos mínimos e máximos quando comparados com os dados observados, entretanto em alguns pontos apresenta defasagem horária em relação aos picos mínimos. A umidade relativa apresentou melhor correlação com os dados observados, quando comparada com a simulação que usava apenas dois tipos de solo urbano.

Em relação à presença da vegetação em áreas urbanas, foram analisados os campos de temperatura e vento, onde, em alguns momentos, a temperatura da simulação com a presença de vegetação se mostrou superior à simulação controle (com uso do solo urbano PROC2), diferente da maioria dos resultados encontrados na literatura. Na simulação controle observa-se uma intensificação dos ventos no período da noite. As maiores diferenças de temperatura entre a simulação controle (PROC2) e com a substituição da vegetação foram às 09 UTC em torno de 1,5 °C e às 18 UTC que em alguns lugares atingiu valores entre 4 °C e 6 °C.

Os fluxos de calor sensível para a simulação PROC2 (controle) apresentaram um aumento de 400 W.m<sup>-2</sup> no período diurno e de 10 W.m<sup>-2</sup> ao entardecer. Esses valores são observados tanto nas diferenças entre as simulações PROC2 e PROC3, quanto nas simulações PROC2 e PROC1. Já para o fluxo de calor latente, observa-se que houve uma redução de até 100 W.m<sup>-2</sup> em relação a PROC3 e a PROC2. A relação entre o fluxo de calor sensível e latente pode ser demonstrada pela razão de Bowen, no período da noite esta é muito próximo de zero para a região da mancha urbana. Durante o dia, observam-se valores positivos de diferenças de razão de Bowen em consequência do aumento do fluxo de calor sensível em relação ao latente para as superfícies urbanas.

O saldo de radiação foi calculado para as estações de referência, sendo os resultados apresentados para as estações Butantã e Ipiranga devido ao fato das demais estações apresentarem comportamento semelhante. O saldo de radiação apresentou valores em fase com o balanço de onda curta com valores máximos de 397 W.m<sup>-2</sup> (Butantã) e de 414 W.m<sup>-2</sup> (Ipiranga) às 12 HL. A noite o saldo de radiação é negativo, com valores entre em torno de 400 W.m<sup>-2</sup>. No decorrer do dia os valores do saldo de radiação são semelhantes aos valores encontrados em estudos realizados para São Paulo e Cuiabá, mas para o período da noite os valores encontrados nesse trabalho foram inferiores ao encontrado na literatura, pois para o período da noite, estudos de Ferreira (2010), Maitelli (2010) e Newton et al., (2007) apresentaram valores em torno de -50 W.m<sup>-2</sup> a -72 W.m<sup>-2</sup>. Essa diferença no período noturno pode ser justificada pela questão da morfologia urbana e das propriedades térmicas no interior do dossel urbano.

Para cada estação de referência foram obtidos quatro ciclos diurnos de IUC em relação aos pontos rurais ao norte, sul, leste e oeste da mancha urbana. Os valores são semelhantes a grande parte das estações. As maiores intensidades de IUC ocorrem em relação ao ponto rural localizados a Oeste, os valores ficam entre 2 °C e 8 °C. Em relação a temperatura efetiva observa-se valores superiores a 24 °C no período das 14 UTC às 20 UTC, apresentando sensação térmica de calor moderado. Nos outros intervalos do ciclo, os valores ficam entre 20 °C e 23,9 °C com sensação térmica levemente quente.

O primeiro teste foi realizado para verificar o impacto da razão geométrica no campo de temperatura a 2 metros. Foram realizadas simulações com o valor da razão geométrica triplicado e com a razão geométrica três vezes menor do que o seu valor original. O aumento da razão geométrica na PROC4 contribui para a redução da largura das ruas e, conseqüentemente, para uma redução na porção do céu visível e na energia armazenada no interior do dossel urbano. Logo, para a simulação PROC4 observa-se uma redução na temperatura do ar em todo o período da simulação em relação a PROC2. Já para a PROC5, simulação com a redução da razão geométrica observa-se um aumento na temperatura.

Outro teste realizado foi alterando o albedo da superfície, onde este valor foi reduzido para 0,08, correspondente a uma média entre os valores do asfalto novo e asfalto antigo, e posteriormente, um valor de 0,9 recriando a hipótese de “telhado branco”. Durante grande parte do tempo, observa-se que o aumento do albedo reduz a temperatura do ar e a temperatura efetiva. Para o albedo 0,08 a temperatura do ar aumenta em relação à simulação controle.

Para o cenário de verticalização da mancha urbana foram alteradas as alturas dos edifícios de médio porte para 50 metros. Os tipos urbanos 1, 3 e 4 tiveram a altura de seus edifícios alteradas. A simulação com a verticalização acentuada apresentou um aumento na temperatura da região central da RMSP, principalmente no período da noite e da manhã, no período da tarde, este padrão se inverte e as temperaturas diminuem em relação à simulação controle para a região central da RMSP. A variação da umidade no cenário verticalizado foi muito pequena no decorrer do ciclo, onde se observaram valores da ordem de 90% em alguns momentos. O valor elevado da umidade, juntamente com o maior saldo de radiação, faz com que se tenha um maior

fluxo de calor latente, conforme foi observado para a simulação com a altura dos edifícios elevada. O fluxo de calor sensível foi maior para a simulação verticalizada no intervalo das 22 HL – 08 HL. É importante salientar que, nas simulações com o cenário verticalizado, não foram alteradas as condições de entradas das fontes de calor antropogênicos e, dependendo de como é feita a expansão vertical, esses valores podem ser muito maiores, causando alterações mais significativas do que apenas alterando a altura das edificações.

### **5.1 Sugestões de trabalhos Futuros**

O período de estudo analisado envolve um curto intervalo de tempo e um período de transição de estações. Portanto, é importante realizar estudos para um intervalo de tempo maior e em diferentes estações do ano.

Sugere-se também analisar qual o impacto que simulações utilizando o novo arquivo do uso e ocupação do solo podem ter em situações de tempestades severas.

Finalmente, é importante realizar simulações para expansão urbana vertical alterando as fontes de calor antropogênico, pois, ao se criar um aumento na estrutura vertical, diretamente se tem um aumento na população de determinada região, no consumo de energia e no número de veículos nessas regiões e esses fatores podem contribuir significativamente para o aumento na temperatura do ar.

## 6. REFERÊNCIAS

- ARNFIELD, A.J., Two decades of Urban Climate Research: A review of Turbulence, Exchanges of Energy and Water, and the Urban Heat Island. **International Journal of Climatology**, 2003, vol. 23, p. 1-26
- ARAKAWA, A. Computational design for long-term numerical integration of the equations of fluid motion: Two-dimensional incompressible flow. Part I. **Journal of Computational Physics**, v. 1, n. 1, p. 119–143, 1966. Disponível em: <http://www.sciencedirect.com/science/article/pii/0021999166900155>.
- ARYA, P. S. **Introduction to micrometeorology**. Academic Press, 2001.
- ASIMAKOPOULOS, D.N.; DEMOSTHENES, N. **Energy and climate in the urban built environment**. London: James & James, 2001. 229 p.
- ASSIS, E. S. de. **Bases teóricas para a Aplicação da climatologia ao planejamento urbano**. In: Encontro Nacional de Conforto no Ambiente Construído, 4., 1997, Salvador. Anais ... Salvador: ANTAC, 1997. p.134-139.
- AVISSAR, R., Potential effects of vegetation on the urban thermal environment. **Atmospheric Environment**, 1996, v. 30, n. 3, p. 437-448.
- BARBIRATO, G. M.; SOUZA, L. C. L. de.; TORRES, S. C. **Clima e cidade: a abordagem climática como subsídio para estudos urbanos**. Maceió: EDUFAL, 2007.164p.
- BENDER, A. **Condições atmosféricas conducentes a tempestades severas e sua relação com a urbanização na RMSP**. 2018. 129 p. Tese de Doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.
- BEST, M. J.; GRIMMOND, C. S. B. Importance of initial state and atmospheric conditions for urban land surface models' performance. **Urban Climate**, Elsevier B.V., v. 10, n. P2, p. 387–406, 2014. ISSN 22120955.
- CAI, M. et al. Investigating the relationship between local climate zone and land surface temperature using an improved WUDAPT methodology – A case study of Yangtze River Delta, China. **Urban Climate**, v.24, p. 485 – 502, 2018.
- CALLEJAS, I. J. A., NOGUEIRA, M. C. A., BIUDES, M.S., DURANTE, L. C., Variação Sazonal do balanço de energia em cidade localizada na região central do Brasil. **Mercator (Fortaleza)**, Fortaleza, v.15, n.3, p.85-106, Sept 2016. <http://dx.doi.org/10.4215/RM2016.1503.0006>
- CAMILLONI, I.; BARRUCAND, M. Temporal variability of the Buenos Aires, Argentina, urban heat island. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 107, n. 1-2, p. 47–58, 2012. ISSN 0177798X
- CHANDLER, T.J. The climate of London. London: Hutchinson, 292pp. 1965.
- CHEN, C.; COTTON, W.R., The physics of the marine stratocumulus-capped mixed layer, **Boundary-Layer Meteorology**, 1983, vol. 25, p. 289-321.
- COTTON, W.R., PIELKE, R.A., WALKO, R.L., LISTON, G.E., TREMBACK, C.J., JIANG, H., MCANELLY, R.L., HARRINGTON, J.Y., NICHOLLS, M.E., CARRIO, G.G.

& MCFADDEN, J.P., 2003. RAMS 2001: Current status and future directions, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82, 5-29. DOI:10.1007/s00703-001-0584-9.

CRÓSTA, A. P. **Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto**. Campinas: IG, 1992. P.170.

CRÓSTA, A.P.; SOUZA, C.R. **Sensoriamento Remoto**. Anuário Fator Gis 97: o guia de referência do Geoprocessamento. Curitiba: Sagres, p.10-21, 1997

EOS API; Radiometric Correction – Guias e Tutoriais. Disponível em < [https://developers.eos.com/radiometric\\_correction.html](https://developers.eos.com/radiometric_correction.html)> Acesso em: 15 de março de 2016.

EPA (Agência de Proteção Ambiental); Reduzir Ilhas de Calor Urbanas - Compêndio de Estratégias; United States Environmental Protection Agency, 2008

ERELL, E. *et al.* Effect of High-Albedo Materials on Pedestrian Heat Stress in Urban Street Canyons. **Urban Climate**, v. 10, n. 2, p. 367-386, 2014

FERREIRA, M. J. **Balço de energia na superfície da cidade de São Paulo**, 2010, 183 f. Tese de Doutorado – Departamento de Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, SP.

FREITAS, E. D. de; SILVA DIAS, P.L. O efeito da ilha de calor urbana sobre os fluxos de calor através da utilização do modelo RAMS. In: Congresso Brasileiro de Meteorologia, 11, Rio de Janeiro. 2000.

FREITAS, E.D., **Circulações Locais em São Paulo e sua influência na dispersão de poluentes**. 2003. 157 f. Tese de Doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.

FREITAS, E. D.; SILVA DIAS, P. L. Alguns efeitos de áreas urbanas na geração de uma ilha de calor. **Revista Brasileira de Meteorologia**, v. 20, n. 3, p. 355–366, 2005.

FREITAS, E. D.; ROZOFF, C; COTTON, W. R.; SILVA DIAS, P. L., Interactions of urban heat island and sea breeze circulations during winter over the Metropolitan Area of São Paulo – Brazil. **Boundary-Layer Meteorology**, v. 122, n. 1, p. 43-65, 2007.

FREITAS, S. R., *et al.* (2017), The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS 5.2): an integrated environmental model tuned for tropical areas, *Geosci. Model Dev.*, 10(1), 189-222, doi:10.5194/gmd-10-189-2017.

GOUVÊA, M. L.; **Cenários de impacto das propriedades da superfície sobre o conforto térmico humano na cidade de São Paulo**. 2007. 87 f. Dissertação de Mestrado – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

GRELL, G. A.; DEVENYI, D. A generalized approach to parameterizing convection combining ensemble data and data assimilation techniques. *Geo. Res. Lett.*, v.39, n. 14, 2002.

GRIMMOND, C. S. B., 2006, **“Progress in measuring and observing the urban atmosphere”**, *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 84, pp. 3–22. <https://doi.org/10.1007/s00704-005-0140-5>.

GRIMMOND, S.; BRIDGMAN, H. A.; OLIVER, J. E. **Urban impacts on climate**. In: *The Global Climate System: Patterns, Processes, and Teleconnections*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2006. p. 205–243.

HALLAK, R. & PEREIRA FILHO, A.J. Metodologia para análise de desempenho de simulações de sistemas convectivos na Região Metropolitana de São Paulo com o modelo ARPS: Sensibilidade a variações com os esquemas de advecção e assimilação de dados. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 26,4, 591 – 608, 2011.

HENTSCHEL, G., A human biometeorology classification of climate for large and local scales. *World Climate Programme Applications n.1*, World Meteorological Organization, p. 120-138, 1986.

HILL, G. E., Factors controlling the size and spacing of cumulus clouds as revealed by numerical experiments. **Journal of the Atmospheric Sciences**, 1974, vol. 31, n. 3, p. 646-673.

HOMANN, C. T. **Avaliação dos efeitos urbanos sobre circulações de mesoescala em função da expansão territorial da Região Metropolitana de São Paulo**. xxiii + 141. p. Dissertação (Mestrado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

HU, Y.; JIA, G. Influence of land use change on urban heat island derived from multi-sensor data. **International Journal of Climatology**, v. 30, n. 9, p. 1382 - 1395, 2010.

IBGE, 2010: Dados da cidade de São Paulo. Disponível em: Dados da cidade de São Paulo. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/cidadesat/topwindow.htm?1>>

KIMURA, F. & KUWAGATA, T. 1995: Horizontal Energy fluxes Over Complex Terrain Computed Using a Simple Mixed-Layer Model and a Numerical Model, *Journal of Applied Meteorology*, 34, 549-558.

KLEMP, J.B.; WILHELMSON, R.B., The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, **Journal of Atmospheric Science**, 1978, vol. 35, p. 1070-1096.

KNMI, UHI 2009 Disponível em: <<http://www.knmi.nl/klimatologie/weeramateurs/UHI/>>. Acesso em: 5 jan.2015.

KOTKIN, J., *The Problem with Megacities*. [S.l.]. Mandy Shams, 2014.30p.

LANDSBERG, H. E. The climate of towns. In: Thomas, W.L. (Editor), *Man's role in changing the face of the earth*. University of Chicago Press, 1956.pp. 524 – 603.

LANDSBERG, H. E. 1981: **The Urban Climate**, Academic Press, New York. NY, 271 pp.

LEE, D. O. "Urban climates," *Progress in Physical Geography: Earth and Environment*, vol. 8, no. 1, pp. 1 – 31, 1984. <https://doi.org/10.1177%2F030913338400800101>

LILLESAND, T. M.; KIEFER, R.W. **Remote sensing and image interpretation**. 3. ed. Crawfordsville: J. Wiley and Sons, 1994. 750p.

LILLY, D.K., On the numerical simulation of buoyant convection. **TELLUS - XIV**, 1962, vol. 2, p. 148-172.

LOMBARDO, M. A. **Ilha de calor nas metrópoles - o exemplo de São Paulo**. São Paulo: Hucitec, 1985. 244p.

- LUCENA, A. J. **A ilha de calor na Região Metropolitana do Rio de Janeiro**. 2012. 357 f. Tese (doutorado em Engenharia Civil) - Departamento de Engenharia Civil do Instituto Alberto Luiz Coimbra de Pós-Graduação e Pesquisa de Engenharia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2012
- MAITELLI, G. T. Balanço de Energia Estimado para a Cidade de Cuiabá: Uma Abordagem de Balanço de Energia pelo Método de Bowen. **Clima Urbano e Planejamento das Cidades**, v.4, n.2, 2010.
- MARCIOTTO, E. R. **Estudo da Influência de um Dossel Urbano sobre o Balanço de Energia na Superfície e Implicações na Estrutura Vertical da Camada Limite Atmosférica**. xxiii + 117p. p. (INPE-10394-TDI/920). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.
- MASCART, P., NOILHAN, J., GIORDANI, H. A modified parameterization of flux-profile relationship in the surface layer using different roughness length values for heat and momentum. *Boundary-Layer Meteorol.* 72, 331 – 344, 1995.
- MASSON, V., A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models. **Boundary-Layer Meteorology**, 2000, vol. 94, p. 357-397
- MASSON, V., C.S.B. GRIMMOND, and T.R.OKE, Evaluation on the Town Energy Balance (TEB) scheme with direct measurements from dry districts in two cities. *J. Appl Meteor.*, 2002., vol. 41, 1011 – 1026.
- MASSON, V. et al. Urban Climate, Human behavior & Energy consumption: from LCZ mapping to simulation and urban planning (the MapUCE project). *In: 9<sup>th</sup> International Conference on Urban Climate. Anais...Toulouse*, 2015.
- MEDVIGY, D., MOORCROFT, P.R., AVISSAR, R. *et al.* Mass conservation and atmospheric dynamics in the Regional Atmospheric Modeling System (RAMS). *Environ Fluid Mech* 5, 109–134 (2005). <https://doi.org/10.1007/s10652-005-5275-5>
- MESINGER, F. & ARAKAWA, A. **Numerical methods used in atmospheric models**. GARP Publication Series, No. 17, WMO/ICSU Joint Organizing Committee, 64 pp. 1976.
- MILLER, S. T. K., KEIM, B. D., TALBOT, R. W. E MAO, H. **Sea breeze: structure, forecasting, and impacts**. *Rev. of Geophysics*. V. 41, n. 3, p. 1-31, 2003
- MISSENARD, A., **L’homme et le climat**. Ed. Plon, Paris, 1937.
- MONTEIRO, C. A. F. **Teoria e clima urbano**. 1976. 181f. Tese (Livre Docência) – Instituto de Geografia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1976.
- MONTEIRO, K. C. R., OLIVEIRA, R. P. dos S. de. Reflexões sobre as consequências da verticalização para o clima urbano na cidade de Vitória da Conquista – BA- Brasil. *In: ENCONTRO DE GEÓGRAFOS DA AMÉRICA LATINA*, 14, Peru, 2013. **Anais... Peru**, 2013.
- MORAIS, M.V.B.; OLIVEIRA, A.P.; FERREIRA, M.J., Estudo Numérico do Balanço de Radiação na superfície: Variação diurna e anual do albedo na cidade de São Paulo. **Anais do VI Workshop de Micrometeorologia**, 2009, Santa Maria – RS, Revista Ciência e Natura, Vol. Especial, p. 297-300.

MORAIS, M.V.B, **Efeitos da vegetação sobre os termos do balanço de energia em áreas urbanas**. São Paulo: Universidade de São Paulo, 2014.

MORAIS, M. V. B. de; MARCIOTTO, E. R. ; URBINA GUERRERO, V. V. ; FREITAS, E. D. **Effective albedo estimates for the Metropolitan Area of São Paulo using empirical sky-view factors**. *Urban Climate*. 21, 183 -194, 2017.

MORAIS, M. V. B. de; URBINA GUERRERO, V. V. ; FREITAS, E. D. ; MARCIOTTO, E. R. ; VALDES, H. ; CORREA-BECERRA, C. ; AGREDANO, R. ; VERA-PUERTO, I. **Sensitivity of Radiative and Thermal Properties of Building Material in the Urban Atmosphere**. *Sustainability*, v. 11, p. 6865, 2019.

MOREIRA, M. A. *Fundamentos do sensoriamento remoto e metodologias de aplicação*. 2. ed. Viçosa: UFV, 2005. 307 p.

NEWTON, T. *et all*. The suburban energy balance in Miami, Florida. **Geogr. Ann.**, v. 89, p.331-347, 2007.

OKE, T. R. **City size and the urban heat island**. *Atmospheric Environment*, v. 7, pp.769–779. 1973a.

OKE, T. R. **Evapotranspiration in urban areas and its implications for urban climate planning**. In: Conference Teaching the Teachers on Building Climatology. 1973. Proceedings ... Estocolm: The National Swedish Institute for Building Research, 1973b. v.2.

OKE, T. R; **The distinction between canopy and boundary-layer urban heat islands**, *Atmosphere*, 14:4, 1976, 268-277

OKE, T. R. **Boundary Layer Climates**. London: Methuem& Ltd. A. Halsted Press Book, John Wiley & Sons, New York, 1978, 372p.

OKE, T. R. **Canyon Geometry and the Nocturnal Urban Heat Island**: comparison of scale model and field observations. *Journal of Climatology*, v. 1, n. 1/4, p. 237-254, 1981.

OKE, T. R. **The energetic basis of the urban heat Island**. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 108, 455, pp. 1-24. 1982.

OKE, T.R. **Boundary Layer Climates**. London, Routledge, 2nd ed.1987

OKE, T.R., 1997: Urban environments. In *Surface Climates of Canada*, Bailey, W.G., T.R. Oke and W.R. Rouse, eds., McGill-Queen's University Press, Montréal, pp. 303-327.

OKE, T. R. et al. **The energy balance of central Mexico City during the dry season**. *Atmospheric Environment*, Oxford, v.33, p.3919-3930, 1999.

OKE, T.R., 2004, *Urban Observations*, Instruments and Methods of Observation Programme, IOM Report, World Meteorol. Organiz., Geneva, in press

OKE, T. R. **Initial Guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites. Instruments and observing methods**. Report n. 81. World Meteorological Organization. Canadá, 2006.

OKE, T. R. et al. *Urban climates*. [S.l.]: Cambridge University Press, 2017.

OLIVEIRA, A. P. e SILVA DIAS, P. L. **Aspectos observacionais da brisa marítima em São Paulo**. IN: II CBMET, Pelotas, p. 129-145, 1982

OLIVEIRA, A.P; BORNSTEIN, R.D., SOARES, J. Annual and Diurnal Wind Patterns in the City of São Paulo. **Water, Air & Soil Pollution**. Focus 3, p. 3–15, 2003.

ORLANSKI, I. **A rational subdivision of scales for atmospheric precesses**. Bull. Am. Meteorol. Soc., 56, 527-530, 1975.

OLSON, J. Global ecosystem framework-definitions: USGS EROS data center internal report. p. 37, 1994

OZDEMIR, H.; UNAL, A.; KINDAP, T.; TURUNCOGLU, U. U.; DURMUSOGLU, Z. O.; KHAN, M.; KARACA, M. Quantification of the urban heat island under a changing climate over Anatolian Peninsula. **Theoretical and Applied Climatology**, v. 108, n. 1-2, p. 31- 38, 2012.

PENG, S., PIAO, S., CIAIS, P., FRIEDLINGSTIEN, P., OTTLE, C., BREON, F. M., NAN, H., ZHOU, L., MYNEMI, R. B. Surface Urban Heat Island Across. **Environmental Science & Technology**, v. 46, p. 696-703, 2012.

PERERA, N.G.R.; EMMANUEL, M. P. R. A “Local Climate Zone” based approach to urban planning in Colombo, Sri Lanka. *In*: 9th International Conference on Urban Climate. **Anais...**Toulouse, 2015.

PEREZ, GABRIEL M. P.; SILVA DIAS, MARIA A. F. **Long-term study of the occurrence and time of passage of sea breeze in São Paulo, 1960-2009**. International Journal of Climatology, v. 37, p. 1-11, 2017.

ROJAS, J.L.F., **Modelagem da Camada Limite Planetária urbana com o sistema ARPS – tTEB**. 2017. Tese de Doutorado. Departamento de Ciências Atmosféricas. IAG/USP, São Paulo, SP.

ROMERO, M.A.B. **Arquitetura do Lugar: uma visão bioclimática da sustentabilidade em Brasília**. 1a. Edição. Nova Técnica Editorial: São Paulo, 2011.

SANTAMOURIS, Mat. et al. **Environmental Design of Urban Buildings: An Integrated Approach**. London: Earthscan / James & James, London, 2006.

SCHOBER, P.; BOER, C.; SCHWARTE, L.A. Correlation Coefficients: Appropriate Use and Interpretation. *Anesth Analg*. 2018 May;126(5):1763-1768. doi: 10.1213/ANE.0000000000002864. PMID: 29481436.

SHASHUA-BAR, L.; TSIROS, I.; HOFFMAN, M. Passive Cooling Design Options to Ameliorate Thermal Comfort in Urban Streets. **Building and Environment**, v. 57, p. 110-119, 2012.

SILVA, F. B. **Estudo de ilha de calor na região metropolitana do Rio de Janeiro: aspectos das circulações locais com utilização do modelo atmosférico BRAMS**. 2010. 119 f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Mecânica) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2010.

SILVA, F. B. **Análise dos efeitos combinados da Ilha de Calor Urbana e poluição do ar**. xxiii + 269p. p. (INPE-10394-TDI/920). Tese (Doutorado em Meteorologia) — Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2016.

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

SILVA DIAS, M.A.F.; DIAS, J.; CARVALHO, L.M.V.; FREITAS, E. D.; SILVA DIAS, P.L., Changes in extreme daily rainfall for São Paulo, Brazil., **Climatic Change**, 2013, p.705-722.

SMAGORINSKY, J. General circulation experiments with the primitive equations: 1. The basic experiment. *Mon Wea.Rev.*, v.91, p.99-164, 1963.

SOUZA, D. O.; ALVALÁ, R.C.S.; NASCIMENTO, M. G. Urbanization effects on the microclimate of Manaus: A modeling Study. *Atmospheric Research*, v.167, 2016, p. 237 – 248,

SOUZA, E. P.; SILVA, E.M. Impacto da implementação de uma parametrização de convecção rasa em um modelo de mesoescala. Descrição e testes de sensibilidade do esquema. **Rev. Bras. Met.**, v.18, n.1, p. 33-42, 2003.

STEWART, I.D.; OKE, T.R. Local climate zones for urban temperature studies. **Bulletin of the American Meteorological Society**, v.93, n.12, p.1879 – 1900, 2012.

TAHA, H. Urban climates and heat islands: albedo, evapotranspiration, and anthropogenic heat. **Energy and Buildings**, v. 25, n. 2, p. 99–103, 1997.

UN Report, 2018: **World Urbanization Prospects, the 2018 Revision**. Disponível em: <<https://population.un.org/wup/Publications/Files/WUP2018-Report.pdf>> Acesso em: dezembro de 2018.

USGS, 2016. Disponível em: < <https://ers.cr.usgs.gov>>. Acesso em: 20/10/2015

VILLAÇA, F. J. M. A estrutura territorial da metrópole sul brasileira. Tese de Pós Doutorado. FFLCH/USP, Departamento de Geografia. 1978.

Voogt, J. A. **How researchers measure urban heat islands**. 2007. Disponível em:<[http://www.epa.gov/heatisd/resources/pdf/EPA\\_How\\_to\\_measure\\_a\\_UHI.pdf](http://www.epa.gov/heatisd/resources/pdf/EPA_How_to_measure_a_UHI.pdf)>. Acesso em: agosto 2018

WANG, Y., ZHOU, D. Simulation study of urban residential development and urban climate change in Xi'an, China. **Procedia Engineering**, v.180, p. 423 – 432, 2017.

WALKO, R. L.; BAND, L. E.; BARON, J.; KITTEL, T. G. F.; LAMMERS, R.; LEE, T. J.; OJIMA, D.; PIELKE, R. A.; TAYLOR, C.; TAGUE, C.; TREMBACK, C. J.; VIDALE, P. L., Coupled atmosphere-biophysics-hydrology models for environmental modeling. **Journal of Applied Meteorology**, 2000, vol. 39, n. 6, p. 931-944.

WENG, Q.; LU, D.; SCHUBRING, J. **Estimation of land surface temperature - vegetation abundance relationship for urban heat island studies**. *Remote Sensing of Environment*, Oxford, v.89, p.467-483. 2004.

WILKS, D. S. **Statistical Methods in the Atmospheric Sciences**. International Geophysics Series. 2a. Edição, Estados Unidos da América, Academic Press, v. 91, 2006. 627 p.

YAMAMOTO, Y. Measures to mitigate urban heat islands. **The Quarterly review**, n.18, p.65-80, 2006.

ZHENG, Y.et al. GIS-based mapping of Local Climate Zone in the high-density city of Hong Kong. **Urban Climate**, v.24, jun., 2018.