

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

Andréia Bender

**Condições Atmosféricas Conducentes a Tempestades Severas e sua Relação com a
Urbanização na RMSP.**

São Paulo

2018

ANDRÉIA BENDER

**Condições Atmosféricas Conducentes a Tempestades Severas e sua Relação com a
Urbanização na RMSP.**

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas como condição parcial para a obtenção do título de Doutorado em Ciências.

Área de concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Edmilson Dias de Freitas

Versão Corrigida - O original encontra-se disponível na Unidade.

São Paulo

2018

AGRADECIMENTOS

O presente trabalho foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - Brasil (CAPES) - Código de Financiamento 001.

RESUMO

BENDER, Andréia. **Condições Atmosféricas Conducentes a Tempestades Severas e sua Relação com a Urbanização na RMSP.** 2018. 129 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2018.

O potencial aumento da atividade convectiva e da severidade das tempestades proporcionada pela ilha de calor urbana das grandes cidades, já apontado por diversos autores, é verificado através de testes com o modelo BRAMS, em que o esquema TEB é ativado e desativado para dois casos de tempestade. Em seguida, cenários de crescimento da mancha urbana para o ano de 2030 e de aumento da área com construções altas foram utilizados para avaliar o possível aumento na quantidade de precipitação, nos índices de tempo severo e, conseqüentemente, na severidade das tempestades que podem ocorrer na região. Com os métodos de planejamento fatorial e separação de fatores, verificou-se que o aumento da mancha urbana é capaz de aumentar a quantidade de chuva sobre a RMSP, indicando que a mudança do uso do solo de rural para o urbano é determinante para este aumento. O aumento da área com construções altas possui uma tendência para causar supressão da chuva. O aumento da mancha urbana é o principal fator gerador de instabilidade e cisalhamento entre os ensaios. O fator de aumento da urbanização vertical causa diferentes impactos entre os dois casos de tempestade, um com aumento e outro com redução da instabilidade. Em ambos os casos a verticalização causa redução do cisalhamento. A interação entre os dois fatores, urbanização horizontal e vertical, gera um aumento da precipitação e um deslocamento maior da tempestade sobre a RMSP, em relação ao cenário atual, porém menor do que ocorreria para o cenário com apenas aumento da mancha urbana.

Palavras-chave: Tempo severo. Ilha de calor urbana. Parâmetros convectivos.

ABSTRACT

BENDER, A. Atmospheric Conditions Leading to Severe Weather and its Relationship with Urban Growth at MASP. 2018. 129 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, 2018.

The potential increase in convective activity and severity, caused by urban heat island effect, is verified with tests using BRAMS model, between cases with and without TEB scheme for two storm cases. Scenarios of future urban area and increase of high buildings area was made to evaluate changes in rainfall, convective parameters, and consequently, in severe weather probability for the study region. Using factorial planning and factor separation methods, it was found that the urban area growth is capable to increase the amount of precipitation, mainly due to the land use change from rural to urban. In the scenario of building heights increasing, it was found a tendency for rainfall suppress. The urban area growth is the major factor contributing to increase atmospheric instability and wind shear. Vertical urban growth causes different impacts between two storm cases, one with an increase and other with a decrease in instability. In both cases there were reductions in wind shear. The interaction between two factors increases the amount of precipitation and the displacement of the storm over MASP, in relation to the current scenario, but less than would occur for the scenario with only urban area growth.

Keywords: Severe weather. Urban heat island. Convective parameters.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 3.1 – Esquema de transferência de calor e umidade entre componentes do LEAF-2, para dois patches dentro da célula de grade do modelo. Atmosfera livre, ar do dossel, vegetação, neve e solo são representados pelas letras A, C, V, S e G, respectivamente. O patch 2 contém cobertura de neve e o patch 1 não contém. Fonte: Walko et al. (2000). 32
- Figura 3.2 - Evolução da mancha urbana na RMSP. Fonte: Villaça 1978, CESAD, 1982 e 1995 (<http://www.cesadweb.fau.usp.br/index.php>) e LANDSAT-5 TM, para 2002). O plano de fundo é preenchido com um mosaico de imagens de satélite do LANDSAT (Canal 3, 4 e 5) para 2007. Obtido de Silva Dias *et al.*, 2013. 34
- Figura 3.3 – Classificação/uso do solo utilizada no modelo BRAMS. Fonte: Freitas (2003)..... 34
- Figura 3.4 - Evolução da Mancha Urbana da Região Metropolitana de São Paulo. Em vermelho é apresentada uma aproximação para a ocupação urbana prevista para 2030. Fonte: Adaptado de Young (2013). 35
- Figura 3.5 – Configuração de grade. 38
- Figura 5.1 - CAPPI de 3 km do radar de Salesópolis para às 18:41 GMT, 19:36 GMT, 20:01 GMT e 20:31 GMT do dia 14 de fevereiro de 2013 (data e horário podem ser vistos no canto superior esquerdo da figura). Fonte: radar.iag.usp.br. 45
- Figura 5.2 - Chuva acumulada em 1h (mm), obtida com as variáveis *accon* e *totpcp* da terceira grade do Ensaio 1..... 46
- Figura 5.3 – Chuva acumulada (mm) durante evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida das estações do SAISP e INMET. 47
- Figura 5.4 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida com as variáveis *accon* e *totpcp* da terceira grade do Ensaio 1. 48
- Figura 5.5 - Imagem de Satélite no canal infravermelho para o dia 14 de fevereiro de 2013, às 20Z. Fonte: <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic>..... 48
- Figura 5.6 – Temperatura em 850 hPa (° C, sombreado), linhas de corrente em 850 hPa (verde) e pressão ao nível do mar (hPa, contorno preto), para às 18Z de 14 de fevereiro de 2013. Fonte: Reanálise 1 NCEP/NCAR (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>). 49
- Figura 5.7 – Magnitude do vento em 200 hPa ($m s^{-1}$, sombreado) e linha de corrente em 200 hPa (verde), para às 18 Z de 14 de fevereiro de 2013. Fonte: Reanálise 1 NCEP/NCAR (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>). 50
- Figura 5.8 - Radiossondagem do Campo de Marte-SP (linhas pontilhada) e perfil do Ensaio 1 no mesmo lat/lon (linhas contínuas). Temperatura (°C, em vermelho) e Temperatura do ponto de orvalho (°C, em azul). Ambos para às 12 Z do dia 14 de fevereiro de 2013. 51
- Figura 5.9 - Vorticidade vertical (s^{-1}) multiplicada por 10000, em 500 hPa, para às 15 UTC (esquerda) e 16 UTC (direita) do dia 14 de fevereiro de 2013. Os contornos possuem intervalo de $0,0001 s^{-1}$, as linhas contínuas e cores quentes indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas e cores frias indicam valores negativos e o contorno do zero não é apresentado. 52
- Figura 5.10 - Vorticidade vertical (s^{-1}) multiplicada por 10000, em 800 hPa, para às 15 UTC (esquerda) e 16 UTC (direita) do dia 14 de fevereiro de 2013. Os contornos possuem intervalo de $0,0001 s^{-1}$, as linhas contínuas e cores quentes indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas e cores frias indicam valores negativos e o contorno do zero não é apresentado. 53
- Figura 5.11 - Velocidade Vertical ($m s^{-1}$) em 550 hPa, para às 15 UTC (esquerda), 16 UTC (centro) e 17 UTC (direita) do dia 14 de fevereiro de 2013. Os contornos possuem intervalo de $0,5 m s^{-1}$, as

linhas contínuas e cores quentes indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas e cores frias indicam valores negativos e o contorno do zero não é apresentado.	53
Figura 5.12 - CAPE ($J kg^{-1}$) sombreado e Índice de Levantamento ($^{\circ}C$) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	57
Figura 5.13 – CAPE ($J kg^{-1}$) e Índice de Levantamento ($^{\circ}C$) no ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	57
Figura 5.14 - Temperatura e Temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}C$). Em verde para às 16 UTC e em vermelho para às 17 UTC para o ponto mais instável da simulação.	58
Figura 5.15 - DNRV (Cisalhamento até 6 km da superfície, $m^2 s^{-2}$) sombreado e HRT3 (Helicidade até 3 km da superfície, $m^2 s^{-2}$) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	58
Figura 5.16 - DNRV (Cisalhamento até 6 km da superfície, $m^2 s^{-2}$) e HRT3 (Helicidade até 3 km da superfície, $m^2 s^{-2}$), no ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	59
Figura 5.17 - IEH (Índice de Energia-Helicidade, adimensional) sombreado e SUP (Parâmetro de Supercélula, adimensional) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	60
Figura 5.18 - IEH (Índice de Energia-Helicidade, adimensional) e SUP (Parâmetro de Supercélula, adimensional), no ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	60
Figura 5.19 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida com as variáveis acccon e totpcp da terceira grade do Ensaio 1 sem TEB.	61
Figura 5.20 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$, sombreado) e vento em 10 metros ($km h^{-1}$, vetores) da terceira grade do Ensaio 1 sem TEB, para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	62
Figura 5.21 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$, sombreado) e vento em 10 metros ($km h^{-1}$, vetores) da terceira grade do Ensaio 1 com TEB, para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	62
Figura 5.22 – Diferenças entre as simulações com e sem TEB a) para o fluxo de calor sensível, b) para o fluxo de calor latente e c) para a Razão de Bowen, às 9 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013. 63	63
Figura 5.23 - Radiossondagem do Campo de Marte-SP (linha pontilhada) e perfil do Ensaio 1 sem TEB no mesmo lat/lon (linha contínua). Temperatura ($^{\circ}C$, em vermelho) e Temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}C$, em azul). Ambos para às 12 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	64
Figura 5.24 - CAPE ($J Kg^{-1}$) sombreado e Índice de Levantamento ($^{\circ}C$) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	68
Figura 5.25 – CAPE ($J Kg^{-1}$) e Índice de Levantamento ($^{\circ}C$) no ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	68
Figura 5.26 - DNRV (Cisalhamento até 6 km da superfície, $m^2 s^{-2}$) sombreado e HRT3 (Helicidade até 3 km da superfície, $m^2 s^{-2}$) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	69
Figura 5.27 - DNRV (Cisalhamento até 6 km da superfície, $m^2 s^{-2}$) e HRT3 (Helicidade até 3 km da superfície, $m^2 s^{-2}$), no ponto dentro do círculo vermelho da figura anterior, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	69
Figura 5.28 - IEH (Índice de Energia-Helicidade, adimensional) sombreado e SUP (Parâmetro de Supercélula, adimensional) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	70
Figura 5.29 - IEH (Índice de Energia-Helicidade, adimensional) e SUP (Parâmetro de Supercélula, adimensional), no ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	70

Figura 5.30 - Chuva acumulada (mm) durante o evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida com as variáveis acccon e totpcp da terceira grade do Ensaio 2.	71
Figura 5.31 - Temperatura no primeiro nível do modelo (°C, sombreado) e vento em 10 metros (km h ⁻¹ , vetores) da terceira grade do Ensaio 2, para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	72
Figura 5.32 – (a) Diferença da temperatura no primeiro nível do modelo entre o Ensaio 2 e o Ensaio 1 (°C); (b) Diferença na magnitude dos ventos em 10 m (m s ⁻¹); (c) Diferença na pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	72
Figura 5.33 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida com as variáveis acccon e totpcp da terceira grade do Ensaio 3.	73
Figura 5.34 - Temperatura no primeiro nível do modelo (°C, sombreado) e vento em 10 metros (km h ⁻¹ , vetores) da terceira grade do Ensaio 3, para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	73
Figura 5.35 – (a) Diferença da temperatura (°C) no primeiro nível do modelo entre o Ensaio 3 e o Ensaio 1; (b) Diferença na magnitude dos ventos em 10 m (m s ⁻¹); (c) Diferença na pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	74
Figura 5.36 - Chuva acumulada (mm) durante o evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida com as variáveis acccon e totpcp da terceira grade do Ensaio 4.	75
Figura 5.37 - Temperatura no primeiro nível do modelo (°C, sombreado) e vento em 10 metros (km h ⁻¹ , vetores) da terceira grade do Ensaio 4, para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	75
Figura 5.38 - a) Diferença da chuva total acumulada (mm) entre o Ensaio 4 e o Ensaio 1; b) Diferença da temperatura no primeiro nível do modelo (°C) às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013; c) Diferença na magnitude dos ventos em 10 m (m s ⁻¹) às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013; d) Diferença na pressão ao nível médio do mar (hPa) às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	76
Figura 5.39 - a) Diferença da chuva total acumulada (mm) entre o Ensaio 4 e o Ensaio 2; b) Diferença da temperatura no primeiro nível do modelo (°C) , para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013; c) Diferença na magnitude dos ventos em 10 m (m s ⁻¹) , para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013; d) Diferença na pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	77
Figura 5.40 – Precipitação (mm) induzida pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Barros Neto et al. (1995).	78
Figura 5.41 - Precipitação (mm) induzida pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993).	78
Figura 5.42 – CAPE (J kg ⁻¹) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Barros Neto et al. (1995). Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	79
Figura 5.43 – CAPE (J kg ⁻¹) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993). Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	80
Figura 5.44 - IL (° C) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Barros Neto et al. (1995). Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	81
Figura 5.45 – IL (° C) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da	

urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993). Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	81
Figura 5.46 – DNRV ($m^2 s^{-2}$) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Barros Neto et al. (1995). Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.	82
Figura 5.47 – DNRV ($m^2 s^{-2}$) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993). Todos para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013. Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.....	83
Figura 5.48 - Refletividade do MAXCAPPI no radar de São Roque-SP, às 00:45 GMT (superior esquerdo), 01:15 GMT (superior direito), 02:00 GMT (inferior esquerdo) e 02:45 GMT (inferior direito) de 16 de janeiro de 2017. Fonte: https://www.redemet.aer.mil.br/?i=produtos&p=radares-meteorologicos	84
Figura 5.49 - Chuva acumulada em 1h (mm), obtida com a variável totpcp da terceira grade do Ensaio 1, para às 17 UTC (a), 18 UTC (b), 19 UTC (c), 20 UTC (d), 21 UTC (e), 22 UTC (f) e 23 UTC (g) do dia 15 de janeiro de 2017 e 00 UTC (h) do dia 16 de janeiro de 2017. Continua.	85
Figura 5.50 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 16 de janeiro de 2017, entre às 22 UTC do dia 15 de janeiro de 2017 até as 03 UTC do dia 16 de janeiro de 2017 obtida das estações do SAISP, CEMADEN e INMET.....	87
Figura 5.51 - Chuva acumulada (mm) para o evento de 16 de janeiro de 2017, obtida com a variável totpcp da terceira grade do Ensaio 1.	87
Figura 5.52 - Imagem de Satélite no canal infravermelho para o dia 16 de janeiro de 2017, às 00Z. Fonte: http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic	88
Figura 5.53 - Temperatura em 850 hPa (° C, sombreado), linhas de corrente em 850 hPa (verde) e pressão ao nível do mar (hPa, contorno preto). Para às 00 UTC do dia 16 de janeiro de 2017. Fonte: Reanálise 1 NCEP/NCAR (https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html).	88
Figura 5.54 - Magnitude do vento em 200 hPa ($m s^{-1}$, sombreado) e linha de corrente em 200 hPa (verde). Para às 00 UTC do dia 16 de janeiro de 2017. Fonte: Reanálise 1 NCEP/NCAR (https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html).	89
Figura 5.55 – Perfil de Temperatura (°C, em vermelho) e Temperatura do ponto de orvalho (°C, em azul) do Ensaio Controle no ponto correspondente a Campo de Marte-SP. Para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	90
Figura 5.56 - Vorticidade vertical multiplicada por 1000, em 500 hPa, para às 17 UTC (a), 18 UTC (b) e 19 UTC (c) do dia 15 de janeiro de 2017. Os contornos possuem intervalo de $0,002 s^{-1}$, as linhas contínuas e cores quentes indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas e cores frias indicam valores negativos e o contorno do zero não é apresentado.	91
Figura 5.57 - Vorticidade vertical multiplicada por 1000, em 800 hPa, para às 17 UTC (a), 18 UTC (b) e 19 UTC (c) do dia 15 de janeiro de 2017. Os contornos possuem intervalo de $0,002 s^{-1}$, as linhas contínuas e cores quentes indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas e cores frias indicam valores negativos e o contorno do zero não é apresentado.	92
Figura 5.58 - Velocidade Vertical em 500 hPa, para às 17 UTC (a) e 18 UTC (b) do dia 15 de janeiro de 2017. Os contornos possuem intervalo de $2 m s^{-1}$, as linhas contínuas indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas indicam valores negativos. Os contornos vão de menores valores em cores frias até maiores em cores quentes e o contorno do zero não é apresentado.....	93

Figura 5.59 - CAPE ($J\ kg^{-1}$) sombreado e Índice de Levantamento ($^{\circ}C$) em contornos, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	94
Figura 5.60 – CAPE ($J\ kg^{-1}$) e Índice de Levantamento ($^{\circ}C$) para o ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	95
Figura 5.61 - DNRV (Cisalhamento até 6 km da superfície, $m^2\ s^{-2}$) sombreado e HRT3 (Helicidade até 3 km da superfície, $m^2\ s^{-2}$) em contornos, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.....	95
Figura 5.62 - IEH (Índice de Energia-Helicidade, adimensional) sombreado e SUP (Parâmetro de Supercélula, adimensional) em contornos, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	96
Figura 5.63 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 16 de janeiro de 2017, obtida com a variável totpcp da terceira grade do Ensaio 2.	97
Figura 5.64 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$, sombreado) e vento em 10 metros ($km\ h^{-1}$, vetores) da terceira grade do Ensaio 1, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.....	97
Figura 5.65 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$, sombreado) e vento em 10 metros ($km\ h^{-1}$, vetores) da terceira grade do Ensaio 2, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.....	98
Figura 5.66 – Diferenças entre o Ensaio 2 e o Ensaio 1 para (a) temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$); (b) magnitude dos ventos em 10 m ($m\ s^{-1}$); (c) pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	98
Figura 5.67 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 16 de janeiro de 2017, obtida com a variável totpcp da terceira grade do Ensaio 3.	99
Figura 5.68 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$, sombreado) e vento em 10 metros ($km\ h^{-1}$, vetores) da terceira grade do Ensaio 3, para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.....	100
Figura 5.69 – Diferenças entre o Ensaio 3 e o Ensaio 1 para (a) temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$); (b) magnitude dos ventos em 10 m ($m\ s^{-1}$); (c) pressão ao nível médio do mar (hPa) , para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	100
Figura 5.70 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 16 de janeiro de 2017, obtida com a variável totpcp da terceira grade do Ensaio 4.	101
Figura 5.71 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$, sombreado) e vento em 10 metros ($km\ h^{-1}$, vetores) da terceira grade do Ensaio 4, para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.....	102
Figura 5.72 – Diferenças entre o Ensaio 4 e o Ensaio 2 para (a) temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$); (b) magnitude dos ventos em 10 m ($m\ s^{-1}$); (c) pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	103
Figura 5.73 - Diferenças entre o Ensaio 4 e o Ensaio 3 para (a) temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$); (b) magnitude dos ventos em 10 m ($m\ s^{-1}$); (c) pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	103
Figura 5.74 – Precipitação induzida pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)), utilizando o método de Barros Neto et al. (1995).....	104
Figura 5.75 - Precipitação induzida pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993).	105
Figura 5.76 - CAPE ($J\ kg^{-1}$) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)), utilizando o método de Barros Neto et al. (1995), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	106
Figura 5.77 – CAPE ($J\ kg^{-1}$) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da	

urbanização vertical (EMU_EUV (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	106
Figura 5.78 - IL (° C) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)), utilizando o método de Barros Neto et al. (1995), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	107
Figura 5.79 -IL (° C) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	108
Figura 5.80 - DNRV (m ² s ⁻²) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)), utilizando o método de Barros Neto et al. (1995), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	109
Figura 5.81 - DNRV (m ² s ⁻²) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)), utilizando o método de Stein & Alpert (1993), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.	109

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1- Relação entre a estabilidade da atmosfera e CAPE.....	27
Tabela 2.2 - Relação entre a estabilidade da atmosfera e IL	28
Tabela 3.1 - Configurações utilizadas para os experimentos.	36
Tabela 3.2 – Parâmetros médios de áreas urbanas para os Ensaios 1 e 2 (altura das construções atual).	36
Tabela 3.3 - Parâmetros médios de áreas urbanas para os Ensaios 3 e 4 (altura das construções futuras).....	36
Tabela 3.4 - Opções de Namelist	38
Tabela 3.5 – Opções de Microfísica utilizadas nos casos de tempestade de 14 de fevereiro de 2013 e 16 de janeiro de 2017.	39
Tabela 5.1 – Índices convectivos calculados para a Sondagem de Campo de Marte-SP e para a simulação no mesmo local e hora.	52
Tabela 5.2 - Erro da precipitação simulada X pluviômetros.	54
Tabela 5.3 - Erro da temperatura simulada X sondagem.	55
Tabela 5.4 - Erro da temperatura do ponto de orvalho simulada X sondagem.	56
Tabela 5.5 – Índices convectivos calculados para a Sondagem de Campo de Marte-SP e para as simulações no mesmo local e hora.....	65
Tabela 5.6 - Erro da precipitação simulada X pluviômetros.	66
Tabela 5.7 - Erro da temperatura simulada X sondagem.	66
Tabela 5.8 - Erro da temperatura do ponto de orvalho simulada X sondagem.	67
Tabela 5.9 - Erro da precipitação simulada X pluviômetros.	94

SUMÁRIO

RESUMO	7
ABSTRACT.....	9
LISTA DE FIGURAS	11
LISTA DE TABELAS	17
LISTA DE ABREVIATURAS	21
1. INTRODUÇÃO	19
2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA.....	23
2.1. REGIÃO DE ESTUDO.....	23
2.2. ILHA DE CALOR URBANA.....	23
2.3. ÍNDICES DE TEMPO SEVERO.....	26
3. DESCRIÇÃO DO MODELO BRAMS E DOS EXPERIMENTOS	31
3.1. ESQUEMA LEAF	31
3.2. DESCRIÇÃO DOS TESTES DE SENSIBILIDADE COM A MANCHA URBANA.....	33
3.3. CONFIGURAÇÃO DO MODELO E DOS EXPERIMENTOS	37
4. ERROS E ÍNDICES ESTATÍSTICOS	41
5. RESULTADOS E DISCUSSÕES	45
5.1. ESTUDO DE CASO DA TEMPESTADE DE 14 DE FEVEREIRO DE 2013.....	45
5.1.1. Avaliação Quantitativa da Simulação	54
5.1.2. Análise Qualitativa Dos Índices Convectivos	56
5.2. SIMULAÇÃO SEM PARAMETRIZAÇÃO URBANA PARA A TEMPESTADE DE 14 DE FEVEREIRO DE 2013.....	61
5.2.1. Avaliação Quantitativa da Simulação	65
5.2.2. Análise Qualitativa dos Índices Convectivos.....	67
5.3. CENÁRIOS FUTUROS DE OCUPAÇÃO URBANA PARA A TEMPESTADE DE 14 DE FEVEREIRO DE 2013	71
5.3.1. Verticalização Atual para a Mancha Urbana de 2030.....	71
5.3.2. Verticalização Futura para a Mancha Urbana Atual	73

5.3.3. Verticalização Futura para a Mancha Urbana de 2030.....	74
5.3.4. Resultados Obtidos com o Método de Separação de Fatores	77
5.4. ESTUDO DE CASO DA TEMPESTADE DE 16 DE JANEIRO DE 2017	83
5.4.1. Avaliação Quantitativa da Simulação	93
5.4.2. Análise Qualitativa dos Índices Convectivos	94
5.5. CENÁRIOS FUTUROS DE OCUPAÇÃO URBANA PARA A TEMPESTADE DE 15 DE JANEIRO DE 2017	96
5.5.1. Verticalização Atual para a Mancha Urbana de 2030	96
5.5.2. Verticalização Futura para a Mancha Urbana atual.....	99
5.5.3. Verticalização Futura para a Mancha Urbana de 2030.....	101
5.5.4. Resultados Obtidos com o Método de Separação de Fatores	104
6. CONCLUSÕES.....	111
6.1. TRABALHOS FUTUROS.....	112
7. REFÊRENCIAS	113
ANEXO	119

LISTA DE ABREVIATURAS

ARPS: Advanced Regional Prediction System

ASAS: Alta Subtropical do Atlântico Sul

BRAMS: Brazilian developments on RAMS

CAPE: Energia Potencial Convectiva Disponível

CAPPI: Constant Altitude Plan Position Indicator

CEMADEN: Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais

CCM: Complexo Convectivo de Mesoescala

CDO: Climate Data Operators

CGE: Centro de Gerenciamento de Emergências Climáticas da cidade de São Paulo

COV: Covariância

DNRV: Denominador do Número de Richardson Volumétrico

EMU: Efeito da Mancha Urbana

EMU_EUV: Interação entre os efeitos da Mancha Urbana e Urbanização Vertical

EUV: Efeito da Urbanização Vertical

FAPESP: Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo

GOES: Geostationary Operational Environmental Satellite

HN: Hemisfério Norte

HS: Hemisfério Sul

HRT3: Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera

ICU: Ilha de Calor Urbana

IEH: Índice de Energia-Helicidade

IGBP: International Geosphere-Biosphere Programme

IL: Índice de Levantamento

INMET: Instituto Nacional de Meteorologia

LAT/LON: Latitude/Longitude

LEAF: Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model

ME: Erro Médio

MAE: Erro Absoluto Médio

MAXCAPPI: Máxima refletividade do CAPPI na coluna.

NCAR: National Center for Atmospheric Research

NCE: Nível de Convecção Espontânea

NCEP: National Centers for Environmental Prediction
NPE: Nível de Perda de Empuxo
RAMS: Regional Atmospheric Modeling System
RMSE: Raíz do Erro Quadrático Médio
RMSP: Região Metropolitana de São Paulo
RUC-2: Rapid Update Cycle version 2
SAISP: Sistema de Alerta a Inundações do Estado de São Paulo
SUP: Parâmetro de Supercélula
SP: Estado de São Paulo
T: Temperatura
Td: Temperatura do ponto de orvalho
TEB: Town Energy Budget
TSM: Temperatura da Superfície do Mar
tTEB: Tropical Town Energy Budget
USGS: United States Geological Survey
ZCAS: Zona de Convergência do Atlântico Sul

1. INTRODUÇÃO

A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) está sujeita à ocorrência de eventos meteorológicos severos, que tem como consequência vendavais, altas taxas de precipitação e granizo. Estes eventos são responsáveis por quedas de árvores, quedas de habitações mais frágeis e estruturas metálicas, destelhamentos de casas e galpões, podendo também danificar latarias de automóveis, causar enchentes, inundações rápidas e deslizamentos de encostas (relacionados aos altos acumulados de chuva). Estes fenômenos, portanto, são causadores de uma série de danos materiais e até mesmo responsáveis pela perda de vidas (FREITAS *et al.*, 2009).

Segundo informação divulgada pela Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP; <http://agencia.fapesp.br/16968>), cada ponto de alagamento formado na cidade de São Paulo, após uma chuva forte, provoca um prejuízo diário de mais de R\$ 1 milhão ao país. Com 749 pontos de alagamento identificados na cidade, as perdas anuais no âmbito do município podem chegar a quase R\$ 336 milhões. E, com o espraiamento dos efeitos pelas longas cadeias de produção e renda, o prejuízo atinge mais de R\$ 762 milhões em escala nacional.

Johns & Doswell (1992) e Moller (2001) definem tempo severo como uma tempestade capaz de gerar pelo menos um dos fenômenos seguintes: tornado, ventos intensos em superfície atingindo velocidade maior ou igual a 94 km h^{-1} ou granizo com tamanho maior ou igual a 1,9 cm de diâmetro. Mills & Conquhoun (1998) definem tempo severo de maneira bastante semelhante, como uma tempestade capaz de gerar pelo menos um dos seguintes fenômenos: tornado, ventos intensos em superfície atingindo velocidade maior ou igual a 90 km h^{-1} , granizo com tamanho maior ou igual a 2 cm de diâmetro ou taxas muito altas de precipitação causando inundações. Baseado nesses critérios, a definição apresentada por Mills & Conquhoun (1998) é a que melhor representa a realidade brasileira, onde altas taxas de precipitação são causadoras de enchentes e inundações repentinas. Outro aspecto muito característico dos eventos de tempo severo sobre a RMSP é a ocorrência de descargas elétricas, causando grandes prejuízos ao sistema de fornecimento de energia da região, com consequências a diversos setores da sociedade (MORALES *et al.*, 2010).

Nascimento (2004) utilizou radiossondagens e perfis obtidos de modelos numéricos para verificar condições conducentes ao desenvolvimento de tempestades severas (chamadas de sondagens de proximidade, BROOKS *et al.*, 1994) com alguns parâmetros convectivos. Estes

parâmetros, geralmente utilizados em latitudes médias, mostraram utilidade promissora na identificação de condições favoráveis à ocorrência de tempo severo e na previsão de sistemas convectivos para a região sul do Brasil, além da possibilidade de serem úteis para servir de base conceitual na elaboração de índices mais adequados para as regiões tropicais.

Em um estudo realizado para o estado de São Paulo, onde foram obtidos perfis verticais das variáveis atmosféricas, através de simulações numéricas, Bender (2012) conclui que estes índices: Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE), Índice de Levantamento (IL), Denominador do Número de Richardson Volumétrico (DNRV), Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera (HRT3), Índice de Energia-Helicidade (IEH) e Parâmetro de Supercélula (SUP) podem ser considerados bons indicadores de tempo severo na presença de sistemas de origem baroclínica, apresentando valores similares aos encontrados para o Hemisfério Norte (HN) e que é possível fazer uso de parâmetros derivados das informações de simulações numéricas para cobrir com certa qualidade as áreas em que não existem informações em superfície e ar superior. Modelos operacionais também podem ser utilizados para este fim, como verificado por Thompson *et al.* (2003) baseados no modelo *Rapid Update Cycle* (RUC-2).

Segundo modelos teóricos, tipos diferentes de tempestades (isoladas ou organizadas) podem possuir estrutura vertical e dinâmica interna distintas (COTTON & ANTHES, 1989). Além disso, a previsão de eventos severos é bastante complexa por se tratar de uma situação que envolve fenômenos de diferentes escalas de tempo e espaço. Em algumas situações a condição sinótica pode apresentar desenvolvimentos que vão desde a micro até a mesoescala. Cotton & Pielke (1995) verificaram que efeito da Ilha de Calor Urbana (ICU) geralmente se soma aos efeitos dos sistemas de tempo causadores de tempestades, através do seu forte efeito instabilizador sobre a atmosfera, contribuindo para a formação das tempestades e causando um maior grau de severidade. A ICU pode interagir com a brisa marítima e com circulações vale-montanha que chegam na RMSP pela porção sudeste (SILVA DIAS *et al.*, 1995 e FREITAS *et al.*, 2007). Segundo Silva Dias *et al.* (2013), durante a estação chuvosa, os índices climáticos utilizados e a temperatura da superfície do mar local explicam uma fração menor dos extremos de precipitação, quando comparado com o período seco, indicando que outros fatores, como o crescimento da ICU e o papel da poluição do ar, precisam ser levados em conta para explicar as tendências observadas ao longo das quase oito décadas analisadas. A ICU atua formando uma área de baixa pressão e forte convergência em grande parte da RMSP, acelerando a propagação da frente de brisa marítima em direção ao centro da cidade (FREITAS *et al.*, 2007). Nesse trabalho, foi simulada a interação entre a brisa-marítima e a

circulação da ICU utilizando o modelo regional de mesoescala BRAMS (COTTON et al. 2003) acoplado com o esquema *Town Energy Budget* (TEB; MASSON, 2000). Com abordagem semelhante, Souza et al. (2015) estudaram a evolução urbana da cidade de Manaus e verificaram que o aumento da área urbana tem relação direta com o aumento da intensidade e da quantidade de precipitação.

Freitas *et al.* (2009) também sugerem, ao analisar uma tempestade ocorrida em 1º fevereiro de 2003, que além da interação entre a brisa marítima e a ilha de calor, outros tipos de circulações locais, como as de vale-montanha, podem contribuir na formação de tempestades. Flores et al. (2017), utilizaram o modelo *Advanced Regional Prediction System* (ARPS; XUE et al., 2000) acoplado com o esquema de balanço de energia urbano *Tropical Town Energy Budget* (tTEB; KARAM et al., 2010; MASSON, 2006), para simular a interação entre a brisa-marítima, de vale-montanha e a circulação da ICU sobre a RMSP e encontraram resultados semelhantes ao de Freitas *et al.* (2007). Também observaram que para o experimento com tTEB, os vetores aceleração na superfície são canalizados pela topografia e direcionados para a área urbana de São Paulo, com um avanço mais rápido que o experimento sem área urbana.

Aerossóis são um importante componente do clima urbano, devido a grande emissão de poluição pelas cidades, que leva a um aumento dos núcleos de condensação (KUSAKA, 2014). Rosenfeld (2000) e Kaufmann et al. (2007) sugerem que altas concentrações de núcleos de condensação diminuem o raio médio de gota por competição e então podem inibir a formação de chuva. Por outro lado, van der Heever & Cotton (2007), utilizando um modelo de mesoescala tridimensional com microfísica *bulk*, argumentam que os aerossóis urbanos podem aumentar a precipitação convectiva. Utilizando um modelo de mesoescala tridimensional com microfísica espectral, Han et al. (2012) mostraram que os aerossóis intensificam a convecção profunda, mas atrasam a iniciação da convecção. Nosso foco, no entanto, está no uso do solo, sua influência nos fluxos turbulentos e interação com a atmosfera.

Uma área urbana prevista para 2030, por Young (2013), motivou a questão sobre o aumento da severidade na RMSP para uma área urbana ainda maior. Além do aumento da área urbana como um fator gerador de severidade, em um cenário futuro, outra hipótese aceitável é o aumento vertical da área urbana existente gerar maior severidade. O atual plano diretor de zoneamento e uso do solo da cidade de São Paulo motivou esta hipótese. Este plano diretor permite a construção de prédios altos em áreas atualmente ocupadas por casas em áreas residenciais. Portanto, o objetivo é verificar o impacto de diferentes cenários futuros de

uso do solo urbano nos sistemas de tempo severo e gerar discussões sobre o crescimento das cidades.

O Capítulo 2 apresenta a fundamentação teórica sobre o tema da tese. O Capítulo 3 apresenta as configurações do modelo utilizado e dos experimentos. O Capítulo 4 mostra o cálculo utilizado para a obtenção dos índices estatísticos. O Capítulo 5 discute os resultados obtidos com o estudo de caso das tempestades, com o desempenho estatístico da simulação e com os experimentos de sensibilidade envolvendo a parametrização urbana e os cenários futuros de crescimento urbano. O Capítulo 6 apresenta as conclusões desta tese.

2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1. REGIÃO DE ESTUDO

A RMSP está localizada na Região Sudeste do Brasil, em torno de 23°50'S e 46°60'O, a uma altitude de aproximadamente 770 m. O início da sua área urbana encontra-se a cerca de 30 km do Oceano Atlântico, sobre a qual reside uma população superior a 21 milhões de habitantes.

Conforme detalhado em Tarifa & Armani (2001), o estado de São Paulo está localizado numa região climática de transição entre os Climas Tropical Úmido de Altitude com período seco bem definido e Subtropical, permanentemente úmido do Brasil meridional. É afetado por sistemas meteorológicos de origem tropical, provenientes das regiões Norte e Centro-Oeste, e os baroclínicos, provenientes das Regiões Sul do Brasil. Exemplos desses sistemas são: frentes frias e sistemas de mesoescala (SILVA DIAS, 1987) entre eles os: Complexos Convectivos de Mesoescala (CCM) com gênese no Paraguai (VELASCO & FRITSH, 1987; ANABOR et al., 2009); as linhas de instabilidade provenientes do Mato Grosso do Sul ou iniciadas no norte e no centro do estado de São Paulo (SALES & PEREIRA FILHO, 2000) e as provenientes do sul, embebidas em sistemas frontais ou em ambientes pré-frontais (BENDER, 2012); Outros exemplos são os vórtices ciclônicos associados à ciclogênese na América do Sul (GAN & RAO, 1991); e a Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS) (ZILLI et al., 2017; CARVALHO et al. 2002; 2004). Eventos severos associados com a ZCAS também foram identificados por Silveira & Silva Dias (1990) e Freitas et al. (2009).

2.2. ILHA DE CALOR URBANA

As construções e comunidades que habitamos causam mudanças sobre o curso das águas, a qualidade do ar e o clima. Em ambientes urbanos, as bacias hidrográficas passam por mudanças consideráveis do seu estado natural. Rios e córregos são estreitados e cimentados, áreas alagadas são drenadas e substituídas por estacionamento, prédios e ruas. Matas e campos são poucos. A chuva que cai sobre superfícies impermeabilizadas não consegue infiltrar no solo, ao invés disso, ela flui relativamente mais rápido até canais. Quanto maior a área pavimentada, mais água é coletada por calhas, calçadas, ruas e bueiros e maior é o escoamento superficial, aumentando a chance de enxurradas. O aumento do escoamento

superficial também causa impacto na poluição dos rios, carregando todo o tipo de poluente encontrado na área urbana.

Um dos principais impactos da urbanização na atmosfera é o efeito da Ilha de Calor Urbana, que é caracterizado como um maior aquecimento da área urbana em comparação com as áreas rurais no entorno. A ilha de calor urbana é mais perceptível durante períodos de predominância de alta pressão atmosférica, durante a noite, com ventos fracos e céu claro (OKE, 1982). A intensidade e o tamanho desse fenômeno podem variar no tempo e espaço como resultado das características meteorológicas, regionais e urbanas (OKE, 1987).

Outra característica é a diferença na quantidade de chuva e na intensidade das tempestades encontrada entre a região central e a região corrente abaixo da área central da cidade com as áreas rurais do entorno (HUFF & CHANGNON, 1972; COTTON & PIELKE, 1995; SHEPHERD et al., 2002; SMITH & RODRIGUEZ, 2017, SILVA DIAS et al., 2013).

Ilhas de calor se formam com a substituição da vegetação por asfalto, concreto e outras estruturas construídas para acomodar a população. Essas superfícies absorvem mais energia solar, causando aumento da temperatura do ar próximo da superfície. A diferença começa com a propriedade refletiva desses materiais, que geralmente possuem menor albedo. Quanto menor o albedo, menos radiação é refletida pelo material. Os materiais urbanos também diferem da vegetação nas propriedades, como densidade, calor específico, capacidade térmica e condutividade térmica (SYNNEFA et al., 2007). Estas propriedades térmicas, permitem que absorvam e armazenem calor melhor do que a vegetação. Uma vez absorvida, essa energia acumulada é liberada na forma de calor (radiação de onda longa) no ambiente. Essa combinação de baixa refletância e melhor armazenamento de calor é notada principalmente à noite, quando as superfícies pavimentadas radiam calor muito depois do pôr-do-sol.

O desenho da cidade é outro fator. Os prédios altos que formam o centro das cidades criam *canyons* artificiais e promovem superfícies para reflexão e absorção, aumentando a retenção de calor. À noite, os prédios aquecidos bloqueiam a visão do solo para o céu, inibindo o resfriamento, durante um tempo em que um campo aberto estaria perdendo muito da sua energia para a atmosfera (OKE, 1981). Os prédios altos também bloqueiam o vento, que poderia transportar o calor para fora da cidade.

As árvores são importantes, não somente pela sua sombra, mas por realizarem o processo de transpiração, quando há liberação de vapor d'água. Este vapor d'água no ar causa resfriamento através da evaporação. A evaporação de água do solo e de corpos d'água também contribui com grande parcela para o resfriamento, porém, a evaporação em áreas urbanas é consideravelmente menor que a das áreas rurais devido ao contraste entre as

propriedades hidrológicas dos materiais das construções e da vegetação (GRIMMOND & OKE, 1991).

Existem outras fontes de calor e umidade urbanas, como os motores a combustão utilizados no transporte e na indústria e os sistemas de ar condicionado. Estas fontes parecem pequenas se olhadas individualmente, porém milhares delas causam impacto no aumento da temperatura (SANTAMOURIS, 2001; GRIMMOND, 2007; OKE, 1981). O metabolismo de humanos e animais também é considerado uma fonte de calor e umidade artificial (PETERSON, 1973).

Em algumas cidades, o efeito da ilha de calor urbana no clima, além de aumento da temperatura, também pode causar o aumento dos casos de neblina e nevoeiro. A camada limite urbana tende a prender um grande número de partículas. Quando a umidade relativa aumenta, o vapor condensa nessas partículas, formando a névoa, embora alguns trabalhos têm mostrado que o aumento excessivo dos núcleos de condensação pode levar a uma competição por vapor d'água e impedir a formação de nevoeiros densos (OKE, 1987).

Como já citado, o efeito da ilha de calor urbana tem mostrado um aumento da precipitação sobre áreas corrente abaixo do centro das cidades. O aumento da rugosidade da área central, enfraquece os ventos que chegam e a superfície quente da ilha de calor cria uma área de baixa pressão. Estes efeitos combinados causam uma aceleração do vento até a região central e uma desaceleração após passar por essa área, levando o calor e mantendo as chuvas por mais tempo corrente abaixo do centro da cidade (HJELMFELT, 1982; FREITAS et al., 2007). Associado a isso, o aumento dos núcleos de condensação pode levar ao aumento das nuvens e da precipitação. Segundo Changnon (1992), a extensão e magnitude das anomalias de precipitação, observadas sobre diversas cidades na América do Norte, são relacionadas com o tamanho da área urbana.

A maior densidade de fontes de poluição e o efeito da ilha de calor urbana trabalham juntas para maior poluição do ar nas cidades, uma vez que, o ozônio na superfície é produzido rapidamente em altas temperaturas, quando a luz do sol interage com óxidos de nitrogênio e compostos orgânicos voláteis liberados pela queima de combustíveis fósseis. O ozônio é um poderoso oxidante que pode inflamar o tecido dos pulmões e danificar plantas. Além disso, a radiação solar produz formaldeídos, cetonas e vários nitratos. Essas partículas suspensas formam parte da névoa seca, obscurecendo o céu durante dias quentes com ventos calmos. Esta situação se agrava com a presença de uma inversão térmica próxima da superfície, comum nos meses de inverno. Esta inversão é causada pela subsidência, perda de calor radiativa ou advectiva, que reduz ou elimina a convecção e leva a uma atmosfera estável sem

mistura na camada atmosférica abaixo da inversão. A injeção de poluentes e poeira na atmosfera também leva a um aumento da radiação de onda longa vinda da atmosfera, devido ao aumento da absorção e re-emissão (efeito estufa) (GRIMMOND, 2007).

2.3. ÍNDICES DE TEMPO SEVERO

Além dos estudos envolvendo modelagem numérica e diagnósticos de superfície, estudos observacionais como os de Beneti & Silva Dias (1986) e Fogaccia & Pereira Filho (2000) examinaram perfis atmosféricos indicativos de ambientes de tempestades convectivas. Através das sondagens atmosféricas, esses trabalhos utilizaram alguns parâmetros, tais como CAPE e Índice de Levantamento para identificar situações favoráveis a micro explosões. Seguindo o trabalho de Nascimento & Calvetti (2004), os índices de tempo são definidos da seguinte forma:

a) Energia Potencial Convectiva Disponível (CAPE):

$$CAPE = g \int_{z_{NCE}}^{z_{NPE}} \left(\frac{T_{vp} - T_{va}}{T_{va}} \right) dz \quad (\text{J kg}^{-1}) \quad (2.1)$$

T_{vp} é a temperatura virtual da parcela e T_{va} é a temperatura virtual do ambiente, z_{NPE} é a altura no nível de equilíbrio, z_{NCE} é o nível de convecção espontânea e g é a aceleração devida à gravidade. Neste trabalho a temperatura virtual da parcela é obtida a partir da superfície.

CAPE é a integração da força de empuxo positiva acumulada na camada de convecção livre, do NCE (nível a partir do qual a temperatura da parcela excede a temperatura do ambiente e a parcela se torna instável com relação ao ambiente) até o nível de equilíbrio ou de perda de empuxo (NPE, nível a partir do qual a temperatura do ambiente excede o da parcela e a parcela se torna estável com relação ao ambiente). O CAPE é diretamente relacionado com a velocidade potencial máxima das correntes ascendentes pela expressão:

$$W_{max} = \sqrt{2CAPE} \quad (2.2)$$

Expressão que é derivada de uma simplificação da equação de momento vertical, ignorando-se a mistura, a adição de água e efeitos da pressão. Na atmosfera real o valor de W_{max} frequentemente fica em torno da metade devido a estes efeitos. Além de olharmos somente para o calor de CAPE, é importante observar a sua distribuição vertical. Existem sondagens que podem gerar um mesmo valor de CAPE com características muito diferentes, umas possuem uma camada instável rasa, porém com grandes diferenças entre a temperatura

do ambiente e da parcela e outras sondagens profundas com área de CAPE estreita. Neste caso é importante notar que o CAPE mais largo vai produzir correntes ascendentes mais intensas, especialmente em baixos níveis. A principal razão para isso é que a parcela de ar na superfície acelera mais rápido e não permite tanto tempo para que ocorra entranhamento de ar seco e estável de níveis médios, que pode reduzir seu empuxo. Além disso, uma intensa corrente ascendente em baixos níveis carrega a precipitação para níveis mais altos, reduzindo a quantidade precipitante na porção mais baixa. Isto reduz o arraste para baixo causado pela adição de água na porção de baixo da nuvem, ajudando a manter a forte corrente ascendente.

A forte corrente ascendente também mantém os hidrometeoros suspensos por mais tempo, produzindo granizo de tamanho maior.

Outro contraste importante existente em sondagens com mesmo valor de CAPE é o perfil de temperatura do ponto de orvalho. Sondagens secas em médios níveis produzirão correntes ascendentes mais fracas, porém produzirão correntes descendentes muito mais intensas. O entranhamento de ar seco em médios níveis em um ar úmido reduz o seu empuxo devido a evaporação e conseqüente esfriamento ao consumir calor latente da evaporação.

A Tabela 2.1, comumente utilizada por previsores para qualificar a condição de estabilidade da atmosfera, apresenta intervalos de valores de CAPE e sua significância em relação ao potencial convectivo da atmosfera.

Tabela 2.1- Relação entre a estabilidade da atmosfera e CAPE

Valor de CAPE (J kg ⁻¹)	Potencial Convectivo
0	Estável
0-1.000	Marginalmente instável
1.000-2.500	Moderadamente instável
2.500-3.500	Muito instável
> 3.500	Extremamente instável

Fonte: Ahrens & Samson (2010).

b) Índice de Levantamento (IL):

$$IL = T_a - T_p \text{ (}^\circ\text{C)} \quad (2.3)$$

Sendo T_p , a temperatura da parcela no nível de 500 hPa obtido pelo levantamento da parcela de superfície e T_a é a temperatura do ambiente no mesmo nível. IL é um índice usado para medir a flutuabilidade de uma parcela de ar em níveis médios através da diferença entre a temperatura da parcela (obtida da superfície) e do ambiente no nível de 500 hPa. Portanto, quanto mais negativos são os valores, mais instável estará o ar. Desta forma, ajuda a qualificar

o tipo de CAPE quanto a velocidade vertical da parcela de ar, como explicado anteriormente. A Tabela 2.2 apresenta os intervalos de IL e sua relação com as condições de estabilidade atmosférica:

Tabela 2.2 - Relação entre a estabilidade da atmosfera e IL

IL (°C)	Potencial Convectivo
> 6	Muito estável
1 - 6	Estável, improvável ocorrência de tempestade
-2 - 0	Pouco instável, potencial para tempestade na presença de mecanismo de levantamento
-6 até -2	Instável, potencial para tempestade, inclusive severa na presença de mecanismo de levantamento
< -6	Muito instável, potencial para tempestade severa na presença de mecanismo de levantamento

Fonte: Air Weather Service, Revised March 1990.

c) Denominador do Número de Richardson Volumétrico (DNRV):

$$DNRV = 0,5 \times (\bar{u}^2 + \bar{v}^2) \text{ (m}^2 \text{ s}^{-2}\text{)} \quad (2.4)$$

Onde, $\bar{u} = u_{6000 \text{ m}} - u_{500 \text{ m}}$ e $\bar{v} = v_{6000 \text{ m}} - v_{500 \text{ m}}$ são as componentes zonal e meridional do vetor diferença do vento médio ponderado pela massa nos primeiros 6000 m e o vento médio nos primeiros 500 m acima do solo.

O DNRV é basicamente uma medida do cisalhamento vertical até os primeiros 6 km da atmosfera e pode ser útil na diferenciação entre diferentes modos de convecção severa. Stensrud et al. (1997), Thompson (1998), Evans & Doswell (2001) e Thompson et al. (2003) indicam que os valores de DNRV acima de $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ são geralmente observados em condições de tempo severo (tornádico ou não), mas valores entre 50 e $100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ parecem favorecer supercélulas na presença de instabilidade (NASCIMENTO, 2004).

d) Helicidade Relativa à Tempestade nos primeiros 3 km da atmosfera (HRT3):

$$HRT3 = - \int_0^{3 \text{ km}} \hat{k} \cdot (\vec{V} - \vec{c}) \times \frac{\partial \vec{V}}{\partial z} dz \text{ (m}^2 \text{ s}^{-2}\text{)} \quad (2.5)$$

Em que \vec{V} é o vetor vento, \vec{c} é o vetor deslocamento do sistema convectivo e \hat{k} é o vetor unitário na direção vertical.

HRT3 é a tendência da parcela de ar ascender em forma de espiral, após um processo de inclinação de vórtices, é também proporcional ao cisalhamento vertical do vento e a

quantidade de vorticidade associada ao fluxo. Tecnicamente é uma medida da componente da vorticidade que é paralela ao vetor do vento médio no ambiente da tempestade.

Valores de HRT3 acima de $150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (ou abaixo de $-150 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ para o HS; MILLS & CONQUHOUN, 1998) tendem a favorecer sistemas convectivos severos e são usualmente associados com supercélulas de vida longa capazes de produzir tornados.

e) Índice de Energia-Helicidade (IEH):

$$IEH = \frac{CAPE \times HRT3}{1,6 \cdot 10^5} \quad (2.6)$$

Em que a constante no denominador possui unidade implícita de $\text{m}^4 \text{ s}^{-4}$.

IEH é um índice composto de CAPE e HRT3, sendo valores acima de 2 associados à alta probabilidade de ocorrência de tempo severo para o HN, inclusive tornados (RASMUSSEN & BLANCHARD, 1998).

f) Parâmetro de Supercélula (SUP):

$$SUP = \left(\frac{CAPE}{\text{lim_cape}} \right) \cdot \left(\frac{HRT3}{\text{lim_hrt3}} \right) \cdot \left(\frac{DNRV}{\text{lim_dnrv}} \right) \quad (2.7)$$

Onde, $\text{lim_cape} = 1000 \text{ J kg}^{-1}$, $\text{lim_hrt3} = 100 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ e $\text{lim_dnrv} = 40 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$ (THOMPSON *et al.*, 2003).

O SUP é um índice composto entre CAPE, HRT3 e DNRV. Valores de SUP acima de 1 favorecem supercélulas (THOMPSON *et al.*, 2003, trabalho realizado para o HN).

Nascimento (2004) destaca que, para o Hemisfério Sul (HS), situações de tempestade severa são indicadas por valores negativos de HRT3, IEH e SUP e sugere os mesmos limiares utilizados no HN, ou seja, abaixo de -2 para IEH e abaixo de -1 para SUP, já que ainda não existe uma base climatológica destes parâmetros para o Brasil.

3. DESCRIÇÃO DO MODELO BRAMS E DOS EXPERIMENTOS

O modelo utilizado neste trabalho corresponde à versão 5.0 do BRAMS (FREITAS et al., 2009; MOREIRA et al., 2013). É um modelo desenhado para simular as circulações atmosféricas em várias escalas. O BRAMS resolve as equações não-hidrostáticas compressíveis completamente, descritas por Tripoli & Cotton (1982), e é equipada com um esquema de múltiplas grades aninhadas que permite as equações do modelo serem resolvidas simultaneamente com qualquer número de grades interagindo em via de mão dupla (*two-way*) com grades de maior resolução. Na versão 5.0, este aninhamento é *one-way*, as grades grossas alimentam as com maior resolução. O BRAMS possui parametrizações físicas apropriadas para simular processos como trocas entre a superfície e o ar, turbulência, convecção, radiação e microfísica de nuvem (FREITAS et al., 2009). Os esquemas de interação com a superfície, *Land Ecosystem-Atmosphere Feedback model* (LEAF) é descrito a seguir, enquanto TEB está descrito no Anexo A.

3.1. ESQUEMA LEAF

O LEAF, descrito por Walko et al. (2000), é uma representação das características da superfície que incluem vegetação, solo, lagos e oceanos, cobertura de neve e sua influência entre cada um e a atmosfera. Inclui equações prognósticas para temperatura do solo e umidade para múltiplas camadas do solo, temperatura da vegetação, quantidade de água na vegetação (incluindo orvalho e chuva interceptada), massa da cobertura de neve, e energia térmica das múltiplas camadas de neve, e temperatura e razão de mistura de vapor do dossel. Termos de trocas nessas equações prognósticas incluem troca turbulenta, condução de calor e difusão e percolação da água nas camadas de neve e do solo.

A subdivisão da célula de grade na superfície em tipos de uso de solo distintos é permitida, com cada área de subgrade, ou *patch*, contendo seu próprio modelo LEAF, e cada *patch* interage com a coluna atmosférica com um peso proporcional a sua fração de área na célula de grade. Não é levada em conta a localização do tipo de superfície na célula de grade.

As equações de conservação de energia e umidade são aplicadas na vegetação, no dossel, em cada nível do solo e cobertura de neve, em cada *patch* da célula de grade, e inclui um termo de armazenamento para cada um desses componentes e parametrizações dos fluxos

entre eles. Solo e cobertura de neve são divididos em múltiplos níveis verticais; a vegetação e o dossel são representados por um único nível.

A Figura 3.1 representa as transferências de calor e umidade entre componentes do LEAF para dois patches dentro de uma célula de grade. Exemplos de como se interpretam estas transferências:

wvc - é o fluxo de umidade da vegetação para o dossel; por meio da evaporação da água na superfície da vegetação, que pode ser orvalho ou chuva interceptada;

wgvc1 e wgvc2 - é a transferência de água do solo para o dossel via transpiração da vegetação;

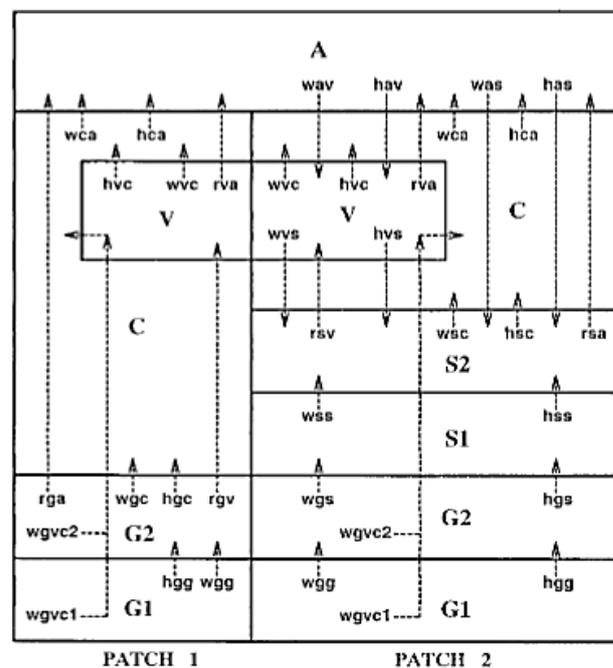


Figura 3.1 – Esquema de transferência de calor e umidade entre componentes do LEAF-2, para dois patches dentro da célula de grade do modelo. Atmosfera livre, ar do dossel, vegetação, neve e solo são representados pelas letras A, C, V, S e G, respectivamente. O patch 2 contém cobertura de neve e o patch 1 não contém. Fonte: Walko et al. (2000).

Os fluxos são positivos na direção da seta e negativos na direção oposta.

A radiação de onda curta, não presente na figura, é uma quantidade líquida recebida por cada componente do sistema sob a influência combinada de todos, ao invés da troca entre os componentes.

Dossel é definido como o ar próximo e que recebe influência da vegetação. A formação de orvalho ou geada na vegetação e o balanço de energia completo da precipitação interceptada pela vegetação, foram adicionadas ao LEAF-2. Os fluxos turbulentos entre o dossel e a atmosfera são baseados na teoria da similaridade como em Louis et al. (1981). Os

parâmetros de vegetação incluem índice de área foliar, fração de cobertura, deslocamento de altura, altura da viscosidade, albedo e emissividade.

A temperatura da superfície (*skin*) de corpos de água permanentes são especificados por valores climatológicos observados com variação sazonal. A viscosidade para corpos de água permanentes é baseada na parametrização de altura de onda relacionado a velocidade do vento instantânea.

Como o LEAF-2 realiza o transporte de água apenas na vertical, foi acoplado um modelo hidrológico TOPMODEL (BEVEN et al., 1984, SIVAPALAN et al., 1987, BAND et al., 1993) para representar o transporte lateral da água no solo e entre os patches. A troca de água vertical responde à distribuição de água e às taxas de transporte calculadas pelo TOPMODEL.

As circulações atmosféricas são frequentemente causadas ou fortemente afetadas pela variabilidade espacial das características da superfície. Por isso, é importante um bom detalhamento da superfície nos modelos de mesoescala. As principais implicações do LEAF ocorrem no desenvolvimento de circulações de brisa, induzidas pela diferença de umidade do solo, vegetação, ocupação do solo, corpos de água e cobertura de neve. Alguns exemplos de heterogeneidades na superfície incluem: transição entre diferentes tipos de vegetação; transição entre regiões úmidas e secas devido a propriedades do solo; Irrigação; Transição entre áreas urbanas e rurais; Entre áreas urbanas residenciais e comerciais ou industriais.

3.2. DESCRIÇÃO DOS TESTES DE SENSIBILIDADE COM A MANCHA URBANA

Os testes de sensibilidade foram realizados com a versão 5.0 do modelo BRAMS que utiliza o esquema TEB (FREITAS et al., 2007). Este é acionado somente para as células de grade ou patches que são reconhecidas como áreas urbanas. Esta parametrização urbana tem como objetivo simular os fluxos turbulentos, bem como as interações dinâmicas e termodinâmicas que surgem entre a atmosfera e as cidades.

Para a realização dos testes foram feitas modificações nos arquivos de uso do solo do *U. S. Geological Survey* (USGS), utilizados no modelo BRAMS como condição de fronteira. A Figura 3.2, obtida de Silva Dias et al. (2013), ilustra a evolução do uso do solo sobre a RMSP.

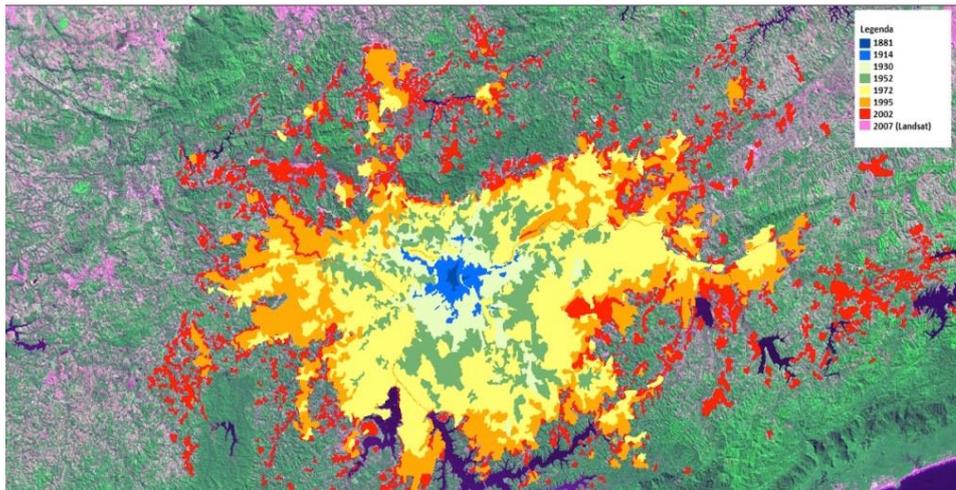


Figura 3.2 - Evolução da mancha urbana na RMSP. Fonte: Villaça 1978, CESAD, 1982 e 1995 (<http://www.cesadweb.fau.usp.br/index.php>) e LANDSAT-5 TM, para 2002). O plano de fundo é preenchido com um mosaico de imagens de satélite do LANDSAT (Canal 3, 4 e 5) para 2007. Obtido de Silva Dias *et al.*, 2013.

Na Figura 3.3, é apresentada a associação entre a classificação gerada pelo *International Geosphere-Biosphere Programme* (IGBP) e aquela obtida do trabalho de Freitas (2003). Nota-se nessa figura dois tipos de urbanização distintos na RMSP, uma central relacionada a construções mais altas como prédios e edifícios e outra ao redor relacionada a construções mais baixas como casas em áreas residenciais.

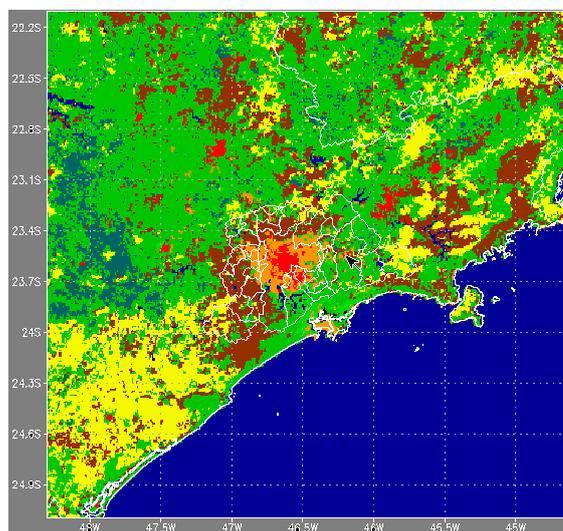


Figura 3.3 – Classificação/uso do solo utilizada no modelo BRAMS. Fonte: Freitas (2003).

Na tentativa de visualizar desastres ambientais no futuro, Young (2013) gerou um modelo de expansão urbana para a RMSP em 2030. Na Figura 3.4, este resultado está associado ao arquivo de uso do solo citado anteriormente. O modelo de expansão urbana foi gerado a partir da interpolação dos dados de imagens de satélite, considerando uma taxa de crescimento anual constante, com base no padrão de uso e ocupação do solo, observados no período entre

2001 e 2008. Esta taxa de crescimento foi aplicada ao algoritmo relacionado: $P(t) = P_0(1+i)t$, em que: P_0 é a Urbanização inicial; $P(t)$ é o Crescimento depois de decorrido t anos; i é a Taxa unitária de crescimento e t é o Tempo medido em anos, ou seja, número de anos decorridos. Aplicando-se o algoritmo com a taxa de crescimento anual e o número de anos que se pretendia projetar para o futuro foi possível identificar a mancha urbana de 2030, que será usada no modelo.

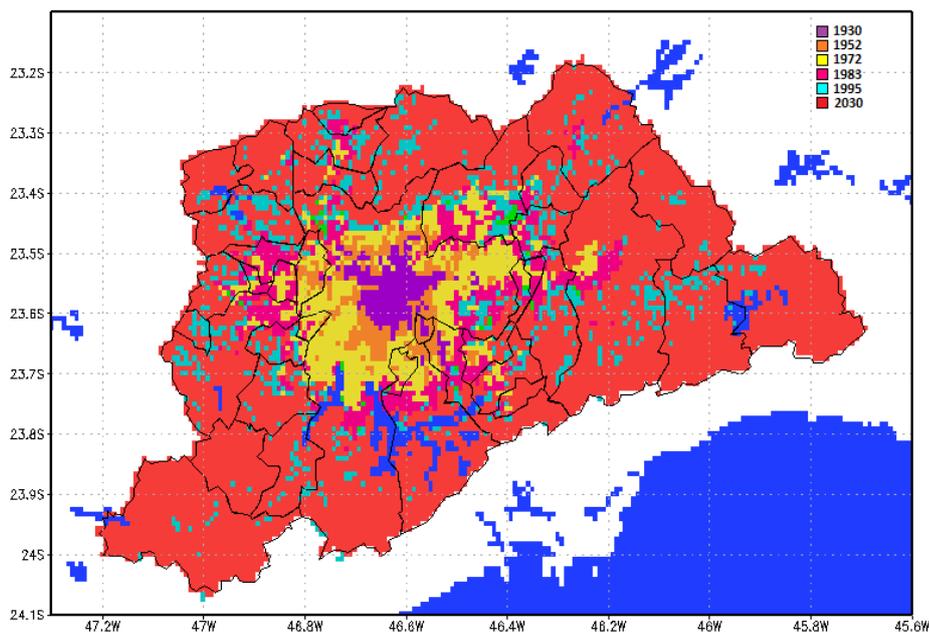


Figura 3.4 - Evolução da Mancha Urbana da Região Metropolitana de São Paulo. Em vermelho é apresentada uma aproximação para a ocupação urbana prevista para 2030. Fonte: Adaptado de Young (2013).

Para identificar o efeito da expansão da mancha urbana da RMSP para 2030 e de uma expansão vertical futura, sobre a formação de tempestades ocorridas na região, são realizados experimentos com base nos métodos de Planejamento Fatorial (BARROS NETO et al., 1995) e Separação de Fatores (STEIN & ALPERT, 1993). Estes métodos permitem obter a contribuição individual de cada um dos parâmetros envolvidos na previsão de um campo meteorológico. No caso deste trabalho, dois parâmetros serão variados e, portanto, para a identificação da contribuição de cada um deles são necessários 4 simulações (ensaios) para cada experimento (o número de ensaios é igual a 2^n , sendo n o número de fatores envolvidos). A Tabela 3.1 mostra os ensaios realizados nos experimentos.

Tabela 3.1 - Configurações utilizadas para os experimentos.

Ensaio	Urbanização Horizontal	Urbanização Vertical	Precipitação
1	Mancha atual (-)	Altura das construções atual (-)	P1
2	Mancha 2030 (+)	Altura das construções atual (-)	P2
3	Mancha atual (-)	Altura das construções futuras (+)	P3
4	Mancha 2030 (+)	Altura das construções futuras (+)	P4

A mancha urbana atual e a prevista para 2030 são compostas pelos dois tipos urbanos vistos na Figura 3.3. A Tabela 3.2 e a Tabela 3.3 apresentam os parâmetros urbanos sobre a RMSP para os experimentos com a altura das construções atual e futura.

Tabela 3.2 – Parâmetros médios de áreas urbanas para os Ensaios 1 e 2 (altura das construções atual).

Parâmetro	Tipo urbano 1	Tipo urbano 2
Altura dos prédios (m)	50	5
Comprimento de rugosidade (m)	3	0.5
Fração ocupada por prédios	0.5	0.7

Tabela 3.3 - Parâmetros médios de áreas urbanas para os Ensaios 3 e 4 (altura das construções futuras).

Parâmetro	Tipo urbano 1	Tipo urbano 2
Altura dos prédios (m)	50	50
Comprimento de rugosidade (m)	3	3
Fração ocupada por prédios	0.5	0.5

Segundo BARROS NETO et al. (1995), o efeito principal da expansão da mancha urbana da RMSP sobre o campo de precipitação previsto é, por definição, a média dos efeitos da mancha urbana nos dois níveis de urbanização alta, dado por:

$$EMU = \frac{1}{2} [(P_2 - P_1) + (P_4 - P_3)] \quad (3.1)$$

Sendo EMU o efeito da expansão da mancha urbana e P1, P2, P3 e P4 referem-se à precipitação acumulada obtida nos ensaios 1, 2, 3, e 4, respectivamente. Similarmente, o efeito principal da urbanização vertical sobre o campo de precipitação é dado pela média dos efeitos da urbanização vertical nos dois níveis de urbanização horizontal (expansão da mancha urbana), dado por:

$$EUV = \frac{1}{2} [(P_3 + P_4) - (P_1 + P_2)] \quad (3.2)$$

Em que, EUV é o efeito da urbanização vertical e as outras variáveis tem o mesmo significado descrito anteriormente.

A interação entre os dois parâmetros, EMU_EUV, é dada por:

$$EMU_EUV = \frac{1}{2} [(P_1 + P_4) - (P_2 + P_3)] \quad (3.3)$$

Em Stein & Alpert (1993), EMU e EUV são a diferença simples entre os campos simulados com a presença de um fator e a simulação controle (sem o fator):

$$EMU = P_2 - P_1 \quad (3.25)$$

$$EUV = P_3 - P_1 \quad (3.26)$$

A interação entre os dois parâmetros, EMU_EUV, é dada por:

$$EMU_EUV = P_4 - (P_2 + P_3) + P_1 \quad (3.27)$$

3.3. CONFIGURAÇÃO DO MODELO E DOS EXPERIMENTOS

Neste trabalho, são apresentados dois casos de tempestade, cada um contendo 4 ensaios utilizando o modelo BRAMS. O primeiro caso, ocorrido em 14 de fevereiro de 2013, teve sua simulação iniciada às 00 UTC do mesmo dia, completando 24 horas de simulação. O segundo caso, ocorrido em 15 de janeiro de 2017, foi iniciado às 12 UTC do mesmo dia, completando 18 horas de simulação. Estes experimentos possuem em comum a grade apresentada na Figura 3.5 e as configurações apresentadas na Tabela 3.4.

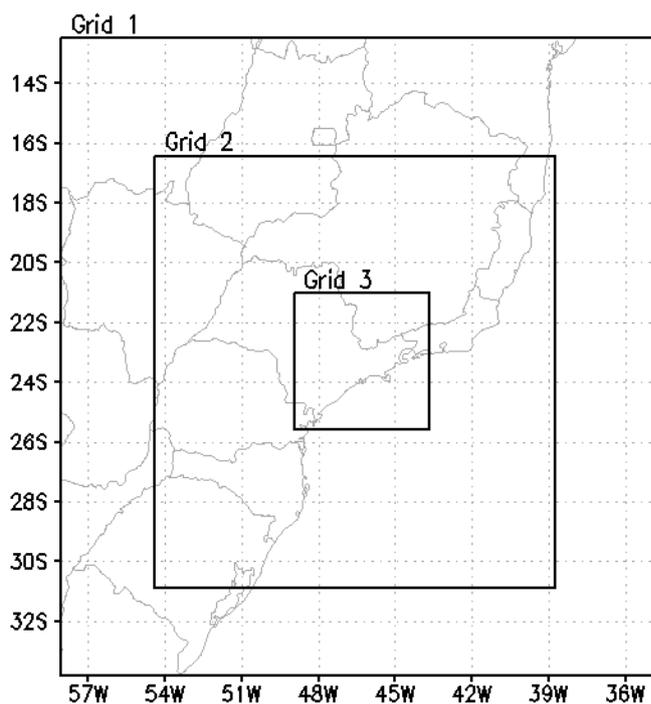


Figura 3.5 – Configuração de grade.

Tabela 3.4 - Opções de Namelist

Opções	Simulações
Pontos das grades 1, 2 e 3 em x/y	150, 202 e 270
Centro da grade (lat/lon)	-23°/-46°
Espaçamento horizontal das grades 1, 2 e 3 (km)	16, 4 e 1
Pontos em z e Altura da grade (m)	35 e 22796,5
Espaçamento vertical (m) e razão de aumento de espaçamento	50 e 1,2
Coordenada vertical	Sigma-Z
Análises	GFS 0.5°
Escala de tempo do nudging na lateral/centro/topo (s)	900/0/10800
Nº de pontos de nudging na região de fronteira lateral	40
Temperatura da Superfície do Mar (TSM)	Semanal
Radiação	Chen & Cotton (1983)
Cumulus	Grell Ensemble (GRELL & DÉVÈNYI, 2002)
Turbulência	Horiz. deform/Vert. Mellor-Yamada (Mellor & Yamada, 1982)
Microfísica	Ativada Nível 3 (WALKO et al., 1995; MEYERS et al., 1997)

Para as simulações do caso de tempestade de 14 de fevereiro de 2013, a parametrização de cumulus é ativada nas três grades, enquanto para o caso de 16 de janeiro de 2017 é ativada apenas nas duas grades de menor resolução. A Tabela 3.5 apresenta as opções de microfísica em comum para os dois casos de tempestade. Quando ICLLOUD é igual a 4, a concentração total de gotículas de nuvem é fixada. Para o caso de 14 de fevereiro de 2013, foi fixada em 9×10^9 por kg de ar e para o caso de 15 de fevereiro, em 3×10^8 por kg de ar. Com esse valor de concentração especificado, o diâmetro médio é então automaticamente diagnosticado. Para IPRIS=5, o BRAMS assume que os núcleos de formação de gelo têm a concentração baseada inicialmente pelo PPARM, que será obsoleto já que o número de concentração de *pristines* é prognosticado. GNU especifica o parâmetro de forma da distribuição gamma. Valores igual a 1 indicam distribuição Marshall-Palmer ou exponencial e favorecem núcleos de condensação maiores como os marinhos, enquanto 2 favorece núcleos de condensação menores, comumente encontrados em áreas continentais. Mais detalhes sobre estas opções podem ser encontrados no material suplementar de Freitas et al. (2017).

Tabela 3.5 – Opções de Microfísica utilizadas nos casos de tempestade de 14 de fevereiro de 2013 e 16 de janeiro de 2017.

Nuvem	ICLOUD=4 (Concentração total fixa)	CPARM=9.e9 e 0.3e9 (por kg de ar)	GNU=2
Chuva	IRAIN=2 (Diâmetro médio fixo)	RPARM=1.e-3 (m)	GNU=2
Pristine	IPRIS=5 (Concentração Prognosticada)	PPARM=0.	GNU=2
Neve	ISNOW=2 (Diâmetro médio fixo)	SPARM=1.e-3 (m)	GNU=2
Agregados	IAGGR=2 (Diâmetro médio fixo)	APARM=1.e-3 (m)	GNU=2
Graupel	IGRAUP=2 (Diâmetro médio fixo)	GPARM=1.e-3 (m)	GNU=2
Granizo	IHAIL=2 (Diâmetro médio fixo)	HPARM=3.e-3 (m)	GNU=2

4. ERROS E ÍNDICES ESTATÍSTICOS

A análise gráfica e visual dos resultados obtidos pelas simulações é um método subjetivo e sujeito a interpretação. Por isso, houve a necessidade de uma análise mais precisa, utilizando cálculos estatísticos. Abaixo serão descritos os cálculos e a finalidade de cada índice estatístico utilizado, descritos em Hallak e Pereira Filho (2011).

Nas equações, P é o dado utilizado para o cálculo, em referência a precipitação acumulada, porém também pode ser substituído por outras variáveis como a temperatura e temperatura do ponto de orvalho, presentes no trabalho.

Começando pela Diferença, d_i entre o simulado e o observado no ponto de grade i , sendo $i=1,2,3,\dots,N$.

$$d_i = P_{is} - P_{io} \quad (4.1)$$

O prefixo “s” se refere à simulação e “o” ao observado.

$d_i=0$ indica a simulação perfeita no ponto i , enquanto $d_i \gg 0$ ou $d_i \ll 0$, simulação imperfeita. A partir desta quantidade básica será possível construir outras componentes do erro total.

O Erro Médio (ME), ou tendência, viés (BIAS, em inglês), mede a tendência do modelo de subestimar ou superestimar a variável analisada em relação ao observado, também chamada de erro sistemático, é assim definida:

$$Viés = \bar{d} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N d_i \quad (4.2)$$

No viés os erros individuais negativos e positivos se cancelam na somatória, não sendo um bom parâmetro para a magnitude do erro. Este problema pode ser resolvido calculando o Erro Médio Absoluto (MAE):

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

O RMSE, Raiz do Erro Quadrático Médio, é mais sensível a grandes erros, por elevar as diferenças ao quadrado e possui a vantagem de apresentar as mesmas dimensões da variável analisada ao se tomar a sua raiz quadrada.

$$RMSE = \left[\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (P_{is} - P_{io})^2 \right]^{1/2} \quad (4.4)$$

O desvio padrão de uma variável x é definido como a raiz quadrada da variância de x , onde a variância de x é uma medida da dispersão de x em torno da sua média:

$$\sigma(x) = \left[\frac{1}{N} \sum (x - \bar{x})^2 \right]^{1/2} \quad (4.5)$$

O Coeficiente de correlação espacial (ρ) dá uma medida de quanto os valores similares ocorrem próximos entre o simulado e o observado. Um coeficiente de 1 apresenta a correlação perfeita:

$$\rho = \frac{COV(P_{is}, P_{io})}{\sigma_s \sigma_o} \quad (4.6)$$

COV é a covariância entre o campo simulado e o observado. A covariância é um cálculo estatístico que pode ajudar a entender como dois conjuntos de dados estão relacionados entre si, sendo x e y variáveis aleatórias e um par de conjunto de dados:

$$COV = \frac{\sum (x_i - \bar{x})(y_i - \bar{y})}{n - 1} \quad (4.7)$$

Pielke (2002) sugere outra metodologia para determinar a qualidade de uma simulação, onde a destreza fica demonstrada caso sejam preenchidos três critérios. São eles:

$$1) \sigma_s \cong \sigma_o \text{ ou } \frac{\sigma_s}{\sigma_o} \cong 1 \quad (4.8)$$

$$2) RMSE < \sigma_s;$$

$$3) RMSE_{bias} < \sigma_s.$$

Onde $RMSE_{bias}$ é o RMSE após a remoção de um viés constante associado à tendência do modelo, definido por:

$$RMSE_{bias} = \left\{ \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N [(P_{is} - \bar{P}_{is}) - (P_{io} - \bar{P}_{io})]^2 \right\}^{1/2} \quad (4.9)$$

Pode-se então transformar cada critério em termos de uma equação para o parâmetro DPIELKE:

Da equação 8 (1), $\frac{\sigma_s}{\sigma_o} \cong 1 \rightarrow 1 - \frac{\sigma_s}{\sigma_o} \cong 0$, se os desvios padrões são equivalentes o termo vai para 0. Considera-se então um termo absoluto com a magnitude: $ABS\left(1 - \frac{\sigma_s}{\sigma_o}\right)$

Da equação 8 (2),

$$RMSE < \sigma_o \rightarrow 0 \leq \frac{RMSE}{\sigma_o} \leq 1;$$

Da equação 8 (3),

$$RMSE_{bias} < \sigma_o \rightarrow 0 \leq \frac{RMSE_{bias}}{\sigma_o} \leq 1;$$

A reformulação para o teste de Pielke (2002) então fica:

$$DPIELKE = ABS\left(1 - \frac{\sigma_s}{\sigma_o}\right) + \frac{RMSE}{\sigma_o} + \frac{RMSE_{bias}}{\sigma_o} \quad (4.10)$$

Nota-se que: 1) A destreza do modelo fica demonstrada se $DPIELKE < 2$; 2) A melhor simulação num conjunto de várias simulações de um mesmo caso é aquela que obtiver o menor valor de $DPIELKE$; 3) A simulação perfeita fornece $DPIELKE = 0$.

5. RESULTADOS E DISCUSSÕES

5.1. ESTUDO DE CASO DA TEMPESTADE DE 14 DE FEVEREIRO DE 2013

O caso de tempestade ocorrida na cidade de São Paulo no dia 14 de fevereiro de 2013, chama a atenção pelo aumento da convecção ao encontrar a RMSP. Isto pode estar relacionado simplesmente com a mudança do uso do solo de rural para urbano ou até mesmo pelo aumento na altura dos prédios, como observado por Carraça & Collier (2007), que verificaram que as células convectivas podem ter iniciado pela injeção de calor sensível gerado pelos arranha céus no centro de Manchester. A Figura 5.1 mostra o CAPPI (*Constant Altitude Plan Position Indicator*) radar para a tempestade e sua evolução.

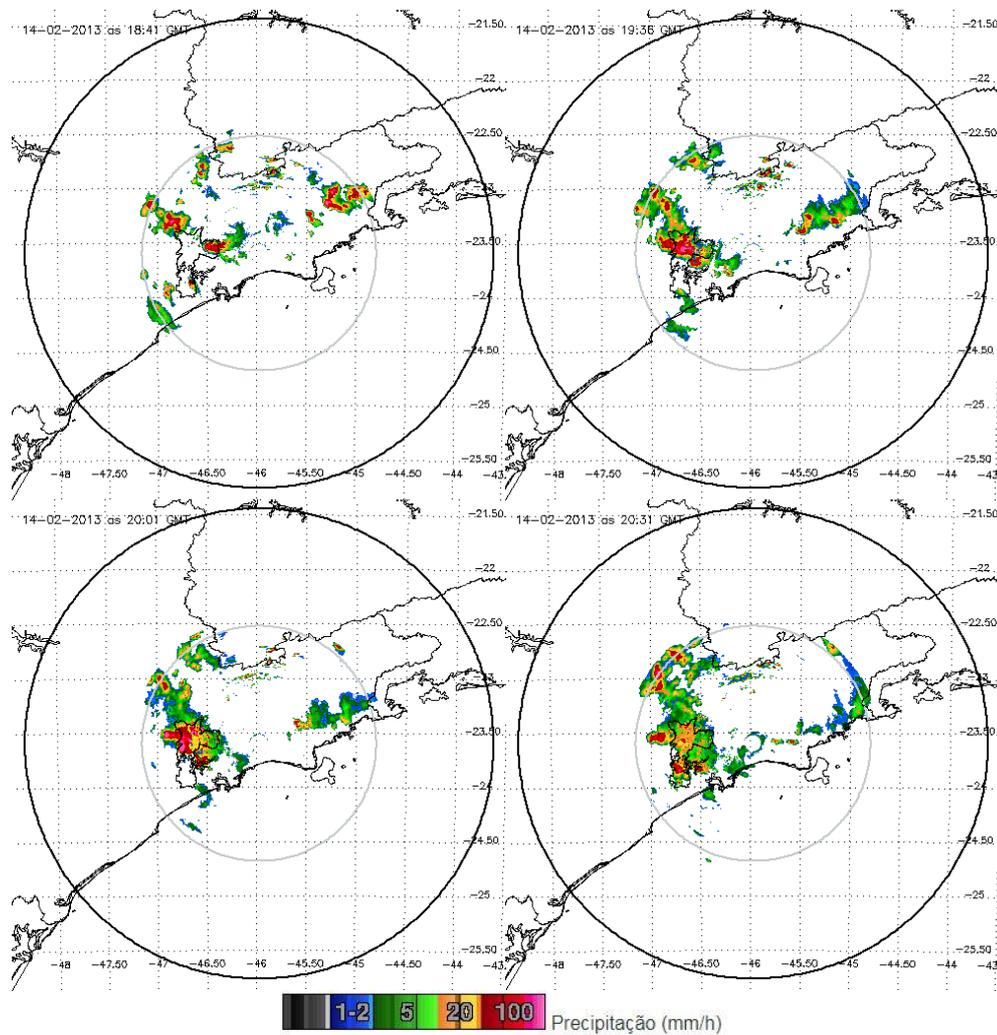


Figura 5.1 - CAPPI de 3 km do radar de Salesópolis para às 18:41 GMT, 19:36 GMT, 20:01 GMT e 20:31 GMT do dia 14 de fevereiro de 2013 (data e horário podem ser vistos no canto superior esquerdo da figura). Fonte: radar.iag.usp.br.

Às 18:45 GMT a convecção começa nas bordas da cidade de São Paulo, entre às 19:35 GMT e 20:00 GMT o núcleo atinge sua máxima refletividade no centro da cidade e depois começa a decair, movendo para sudoeste. Este temporal causou alagamentos, prejudicando o tráfego de veículos, de linhas de metrô e o fechamento de aeroportos (como observado pela defesa civil de São Paulo-SP, <http://www.defesacivil.sp.gov.br/>). Aliado a isto, também houve relatos de queda de granizo em alguns bairros.

Este caso é interessante do ponto de vista do trabalho, que aborda o potencial aumento da atividade convectiva e da severidade das tempestades proporcionada pela ilha de calor urbana das grandes cidades, já apontado por diversos trabalhos como Cotton & Pielke (1995) e por Silva Dias *et al.* (2013). A Figura 5.2 apresenta a chuva acumulada em 1 hora, simulada pelo Ensaio 1, a fim de ser comparada com o observado na refletividade do radar. Nela há uma boa correspondência da localização da chuva, que começa a ser gerada mais cedo pela simulação do que o observado.

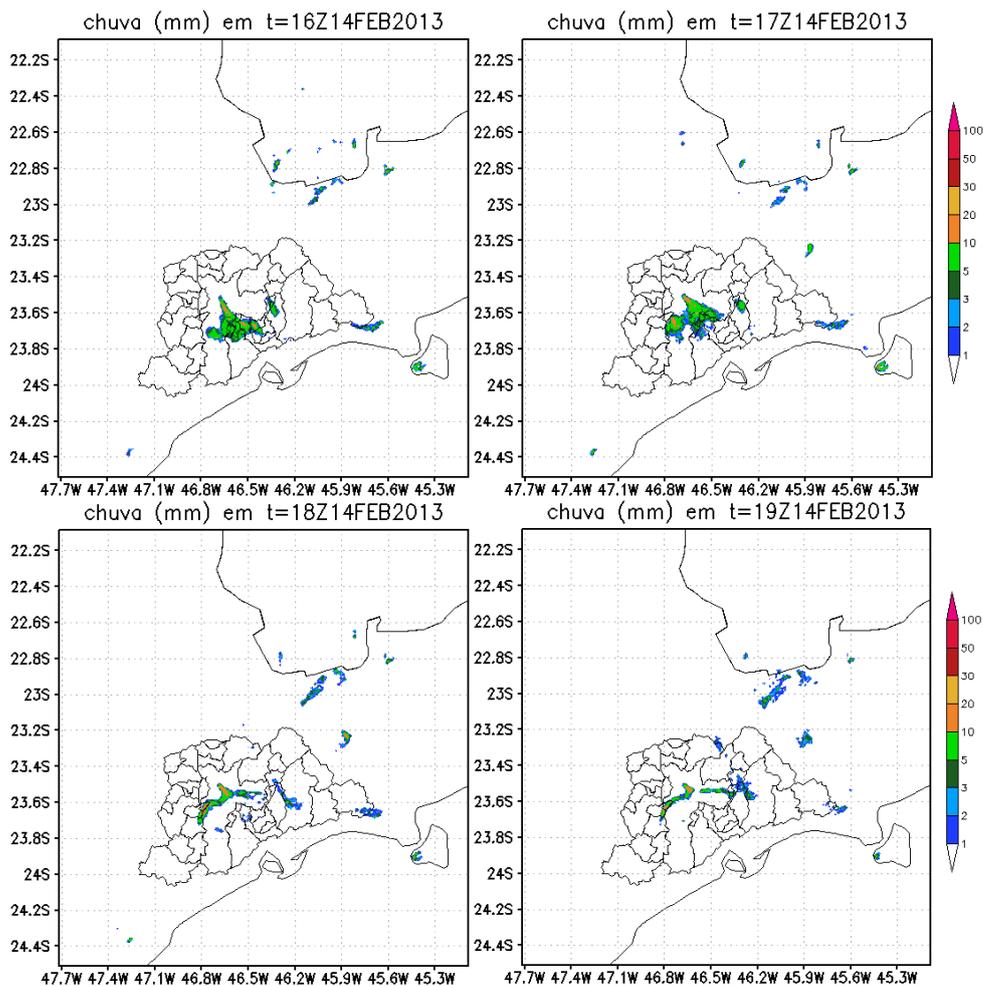


Figura 5.2 - Chuva acumulada em 1 h (mm), obtida com as variáveis *accon* e *totpcp* da terceira grade do Ensaio 1.

A Figura 5.3 apresenta a precipitação acumulada observada para o evento, enquanto a Figura 5.4 apresenta a precipitação acumulada simulada pelo modelo, no dia 14 de fevereiro de 2013. Destacam-se os acumulados de 101 mm e 84 mm em um período de até 2 horas, medidos pelos pluviômetros do Sistema de Alerta a Inundações do Estado de São Paulo (SAISP) na Zona Oeste de São Paulo. A simulação consegue obter este máximo de precipitação muito próximo da localização real, embora subestimado, conseguindo chegar a um núcleo com até 60 mm. Dado a alta variação da chuva em um pequeno espaço, como pode-se ver pelas estações, ocorre uma boa correspondência entre o observado e o simulado em vários pontos da região metropolitana, principalmente entre a Zona Sul e a Região do ABC. Seis modelos operacionais disponibilizados pelo Centro de Previsão de Tempo e Estudos Climáticos / Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (CPTEC/INPE) foram observados (figura não apresentada), mas nenhum deles foi capaz de obter uma previsão de chuva maior que 15 mm em 24 horas.

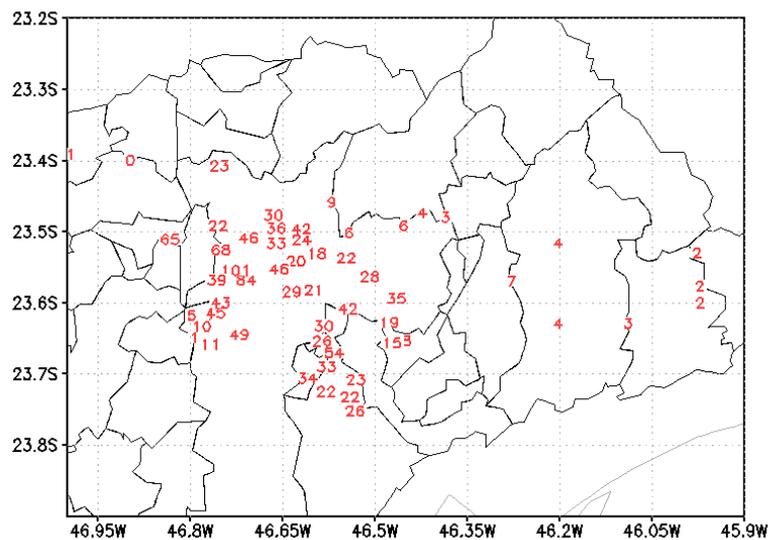


Figura 5.3 – Chuva acumulada (mm) durante evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida das estações do SAISP e INMET.

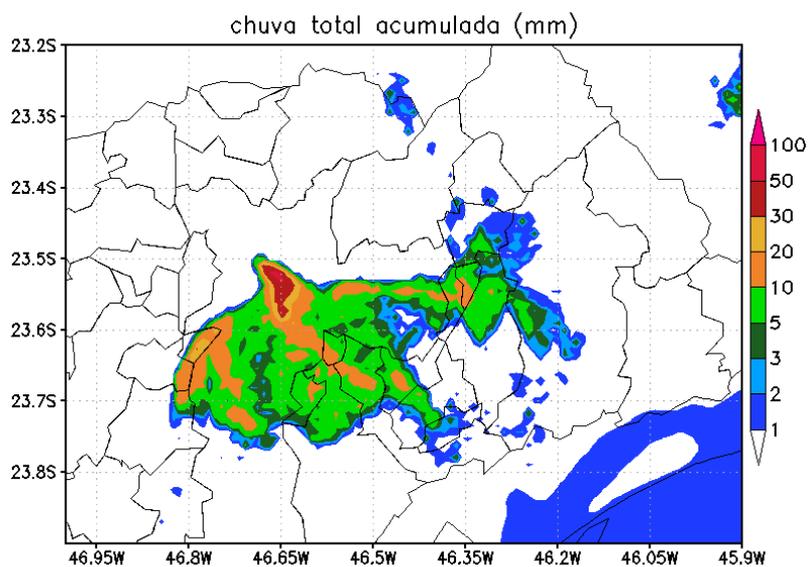


Figura 5.4 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida com as variáveis acccon e totpcp da terceira grade do Ensaio 1.

A imagem de satélite do *Geostationary Operational Environmental Satellite* (GOES13), apresentado na Figura 5.5, no canal infravermelho realçado, mostra um núcleo convectivo sobre a RMSP, que se aprofundou rapidamente ao ingressar sobre a área urbana, este atingiu topo bastante frio, com temperaturas inferiores a -70°C .

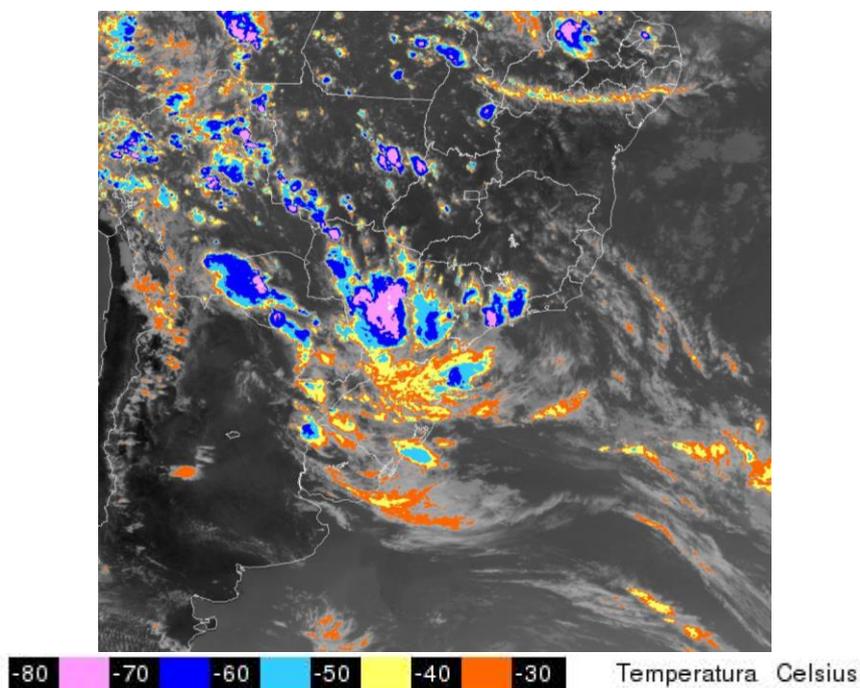


Figura 5.5 - Imagem de Satélite no canal infravermelho para o dia 14 de fevereiro de 2013, às 20 UTC.
Fonte: <http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic>

No campo sinótico de baixos níveis (Figura 5.6), há um centro de baixa pressão entre o norte da Argentina e o Paraguai, associada a uma convergência de calor, desde o oeste amazônico, onde é afunilada pelos Andes, até a Região Sul do Brasil e parte de São Paulo. Esta circulação, depois segue até uma região frontal localizada no Atlântico, que também contribui para este escoamento.

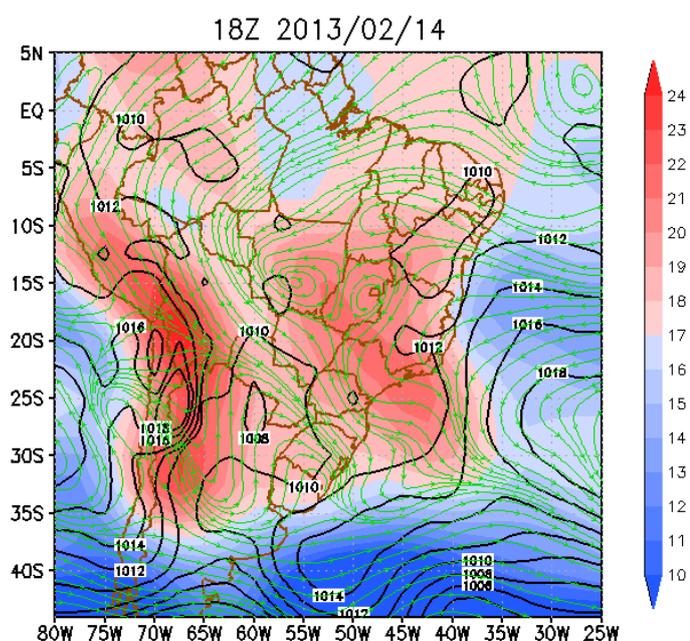


Figura 5.6 – Temperatura em 850 hPa (°C, sombreado), linhas de corrente em 850 hPa (verde) e pressão ao nível do mar (hPa, contorno preto), para às 18Z de 14 de fevereiro de 2013. Fonte: Reanálise 1 NCEP/NCAR (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>).

A Alta Subtropical do Atlântico Sul (ASAS, superfície), ainda mantém uma circulação anticiclônica sobre o estado de São Paulo em 850 hPa. Porém, a pressão ao nível do mar apresenta um cavado na borda da ASAS, mostrando que a circulação pode estar ciclônica em superfície. As temperaturas são elevadas sobre o estado e há contribuição de advecção quente vindas do nordeste e centro-oeste brasileiro. Exemplificando uma situação sinótica pré-frontal sobre a RMSP, com predominância de ventos de noroeste. Olhando para a Figura 5.7, existem dois padrões de circulação comuns nos meses de verão: a Alta da Bolívia (um pouco deslocada da sua posição tradicional) e o resquício de um vórtice ciclônico no litoral da Bahia, apresentando pouca influência sobre a região da RMSP.

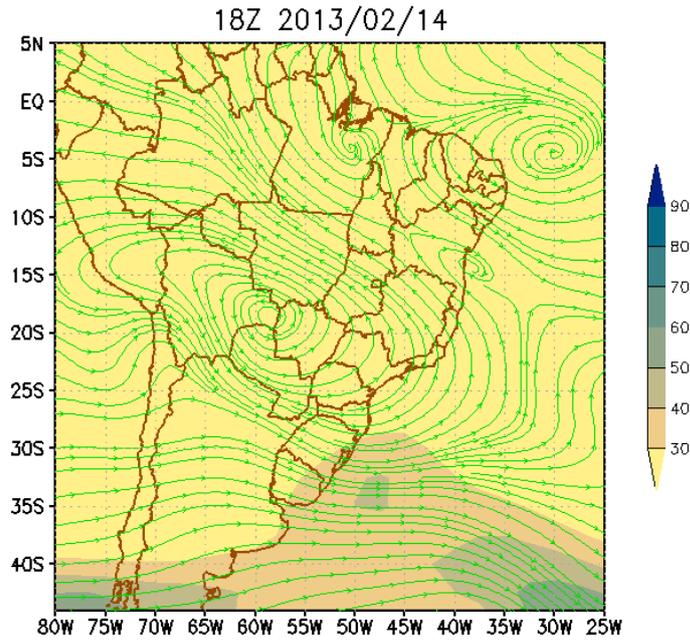


Figura 5.7 – Magnitude do vento em 200 hPa (m s⁻¹, sombreado) e linha de corrente em 200 hPa (verde), para às 18 Z de 14 de fevereiro de 2013. Fonte: Reanálise 1 NCEP/NCAR (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>).

A Figura 5.8, apresenta uma comparação entre a radiossondagem de Campo de Marte e o perfil extraído da simulação para a mesma latitude/longitude (lat/lon). A grande variação de temperatura do ponto de orvalho (Td) não é bem representada pela simulação, mostrando também um perfil mais úmido que o medido. Para temperatura (T), a simulação representa bem o comportamento médio observado, sendo mais quente que a radiossondagem em superfície. Deste modo, estando T e Td mais próximos em superfície, a instabilidade do perfil simulado aumenta, devido ao NCE mais baixo, causando aumento da profundidade da camada instável. O perfil real possui uma inibição convectiva (inversão térmica) que o simulado não representa. Isso pode explicar porque a convecção simulada começa mais cedo do que a observada. O perfil real também possui médios níveis mais secos, que são associados a maior severidade das tempestades, intensificando as rajadas de vento descendentes. Neste evento, foi observado no Aeroporto de Congonhas, rajadas de vento de 31 nós (~57 km h⁻¹).

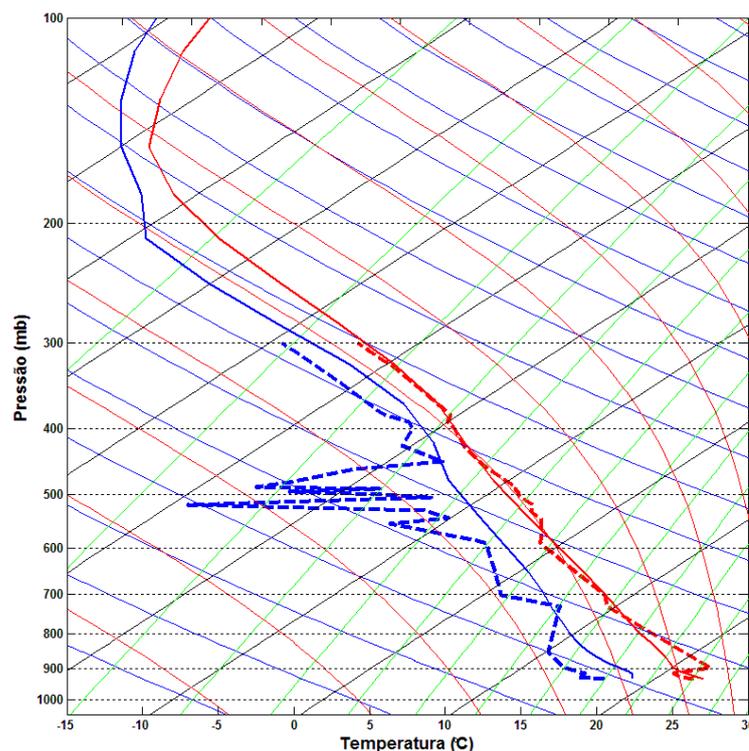


Figura 5.8 - Radiossondagem do Campo de Marte-SP (linhas pontilhada) e perfil do Ensaio 1 no mesmo lat/lon (linhas contínuas). Temperatura ($^{\circ}\text{C}$, em vermelho) e Temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$, em azul). Ambos para às 12 Z do dia 14 de fevereiro de 2013.

Com o cálculo dos índices convectivos, apresentados na Tabela 5.1, é possível observar que os perfis mais instáveis obtidos pelas simulações, causam grande diferença no resultado do CAPE, como já explicado. Todos os índices são calculados da mesma forma entre sondagem e perfil simulado. Porém, a sondagem de Campo de Marte é interrompida nos 300 hPa. Neste caso, apenas para o cálculo do CAPE, o perfil de T da sondagem foi completado com a T da simulação, já que estavam muito próximas nas camadas mais altas. Dessa forma é possível comparar os dois CAPEs igualmente. Também há o desaparecimento da Inibição de Convecção (CINE), que ocorre devido ao aumento da temperatura na superfície do perfil simulado. O CINE da sondagem possui uma contribuição da inversão térmica vista no *skew-t*. Há pouca diferença entre os índices calculados a partir dos perfis de vento (não apresentado). DNRV e HRT3 são mais elevados na sondagem. Para IEH e SUP, estas diferenças acabam se anulando, já que são calculados utilizando os índices CAPE, DNRV e HRT3.

Tabela 5.1 – Índices convectivos calculados para a Sondagem de Campo de Marte-SP e para a simulação no mesmo local e hora.

	Sondagem 12Z	Ensaio 1
CAPE	854,6	2417,8
IL	-2,2	-5,2
CINE	-119,9	0
DNRV	16,9	10,7
HRT3	-50,7	-31,5
IEH	-0,3	-0,5
SUP	-0,1	-0,1

A Figura 5.9 e a Figura 5.10 apresentam a vorticidade vertical relativa em 500 hPa e em 800 hPa, respectivamente. O seu modulo é da ordem de 10^{-4} . Às 15 UTC, um par de vorticidade negativa e positiva se destaca em 500 hPa e 800 hPa, mostrando o desenvolvimento de uma nuvem convectiva, junto ao núcleo onde houve a maior precipitação gerada pelo modelo, com cerca de $0,0004 \text{ s}^{-1}$ positivo e negativo em 500 hPa e $0,0008 \text{ s}^{-1}$ positivo e negativo em 800 hPa.

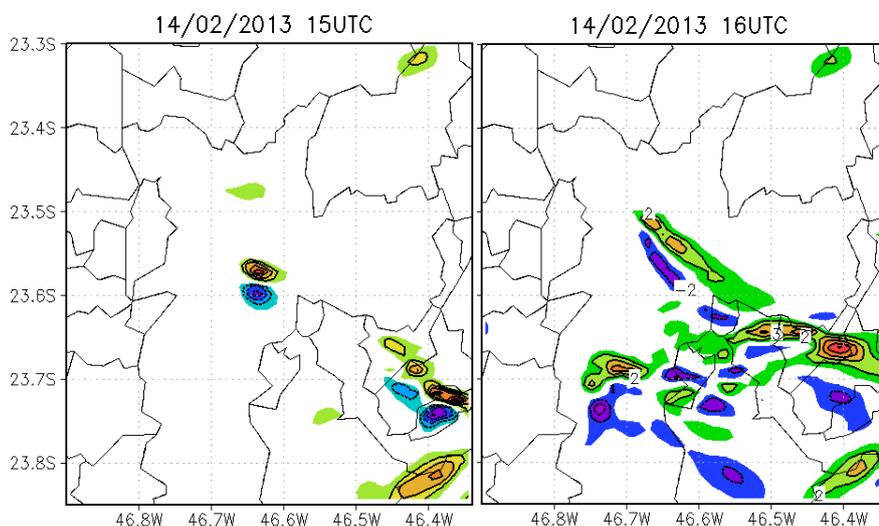


Figura 5.9 - Vorticidade vertical (s^{-1}) multiplicada por 10000, em 500 hPa, para às 15 UTC (esquerda) e 16 UTC (direita) do dia 14 de fevereiro de 2013. Os contornos possuem intervalo de $0,0001 \text{ s}^{-1}$, as linhas contínuas e cores quentes indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas e cores frias indicam valores negativos e o contorno do zero não é apresentado.

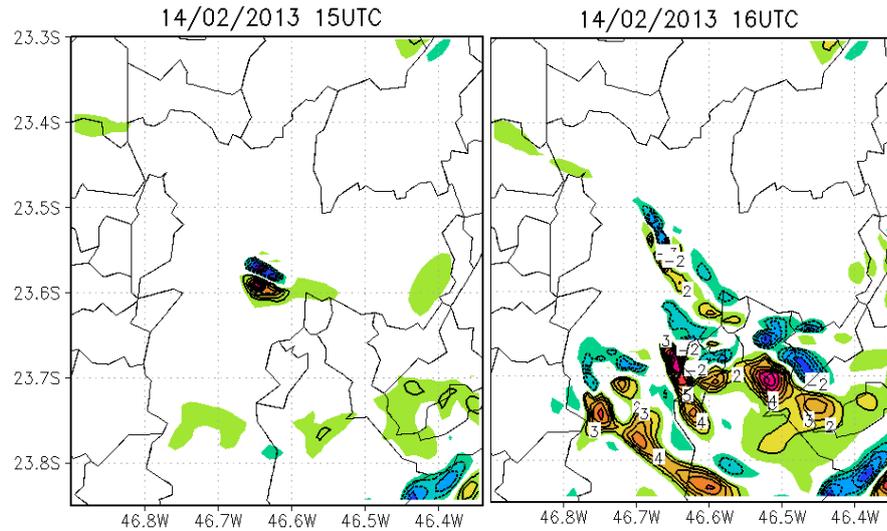


Figura 5.10 - Vorticidade vertical (s^{-1}) multiplicada por 10000, em 800 hPa, para às 15 UTC (esquerda) e 16 UTC (direita) do dia 14 de fevereiro de 2013. Os contornos possuem intervalo de $0,0001 s^{-1}$, as linhas contínuas e cores quentes indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas e cores frias indicam valores negativos e o contorno do zero não é apresentado.

A Figura 5.11 apresenta a velocidade vertical em 550 hPa, este apresenta inicialmente, às 15 UTC, uma corrente ascendente de cerca de $1 m s^{-1}$, junto a uma corrente descendente de menor intensidade, localizado entre o par de vorticidade máxima. Nos próximos horários, uma linha de movimentos ascendentes avança desde a região do ABC e zona sul de São Paulo até a região central.

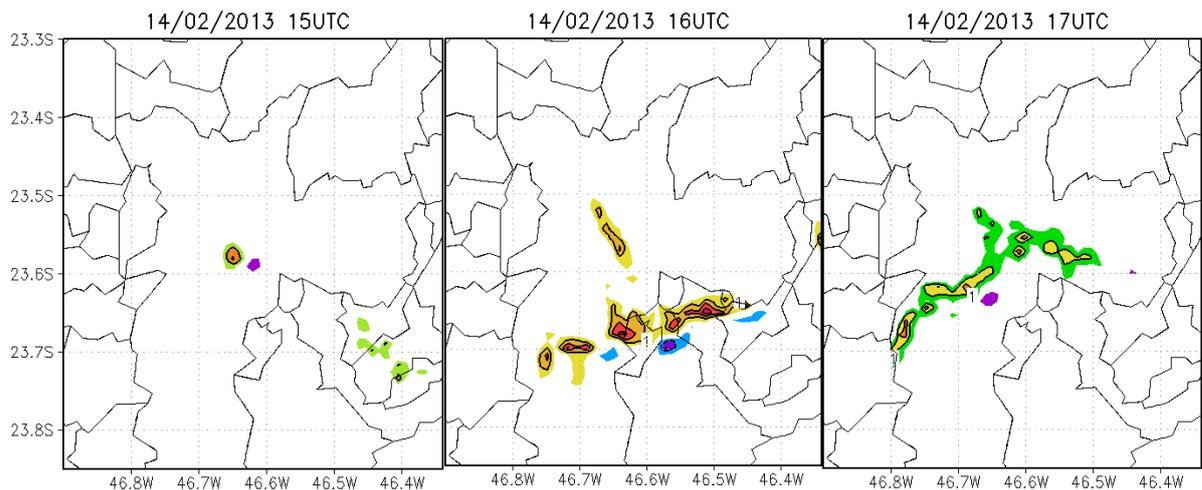


Figura 5.11 - Velocidade Vertical ($m s^{-1}$) em 550 hPa, para às 15 UTC (esquerda), 16 UTC (centro) e 17 UTC (direita) do dia 14 de fevereiro de 2013. Os contornos possuem intervalo de $0,5 m s^{-1}$, as linhas contínuas e cores quentes indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas e cores frias indicam valores negativos e o contorno do zero não é apresentado.

5.1.1. Avaliação Quantitativa da Simulação

A Tabela 5.2 apresenta o cálculo do erro da precipitação, obtido da simulação com o observado pelas estações do SAISP e Instituto Nacional de Meteorologia (INMET) sobre a RMSP. Foram utilizados todos os pontos da simulação e os dados das estações foram interpolados para a grade da simulação, utilizando um método de média ponderada pela distância disponível no CDO (*Climate Data Operators*).

O Viés apresenta uma tendência de subestimação da precipitação pela simulação. Porém, como erros individuais positivos e negativos podem se cancelar neste cálculo, é necessário analisar outros parâmetros presentes na Tabela 5.2, como: MAE (*Mean Absolute Error*, Erro Absoluto Médio) que remove este problema. Para este erro foi obtido um erro maior em módulo, comparado ao viés; RMSE (*Root Mean Square Error*, Raiz do Erro Médio Quadrático), formulado a partir do Erro Médio Quadrático, que é mais sensível a grandes diferenças, porém possui a vantagem de os valores do erro ser da mesma dimensão da variável analisada.

O coeficiente de correlação espacial dá uma medida de quanto os valores similares ocorrem próximos entre o simulado e o observado. Um coeficiente de 1 apresenta a correlação perfeita.

Comparando o desvio padrão do observado com o simulado, o observado possui maior variação e a simulação não consegue alcançar a alta variabilidade da amostra medida pelos pluviômetros.

No cálculo de DPIELKE, os parâmetros RMSE e RMSE sem bias são menores que o desvio padrão do observado, preenchendo dois critérios para a destreza da simulação. Porém, o parâmetro de desvio padrão (σ_s/σ_o), não é próximo de 1, portanto este critério não é preenchido. Desta forma, DPIELKE não apresenta destreza, segundo a soma de seus critérios.

Tabela 5.2 - Erro da precipitação simulada X pluviômetros.

Viés	-1,77
MAE	2,70
RMSE	6,43
Coefficiente de correlação espacial	0,23
Desvio padrão da simulação	1,71
Desvio padrão do Observado	6,58
DPIELKE	2,67

A Tabela 5.3 apresenta o cálculo do erro da temperatura obtida do perfil simulado com o observado pela sondagem de Campo de Marte das 12 UTC do dia 14 de fevereiro de 2103. Foram utilizados todos os 75 níveis da sondagem e os dados da simulação foram interpolados, utilizando uma média ponderada pela distância. Pode-se tirar como conclusão, destes cálculos estatísticos, que a temperatura é em média um pouco superestimada pela simulação, apesar de uma camada próxima da superfície com temperatura subestimada. Observando o MAE, há um erro absoluto de quase 0,9 °C para cada nível do perfil (em média). Este erro é incrementado principalmente em camadas de inversão do *lapse rate*, onde a temperatura começa a cair com a altura (acima da camada limite planetária) e quando a temperatura começa a aumentar (acima da tropopausa). Por outro lado, o desvio padrão da simulação demonstra que ela possui valores extremos mais acentuados, chegando mais próximo da variância do observado. Isso resulta no parâmetro D_{PIELKE} com destreza demonstrada para simulações quase perfeitas. Este resultado deve ser usado com parcimônia, já que este parâmetro estatístico foi criado para análise de precipitação. No entanto, pode ser usado principalmente para comparação com outras simulações.

Tabela 5.3 - Erro da temperatura simulada X sondagem.

Viés	0,25
MAE	0,88
RMSE	1,31
Coefficiente de correlação espacial	1
Desvio padrão da simulação	32,51
Desvio padrão do Observado	32,94
D_{PIELKE}	0,09

A Tabela 5.4 apresenta o cálculo do erro da temperatura do ponto de orvalho obtida do perfil simulado com o observado pela sondagem de Campo de Marte das 12 UTC do dia 14 de fevereiro de 2103. Foram utilizados todos os 39 níveis da sondagem e os dados da simulação foram interpolados, utilizando uma média ponderada pela distância.

Tabela 5.4 - Erro da temperatura do ponto de orvalho simulada X sondagem.

Viés	7,90
MAE	7,98
RMSE	9,18
Coefficiente de correlação espacial	0,96
Desvio padrão da simulação	13,03
Desvio padrão do Observado	15,62
DPIELKE	1,05

O Viés positivo apresenta superestimação da umidade pelas simulações. O mesmo valor encontrado por MAE mostra que não houve subestimação no perfil. A simulação possui maior dificuldade em representar o perfil de umidade em comparação a temperatura, isso fica explícito ao observar MAE, RMSE e DPIELKE.

5.1.2. Análise Qualitativa Dos Índices Convectivos

A Figura 5.12 apresenta o campo de CAPE e Índice de Levantamento (IL), pouco antes da tempestade. Existe uma área muito instável em São Paulo, com ambos CAPE e IL altos, seguindo a frente de brisa marítima e onde esta encontra a região central da RMSP, com as maiores temperaturas. Estas altas temperaturas induzem uma baixa pressão local, gerando convergência sobre a região central, que acelera a frente de brisa até a região central de área urbana (FREITAS et al., 2007; KHAN AND SIMPSOM, 2001). Então, pegando um ponto nesta área bastante instável, para verificar sua evolução temporal, apresentado pela Figura 5.13, CAPE chega a 4000 J kg^{-1} e IL $-7,5 \text{ }^\circ\text{C}$, portanto o perfil termodinâmico é favorável ao desenvolvimento de tempestade severa, incluindo possível supercélula, como observado por Nascimento (2004) para uma sondagem de Foz do Iguaçu/PR, que além de altos valores de CAPE e IL, também possuía valores significativos de SUP e IEH. O CINE (inibição de convecção) também foi verificado (não apresentado), chegando a valores de até -10 J kg^{-1} , apresentando pouca resistência a convecção.

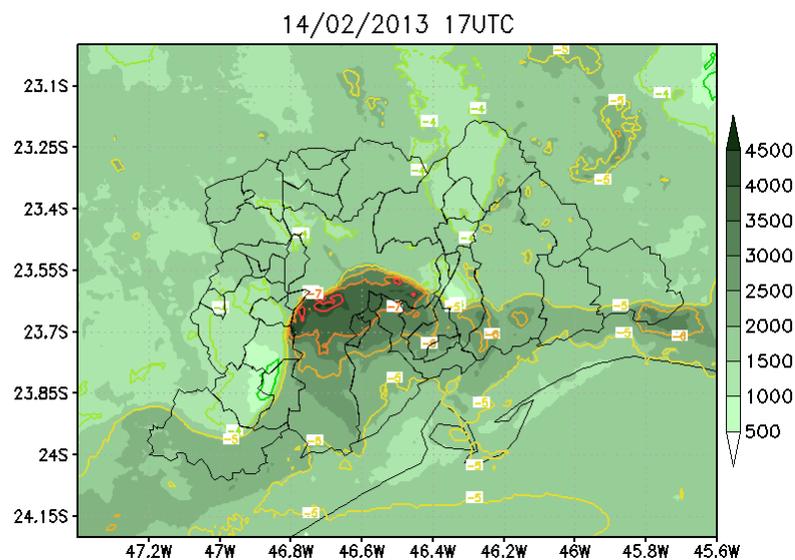


Figura 5.12 - CAPE (J kg⁻¹) sombreado e Índice de Levantamento (°C) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

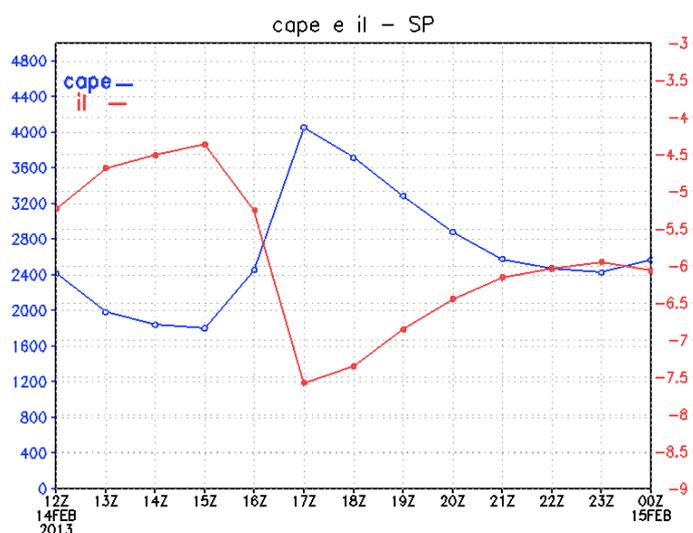


Figura 5.13 – CAPE (J kg⁻¹) e Índice de Levantamento (°C) no ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

Observamos que houve um crescimento muito rápido da instabilidade no modelo. A fim de investigar o que causou essa instabilidade, é feita a comparação entre os perfis de T e Td nos horários das 16 UTC e 17 UTC na Figura 5.14, para a mesma lat/lon. À primeira vista, observamos que o perfil mais instável (das 17 UTC), na superfície, é mais úmido e a temperatura também diminui, baixando o nível do NCL (Nível de Convecção por levantamento) para bem próximo à superfície. Esta mudança na superfície é causada pela incursão de um ar mais frio e úmido da brisa marítima. Pode-se ver também que o perfil mais instável é um pouco mais seco em médios níveis. Este secamento em médios níveis pode ser uma resposta do modelo a produção de chuva, quando distribui a umidade de níveis mais altos para a superfície.

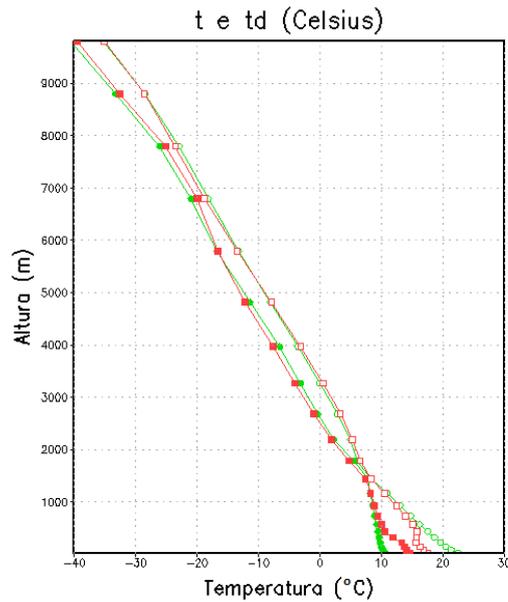


Figura 5.14 - Temperatura e Temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$). Em verde para às 16 UTC e em vermelho para às 17 UTC para o ponto mais instável da simulação.

A Figura 5.15 apresenta o campo de DNRV, que representa basicamente uma medida do cisalhamento nos primeiros 6 km da atmosfera e HRT3 uma medida da helicidade (cisalhamento direcional) nos primeiros 3 km da atmosfera. Existem valores mais “interessantes” próximos do litoral e com o avanço da frente de brisa.

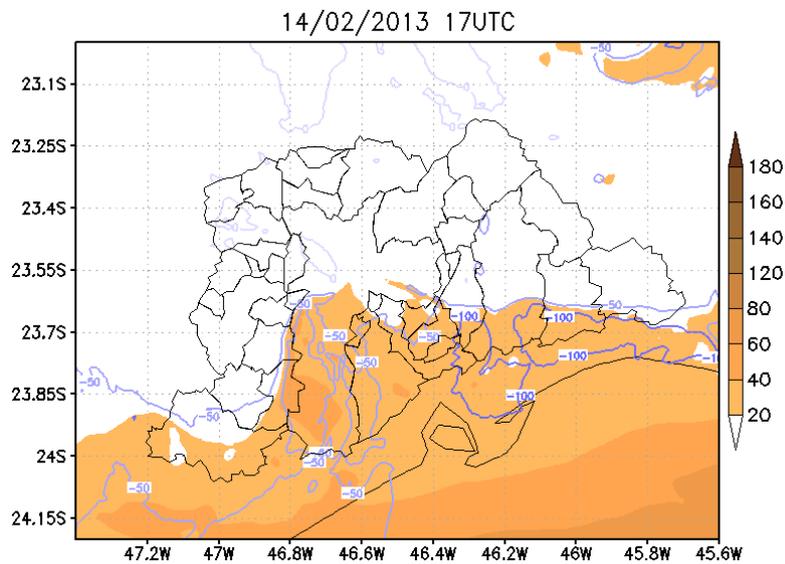


Figura 5.15 - DNRV (Cisalhamento até 6 km da superfície, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) sombreado e HRT3 (Helicidade até 3 km da superfície, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

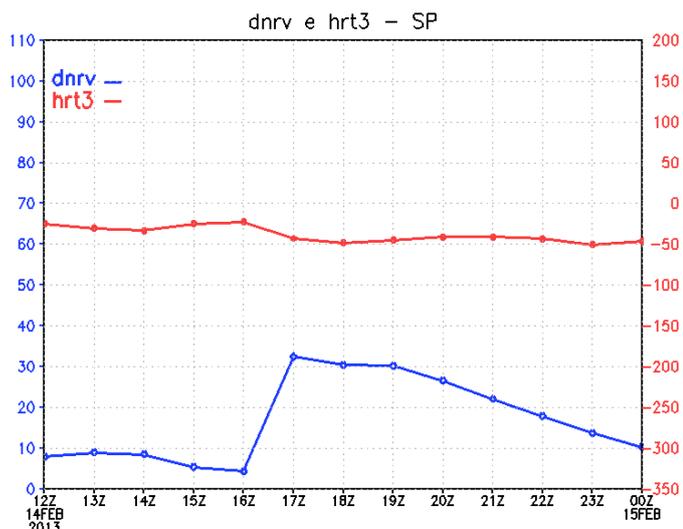


Figura 5.16 - DNRV (Cisalhamento até 6 km da superfície, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) e HRT3 (Helicidade até 3 km da superfície, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$), no ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.16 possui a evolução temporal destes índices, sobre o mesmo ponto observado anteriormente. Logo antes da tempestade, DNRV chega a valores em torno de $30 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$. Este, acima do limiar de $20 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, geralmente observado em condições de tempo severo (tornádico ou não), como já observado por Nascimento (2004). O que nos leva a concluir que o evento, além de intenso, possuía certo grau de organização e conseguiu manter-se por um tempo maior, do que uma nuvem convectiva simples. Já HRT3 chega a valores de até $-50 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$, este pequeno se comparado a limiares para o HN. Indicando baixa probabilidade de ocorrência de supercélulas tornádicas (Mills and Conquhoun, 1998).

A Figura 5.17 apresenta os índices IEH e SUP, parâmetros compostos de CAPE e HRT3 e de CAPE, HRT3 e DNRV, respectivamente. Devido a isto, apresentam distribuição espacial semelhante ao dos que lhe deram origem. Com valores mais intensos acompanhando a frente de brisa. A Figura 5.18 apresenta a evolução temporal destes índices, com IEH chegando em -1,1 e SUP a -0,9. Novamente indicam baixa probabilidade de ocorrência de supercélulas tornádicas. Estes índices não descartam a ocorrência de tempo severo não-tornádico.

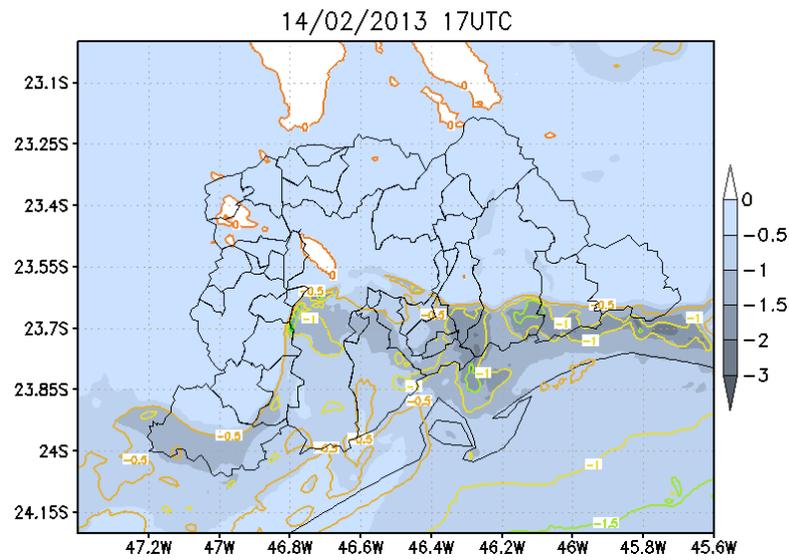


Figura 5.17 - IEH (Índice de Energia-Helicidade, adimensional) sombreado e SUP (Parâmetro de Supercélula, adimensional) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

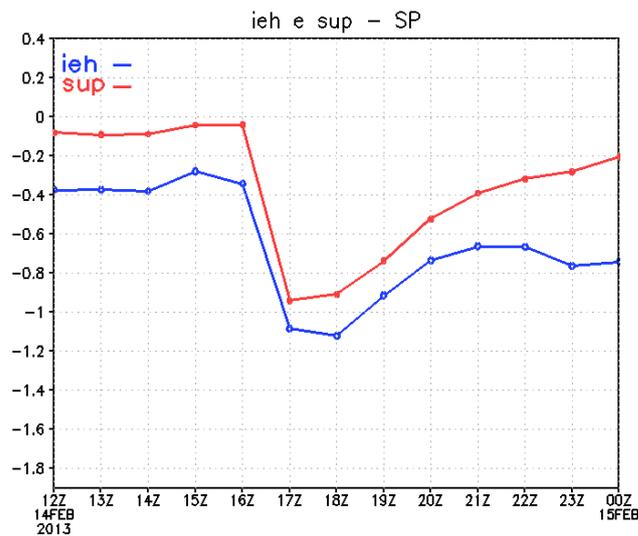


Figura 5.18 - IEH (Índice de Energia-Helicidade, adimensional) e SUP (Parâmetro de Supercélula, adimensional), no ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

5.2. SIMULAÇÃO SEM PARAMETRIZAÇÃO URBANA PARA A TEMPESTADE DE 14 DE FEVEREIRO DE 2013

A Figura 5.19 apresenta a chuva total acumulada para o caso de tempestade apresentada no Capítulo 5 (Figura 5.4), desta vez, sem o esquema TEB. É possível observar que sem as propriedades físicas da área urbana, parametrizadas pelo esquema TEB, a simulação não é capaz de representar o evento em termos da precipitação. A seguir, vamos investigar porque isto acontece e fazer uma análise quantitativa comparando as simulações com e sem TEB e uma análise qualitativa dos índices convectivos.

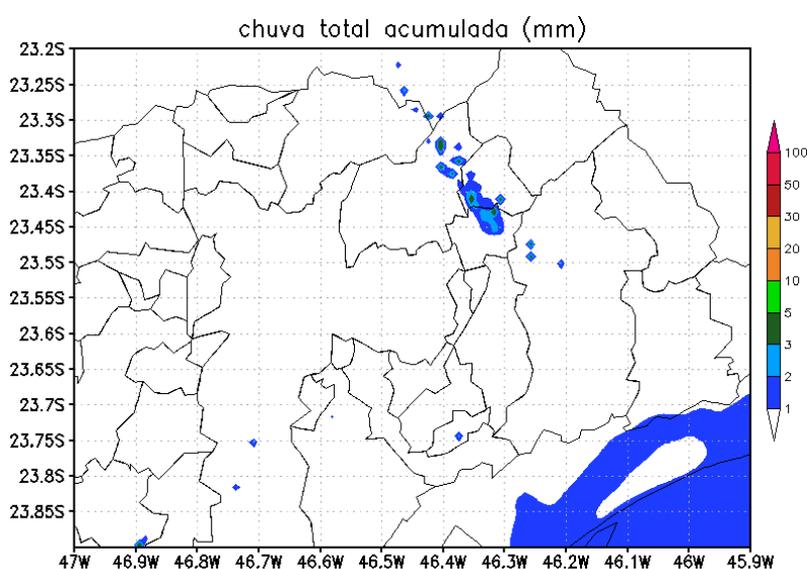


Figura 5.19 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida com as variáveis acccon e totpcp da terceira grade do Ensaio 1 sem TEB.

A Figura 5.20 e a Figura 5.21 apresentam a temperatura no primeiro nível do modelo e o vento em 10 m, às 16 UTC. Há uma diferença em torno de 2 °C na temperatura máxima atingida na zona oeste de São Paulo, sendo que a simulação com a parametrização urbana possui temperaturas maiores. Além disso, possui um alto gradiente de temperatura entre a zona sul e oeste/central de São Paulo, e consequente maior flutuabilidade no encontro dessas massas de ar. Uma altamente aquecida pelo ciclo diurno, pela maior quantidade de superfície urbana e atividade humana e outra menos aquecida, onde a passagem da frente de brisa marítima desacelera.

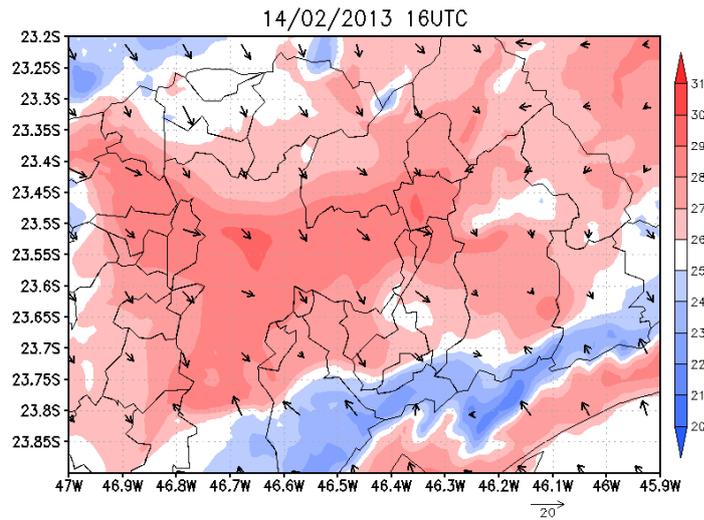


Figura 5.20 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e vento em 10 metros (km h^{-1} , vetores) da terceira grade do Ensaio 1 sem TEB, para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

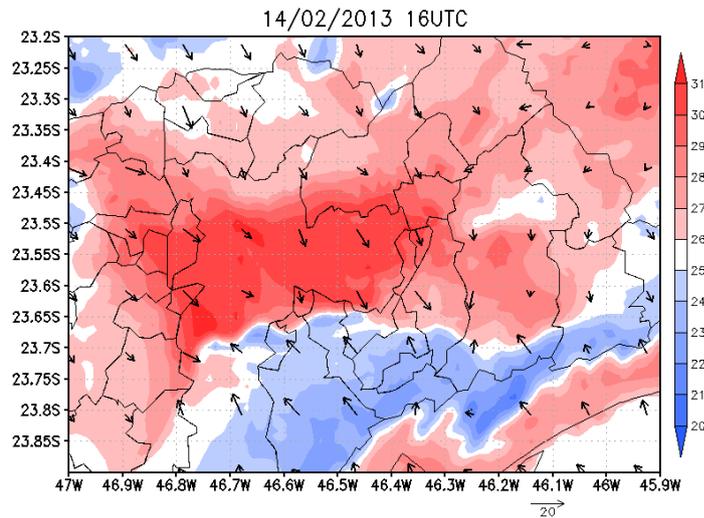


Figura 5.21 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e vento em 10 metros (km h^{-1} , vetores) da terceira grade do Ensaio 1 com TEB, para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

Com TEB, o maior aquecimento, gerado pela ilha de calor urbana, induz uma chegada mais rápida dessa frente de brisa devido a convergência gerada pelo aumento local da temperatura e redução da pressão. Resultando semelhante também foi observado em Freitas (2003).

A Figura 5.22, apresenta as diferenças entre a simulação com TEB e sem TEB. Para a) e b) valores positivos indicam que a simulação com TEB possui maior contribuição sobre os fluxos. Em a), a diferença no fluxo de calor sensível é maior sobre as áreas urbanas, enquanto nas outras regiões há uma diferença muito pequena. Isto é resultado das fontes de calor sensível que estão presentes no esquema TEB, como a combustão gerada pelo tráfego e pelas indústrias, a fonte de calor doméstica, o aprisionamento da radiação de onda longa da noite

anterior e da radiação solar direta nas primeiras horas do dia. Como a área urbana possui menor quantidade de água acumulada, a radiação solar começa a aquecer a superfície mais rapidamente.

Em b) o fluxo de calor latente também é maior sobre a área urbana para a simulação com TEB, mostrando que há maior quantidade de água mudando de fase. O esquema TEB também reproduz as fontes de umidade liberadas pela combustão gerada pelo tráfego e pelas indústrias, assim como também permite o armazenamento de água em pequenas quantidades, como o resultado de poças de água geradas pela chuva e da formação de orvalho urbano. Em c) a diferença na razão de Bowen positiva, indica que a simulação com TEB, possui uma contribuição maior do calor sensível em relação ao calor latente do que a simulação sem parametrização urbana. Isso significa que, mesmo havendo significativa mudança de fase, ainda há mais calor restante para aquecer a superfície.

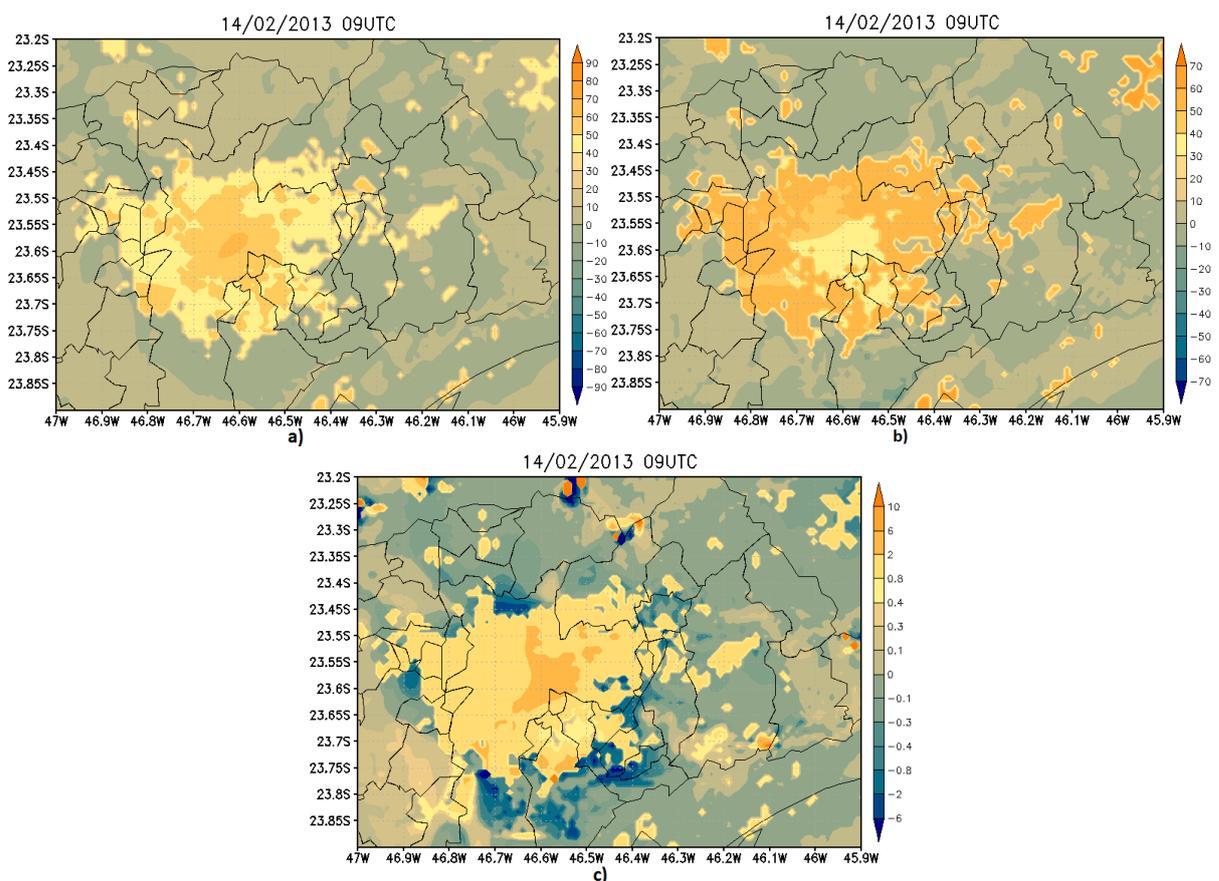


Figura 5.22 – Diferenças entre as simulações com e sem TEB a) para o fluxo de calor sensível, b) para o fluxo de calor latente e c) para a Razão de Bowen, às 9 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.23, apresenta uma comparação entre a radiossondagem de Campo de Marte e o perfil extraído da simulação para a mesma lat/lon. Novamente a grande variação de Td não é bem representada pela simulação, mostrando também um perfil mais úmido que o medido.

Para T, a simulação acompanha o comportamento médio da radiossondagem, sendo mais quente que a radiossondagem em superfície, porém logo acima, entre 900 hPa e 800 hPa há uma camada com temperaturas subestimadas.

Comparando com o perfil atmosférico obtido pela simulação com TEB, na Figura 5.8, é possível observar grande semelhança, sendo mais perceptíveis as diferenças na superfície. Na superfície, a T da simulação sem TEB é mais fria e Td mais seca. Isto irá resultar em uma camada instável menos profunda, assim como diminuirá a temperatura da parcela nos níveis instáveis.

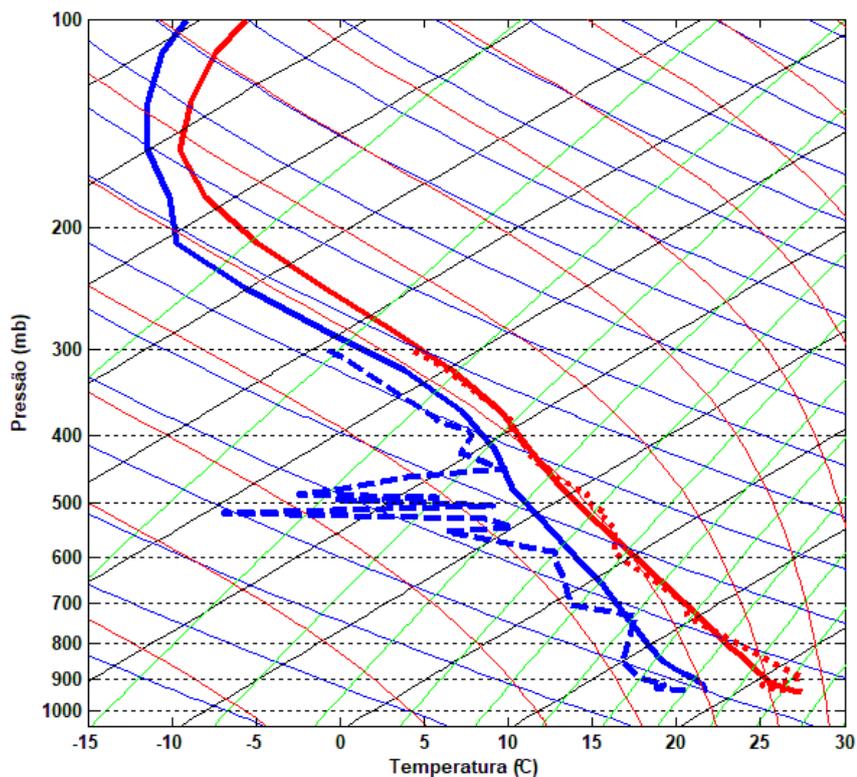


Figura 5.23 - Radiossondagem do Campo de Marte-SP (linha pontilhada) e perfil do Ensaio 1 sem TEB no mesmo lat/lon (linha contínua). Temperatura (°C, em vermelho) e Temperatura do ponto de orvalho (°C, em azul). Ambos para às 12 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Tabela 5.5 compara os índices convectivos obtidos com as simulações para o perfil correspondente a sondagem de Campo de Marte-SP. A simulação sem TEB, ao reduzir a umidade e temperatura em superfície, fica mais próxima do ambiente encontrado pela sondagem.

Tabela 5.5 – Índices convectivos calculados para a Sondagem de Campo de Marte-SP e para as simulações no mesmo local e hora.

	Sondagem 12 UTC	Simulação com TEB 12 UTC	Simulação sem TEB 12 UTC
CAPE	854,6	2417,8	1803,3
IL	-2,2	-5,2	-4,4
CINE	-119,9	0	0
DNRV	16,9	10,7	11,1
HRT3	-50,7	-31,5	-36,7
IEH	-0,3	-0,5	-0,4
SUP	-0,1	-0,1	-0,1

5.2.1. Avaliação Quantitativa da Simulação

A Tabela 5.6 apresenta o cálculo do erro da precipitação, obtido da simulação com o observado pelas estações do SAISP e INMET sobre a RMSP. Foram utilizados todos os pontos da simulação e os dados das estações foram interpolados para a grade da simulação, utilizando um método de média ponderada pela distância.

Assim, como para a simulação com TEB, o viés apresenta uma tendência de subestimação da precipitação pela simulação. Comparando com a Tabela 5.2, a simulação sem TEB possui menor destreza com relação a precipitação. Sendo encontrados erros maiores nos índices Viés, MAE, RMSE e DPIELKE.

O coeficiente de correlação espacial é obtido valor zero para precipitação. Isso nos diz que a simulação não é capaz nem de representar o fenômeno. Dessa forma, não há sentido em analisar a precisão com relação a localização espacial e a intensidade.

Comparando o desvio padrão do observado com o simulado, o observado possui maior variação e a simulação não consegue alcançar a alta variabilidade da amostra medida pelos pluviômetros.

Tabela 5.6 - Erro da precipitação simulada X pluviômetros.

Viés	-1,90
MAE	2,80
RMSE	6,87
Coefficiente de correlação espacial	0
Desvio padrão da simulação	1,20
Desvio padrão do Observado	6,58
DPIELKE	2,88

A Tabela 5.7 apresenta o cálculo do erro da temperatura obtida do perfil simulado com o observado pela sondagem de Campo de Marte das 12 UTC do dia 14 de fevereiro de 2103. Foram utilizados todos os 75 níveis da sondagem e os dados da simulação foram interpolados, utilizando uma média ponderada pela distância. A temperatura é em média um pouco superestimada pela simulação, apesar de uma camada próxima da superfície com temperatura subestimada. Comparando com a simulação com TEB, na Tabela 5.3, há pouca diferença no perfil de temperatura, que vai ser encontrado apenas na terceira casa decimal dos índices estatísticos. Apenas o desvio padrão apresenta alguma diferença. Indicando que, a simulação sem TEB suaviza mais o perfil de temperatura, não alcançando a variação apresentada pelo perfil observado e pelo perfil simulado com TEB.

Tabela 5.7 - Erro da temperatura simulada X sondagem.

Viés	0,25
MAE	0,88
RMSE	1,31
Coefficiente de correlação espacial	1
Desvio padrão da simulação	32,45
Desvio padrão do Observado	32,94
DPIELKE	0,09

A Tabela 5.8 apresenta o cálculo do erro da temperatura do ponto de orvalho obtida do perfil simulado com o observado pela sondagem de Campo de Marte das 12 UTC do dia 14 de fevereiro de 2103. Foram utilizados os 39 níveis da sondagem e os dados da simulação foram interpolados, utilizando uma média ponderada pela distância. O Viés positivo apresenta superestimação da umidade pelas simulações. O mesmo valor encontrado por MAE mostra que não houve subestimação no perfil. Ao comparar com a simulação com TEB (Tabela 5.4), os índices MAE, RMSE e DPIELKE, apresentam maior erro para a simulação sem TEB. O

desvio padrão da simulação sem TEB é menor, mostrando menor desempenho em obter as variações do perfil de umidade. De maneira geral, a simulação com TEB é mais eficaz em representar o perfil de temperatura do ponto de orvalho.

Tabela 5.8 - Erro da temperatura do ponto de orvalho simulada X sondagem.

Viés	8,05
MAE	8,05
RMSE	9,24
Coeficiente de correlação espacial	0,96
Desvio padrão da simulação	12,61
Desvio padrão do Observado	15,62
DPIELKE	1,08

5.2.2. Análise Qualitativa dos Índices Convectivos

A Figura 5.24 apresenta o campo de CAPE e Índice de Levantamento (IL), pouco antes da tempestade. Existe uma área mais instável na região sul de São Paulo, acompanhando o gradiente de temperatura apresentado na Figura 5.20. Áreas com gradiente de temperatura acentuado apresentam alta instabilidade devido ao encontro de massas de ar com diferentes densidades, onde o ar quente é forçado a ser levantado acima do ar frio. Comparando com a simulação com TEB, na Figura 5.12, a instabilidade gerada pela simulação sem TEB é menor e não avança até as regiões oeste e central de SP. Então pegamos um ponto nesta área mais instável, no sul do município, para verificar sua evolução temporal, através da Figura 5.25. Nessa figura há um aumento rápido da instabilidade até as 17 UTC e após este horário uma lenta redução. Que está de acordo com a simulação, pois ao não gerar precipitação, não ocorre um consumo rápido da instabilidade. Também foi observado o CINE para esta simulação e este apresenta valores baixos ou nulos sobre a RMSP, apresentando pouca resistência a convecção.

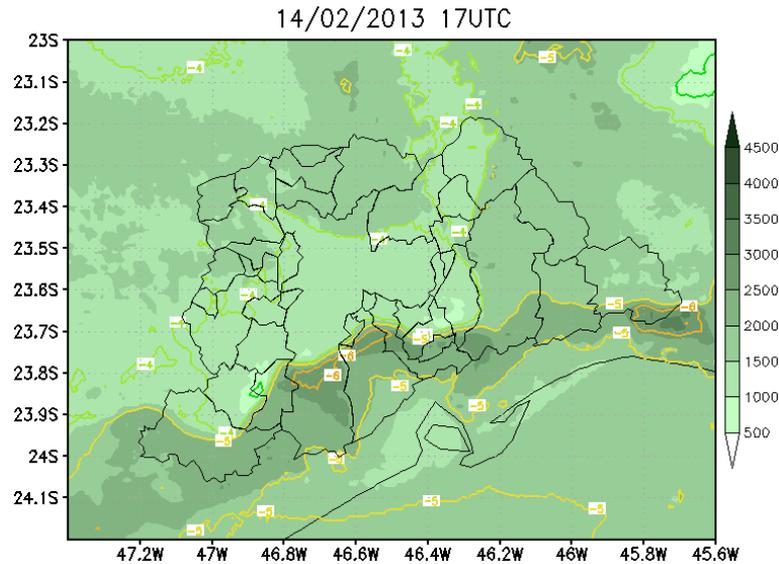


Figura 5.24 - CAPE (J Kg⁻¹) sombreado e Índice de Levantamento (°C) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

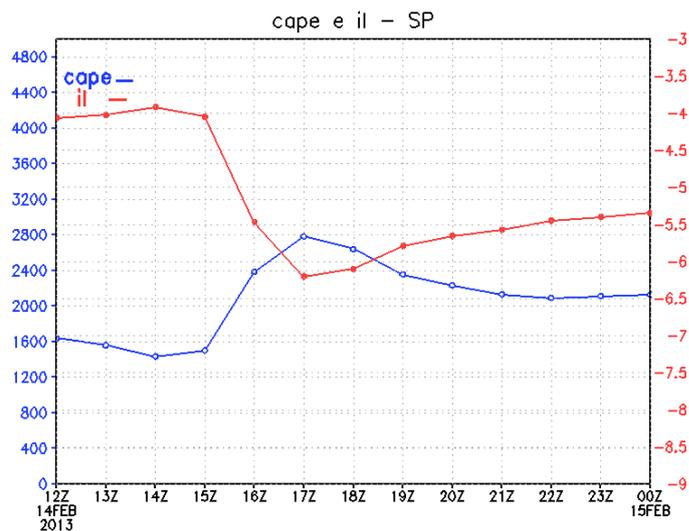


Figura 5.25 – CAPE (J Kg⁻¹) e Índice de Levantamento (°C) no ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.26 apresenta o campo de DNRV (cisalhamento nos primeiros 6 km da atmosfera) e HRT3 uma medida da helicidade (cisalhamento direcional) nos primeiros 3 km da atmosfera. Os maiores valores são encontrados próximos do litoral e entre a serra e a região das represas, local onde há a presença de ar mais frio e encontro com a massa de ar quente da mancha urbana. Este cisalhamento pode ser provocado pela circulação da brisa, que leva ar frio em superfície para a área urbana e retorna em níveis mais altos. Figura 5.27 possui a evolução temporal destes índices, sobre o mesmo ponto observado anteriormente. Logo antes da tempestade, DNRV chega a valores em torno de 39 m² s⁻². Este acima do limiar de 20 m² s⁻² para tempo severo (tornádico ou não). O que dá suporte a sistemas organizados. Já HRT3 chega a valores de até -100 m² s⁻², indicando baixa probabilidade de ocorrência de

supercélulas tornádicas. Comparando com a simulação com TEB (Figura 5.15), são encontrados valores semelhantes nas regiões das represas e entre a serra e mancha urbana, porém este ambiente favorável não encontra as regiões oeste e central de SP, ficando confinada ao sul do município.

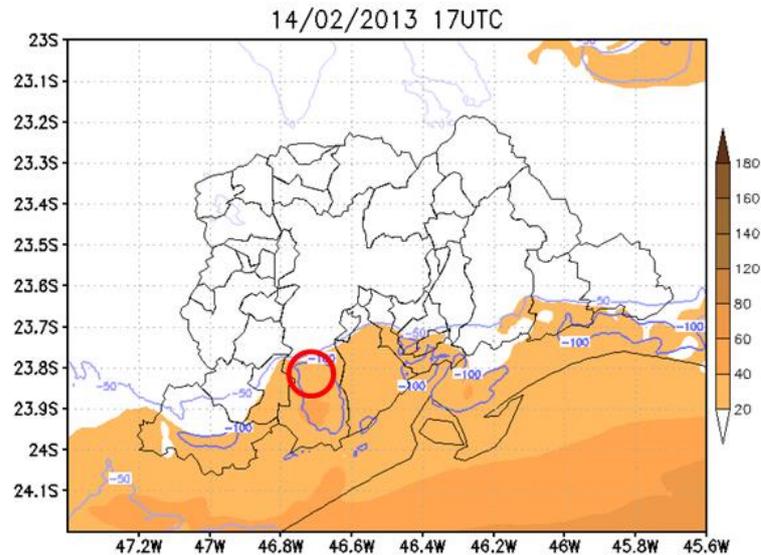


Figura 5.26 - DNRV (Cisalhamento até 6 km da superfície, $m^2 s^{-2}$) sombreado e HRT3 (Helicidade até 3 km da superfície, $m^2 s^{-2}$) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

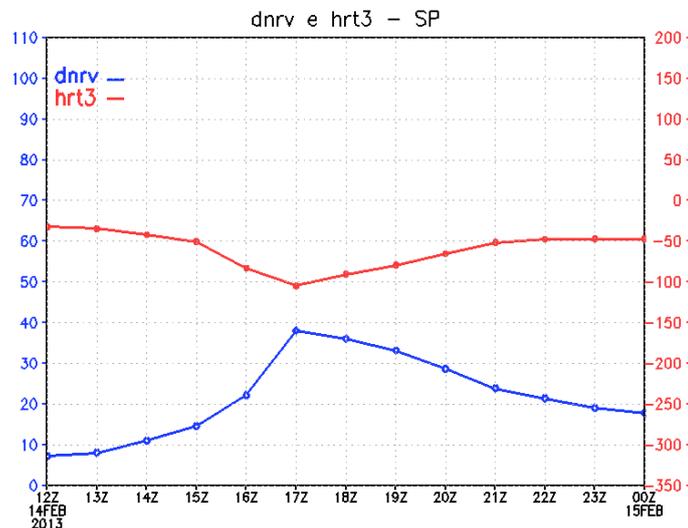


Figura 5.27 - DNRV (Cisalhamento até 6 km da superfície, $m^2 s^{-2}$) e HRT3 (Helicidade até 3 km da superfície, $m^2 s^{-2}$), no ponto dentro do círculo vermelho da figura anterior, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.28 apresenta os índices IEH e SUP, parâmetros compostos de CAPE e HRT3 e de CAPE, HRT3 e DNRV, respectivamente. Devido a isto, apresentam distribuição espacial semelhante ao dos que lhe deram origem. Com valores mais intensos acompanhando a frente de brisa.

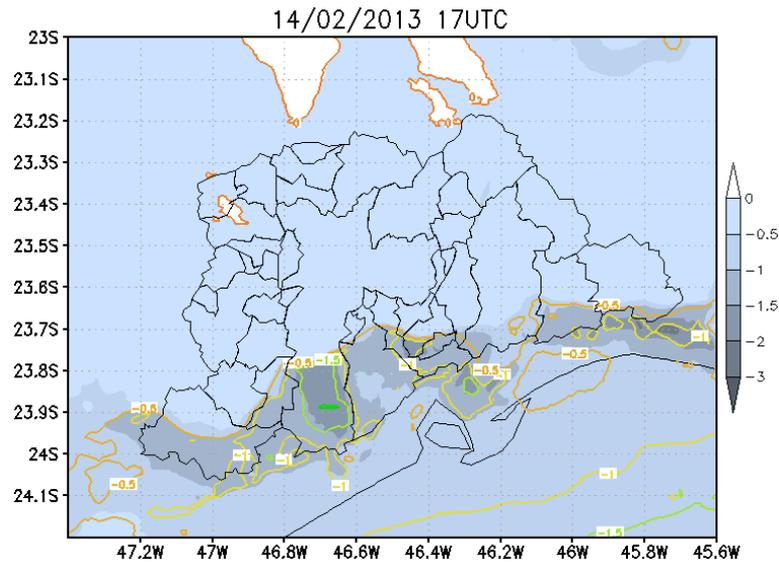


Figura 5.28 - IEH (Índice de Energia-Helicidade, adimensional) sombreado e SUP (Parâmetro de Supercélula, adimensional) em contornos, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.29 apresenta a evolução temporal destes índices, com IEH e SUP chegando a -1,8 às 17Z. Estes índices não descartam a ocorrência de tempo severo não-tornádico. Sendo SUP, encontrado em ambientes favoráveis a supercélulas no HN.

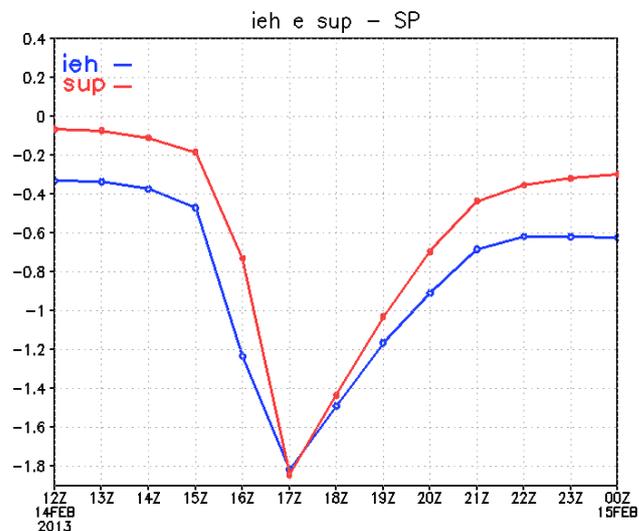


Figura 5.29 - IEH (Índice de Energia-Helicidade, adimensional) e SUP (Parâmetro de Supercélula, adimensional), no ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

5.3. CENÁRIOS FUTUROS DE OCUPAÇÃO URBANA PARA A TEMPESTADE DE 14 DE FEVEREIRO DE 2013

5.3.1. Verticalização Atual para a Mancha Urbana de 2030

A Figura 5.30 apresenta a chuva acumulada, obtida com a simulação onde a mancha urbana atual foi substituída por uma previsão de ocupação urbana para 2030 (Figura 3.4), correspondente ao Ensaio 2. Comparando com a simulação para o cenário atual, na Figura 5.4, o cenário com maior mancha urbana causou chuva em uma área maior, aumentando o volume precipitado sobre a RMSP. Este resultado está de acordo com o encontrado por outros autores que testaram o impacto do uso do solo urbano ao redor do mundo, como em Carrió et al. (2010), Rozoff et al. (2003), Pathirana et al. (2014), Mölders & Olson (2004), Zhong & Yang (2015), Souza et al. (2016) e Freitas et al. (2009).

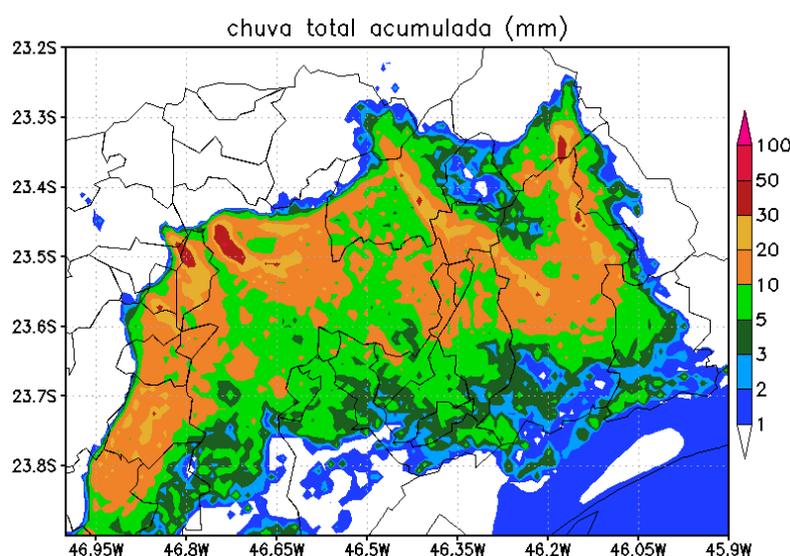


Figura 5.30 - Chuva acumulada (mm) durante o evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida com as variáveis acccon e totpcp da terceira grade do Ensaio 2.

A Figura 5.31, apresenta a temperatura e o vento próximos da superfície. Em comparação à simulação para o cenário atual, na Figura 5.21, ocorre um aumento da temperatura nas regiões agora com ocupação urbana. Na parte leste da RMSP, agora ocupada, a frente de brisa chega mais cedo. Há uma maior intensidade dos ventos provenientes da frente de brisa, devido a intensificação da convergência.

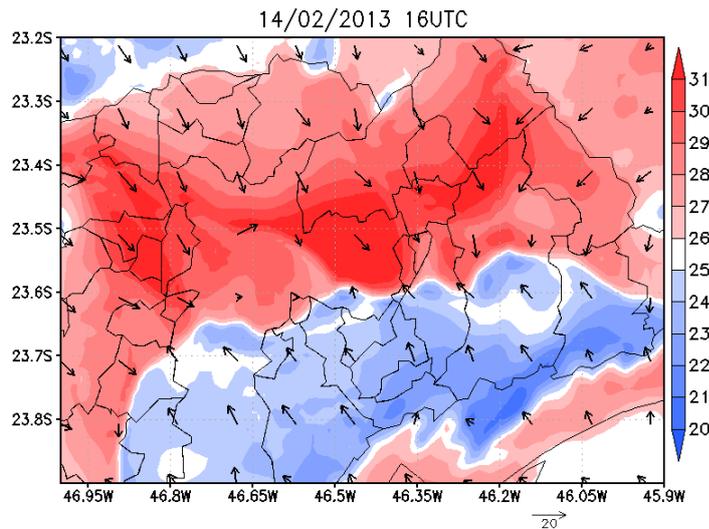


Figura 5.31 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e vento em 10 metros (km h^{-1} , vetores) da terceira grade do Ensaio 2, para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.32 apresenta a comparação de alguns campos meteorológicos entre a simulação para o cenário com a mancha urbana de 2030 e o cenário urbano atual. Nesta, é possível ver que o Ensaio 2, possui um aumento da temperatura máxima, porém o ar frio proveniente da frente de brisa chega mais cedo no leste da RMSP, assim como ocorre na região central. Em consequência ao aumento da temperatura também ocorre um redução na pressão ao nível do mar. A intensidade do vento sofre uma intensificação sobre a área urbanizada.

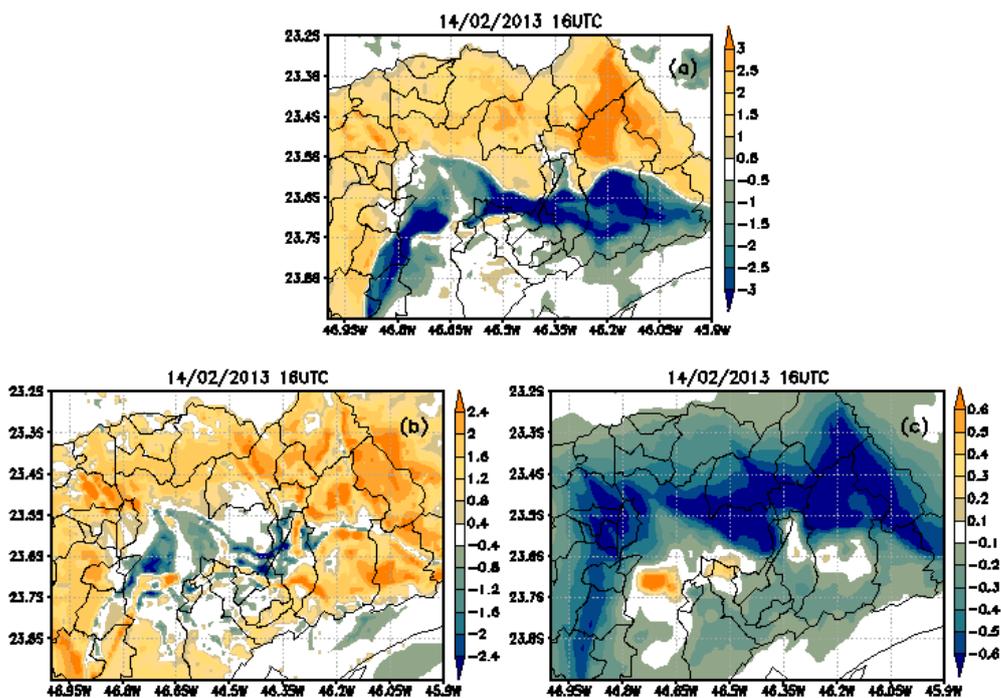


Figura 5.32 – (a) Diferença da temperatura no primeiro nível do modelo entre o Ensaio 2 e o Ensaio 1 ($^{\circ}\text{C}$); (b) Diferença na magnitude dos ventos em 10 m (m s^{-1}); (c) Diferença na pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

5.3.2. Verticalização Futura para a Mancha Urbana Atual

A Figura 5.33 apresenta a chuva acumulada, obtida com a simulação onde o tipo urbano constituído por casas foi substituído por prédios de 50 m, correspondente ao Ensaio 3. Comparando com a simulação para o cenário atual, na Figura 5.4, o cenário com maior verticalização diminui a intensidade da precipitação.

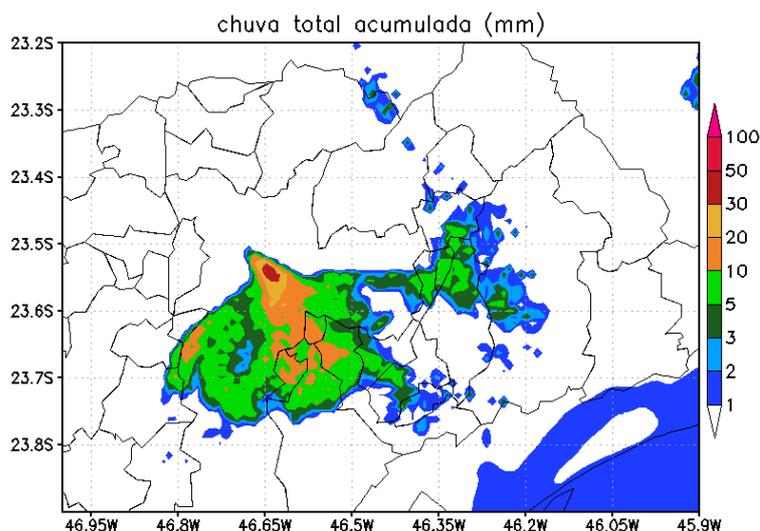


Figura 5.33 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida com as variáveis acccon e totpcp da terceira grade do Ensaio 3.

A Figura 5.34, apresenta a temperatura e o vento próximos da superfície. Em comparação à simulação para o cenário atual (Ensaio 1), na Figura 5.21, os campos de temperatura são muito semelhantes, o que poderá ser verificado com a diferença entre os campos. Assim como, há uma menor intensidade do vento sobre a região central, esperada já que houve aumento da rugosidade com a elevação das construções.

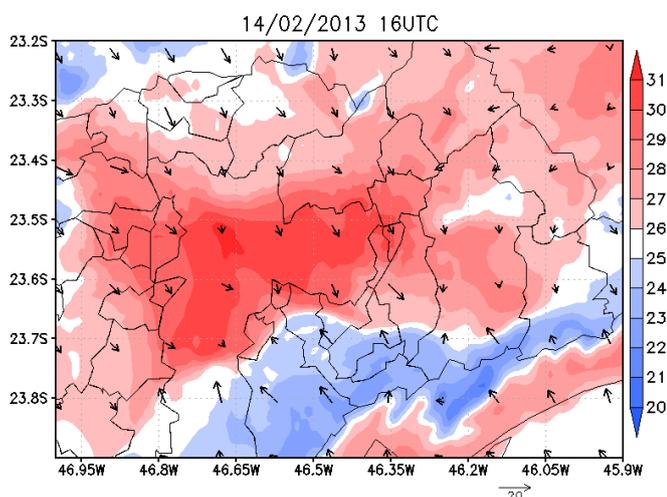


Figura 5.34 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e vento em 10 metros (km h^{-1} , vetores) da terceira grade do Ensaio 3, para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.35 apresenta a comparação de alguns campos meteorológicos entre a simulação para o cenário com construções mais altas e o cenário urbano atual. Nesta, é possível ver que em média, o Ensaio 3 aumenta a temperatura máxima em mais de 3 °C, devido ao bloqueio da frente de brisa, porém também há uma redução na temperatura na região central. Em consequência a redução da temperatura a pressão ao nível do mar aumenta nesta região. Os ventos em 10 m passam por uma redução na intensidade.

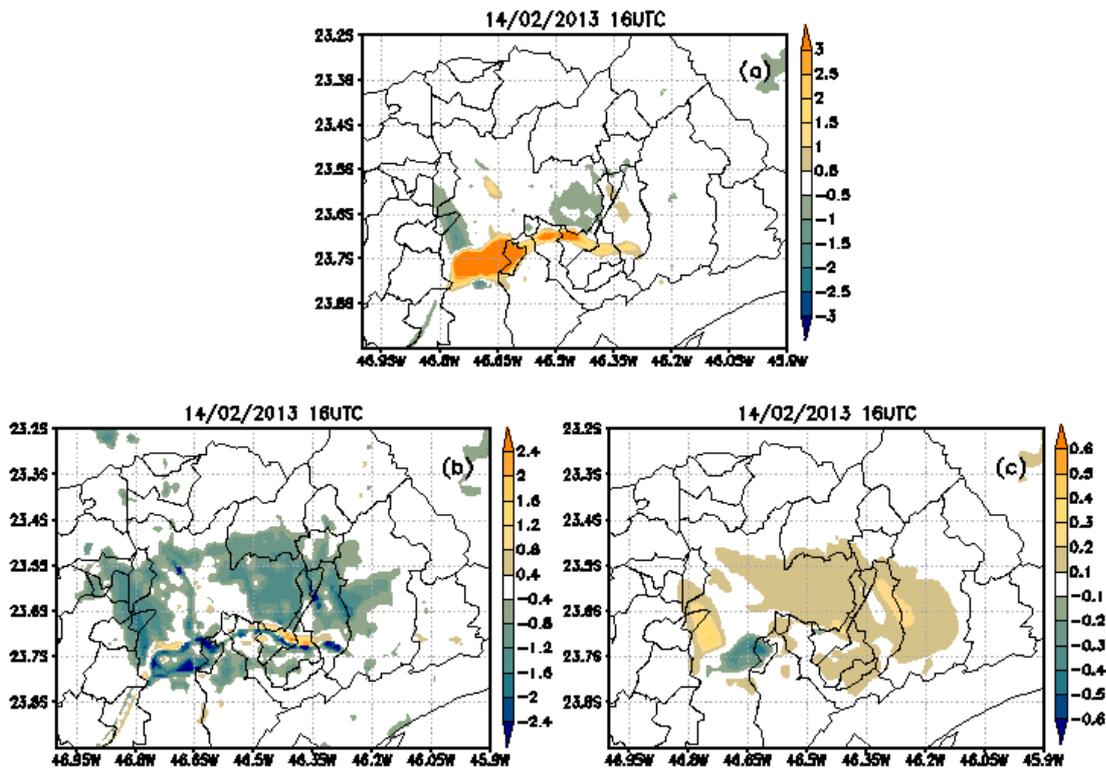


Figura 5.35 – (a) Diferença da temperatura (°C) no primeiro nível do modelo entre o Ensaio 3 e o Ensaio 1; (b) Diferença na magnitude dos ventos em 10 m (m s^{-1}); (c) Diferença na pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

5.3.3. Verticalização Futura para a Mancha Urbana de 2030

A Figura 5.36 apresenta a chuva acumulada, obtida com a simulação onde a mancha urbana atual foi substituída por uma previsão de ocupação urbana para 2030 (Figura 3.4) e onde o tipo urbano constituído por casas foi substituído por prédios de 50 m. Comparando com a simulação para o cenário atual, na Figura 5.4, este cenário causou chuva em uma área maior, aumentando o volume precipitado sobre a RMSP. Porém em comparação a precipitação obtida para o cenário com mancha urbana de 2030 e altura das construções atual (Figura 5.30), a tempestade cobre uma área menor e diminui a intensidade da precipitação.

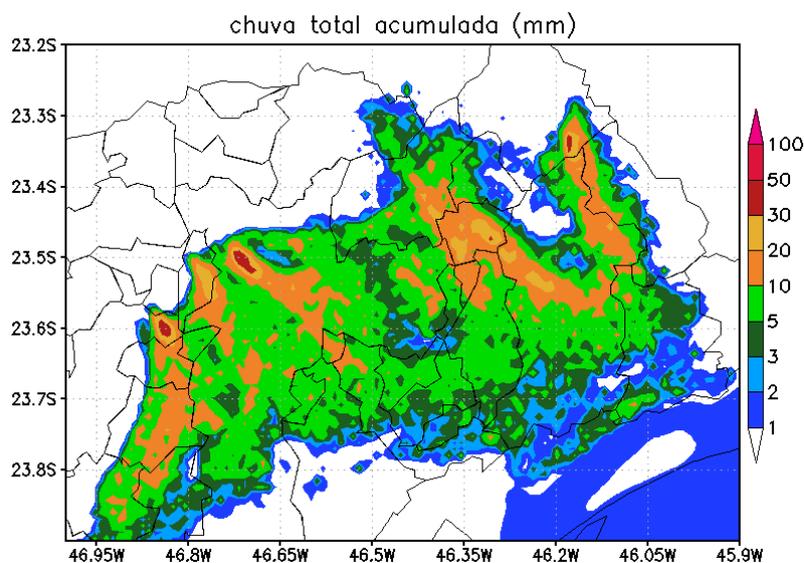


Figura 5.36 - Chuva acumulada (mm) durante o evento de 14 de fevereiro de 2013, obtida com as variáveis acccon e totpcp da terceira grade do Ensaio 4.

A Figura 5.37, apresenta a temperatura e o vento próximos da superfície. Em comparação à simulação para o cenário atual, na Figura 5.21, ocorre um aumento da temperatura nas regiões agora com ocupação urbana, na parte leste da RMSP, agora ocupada, a frente de brisa chega mais cedo. Há uma menor intensidade do vento sobre a área urbana, esperada já que houve aumento da rugosidade com as construções. Em comparação ao evento com mancha urbana de 2030 com casas no segundo tipo urbano (Figura 5.31), a frente de brisa avança menos.

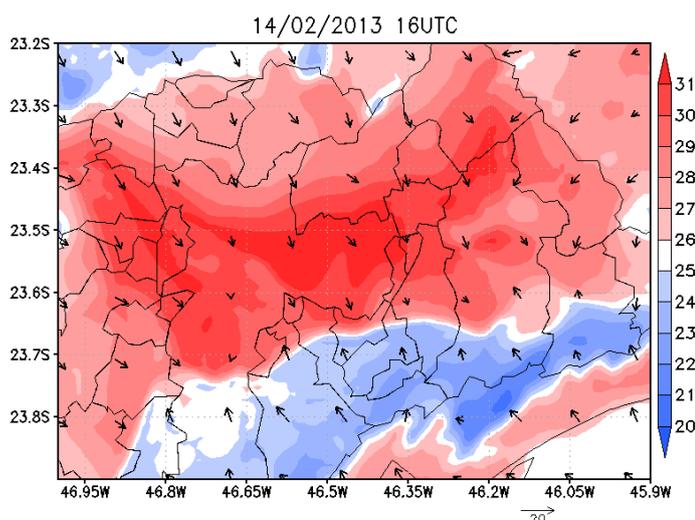


Figura 5.37 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e vento em 10 metros (km h^{-1} , vetores) da terceira grade do Ensaio 4, para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.38 apresenta a comparação de alguns campos meteorológicos entre a simulação para o cenário da mancha urbana de 2030 com construções altas e o cenário urbano

atual. Nesta, é possível ver que o Ensaio 4, possui um aumento da área precipitada, levando chuvas sobre as regiões que agora possuem uso do solo urbano. Esta área urbana, também causa um aumento da temperatura máxima, porém o ar frio proveniente da frente de brisa chega mais cedo sobre a região, assim como ocorre na região central da RMSP. Em consequência ao aumento da temperatura também ocorre uma redução na pressão ao nível do mar. A intensidade do vento sofre uma redução sobre a área urbanizada.

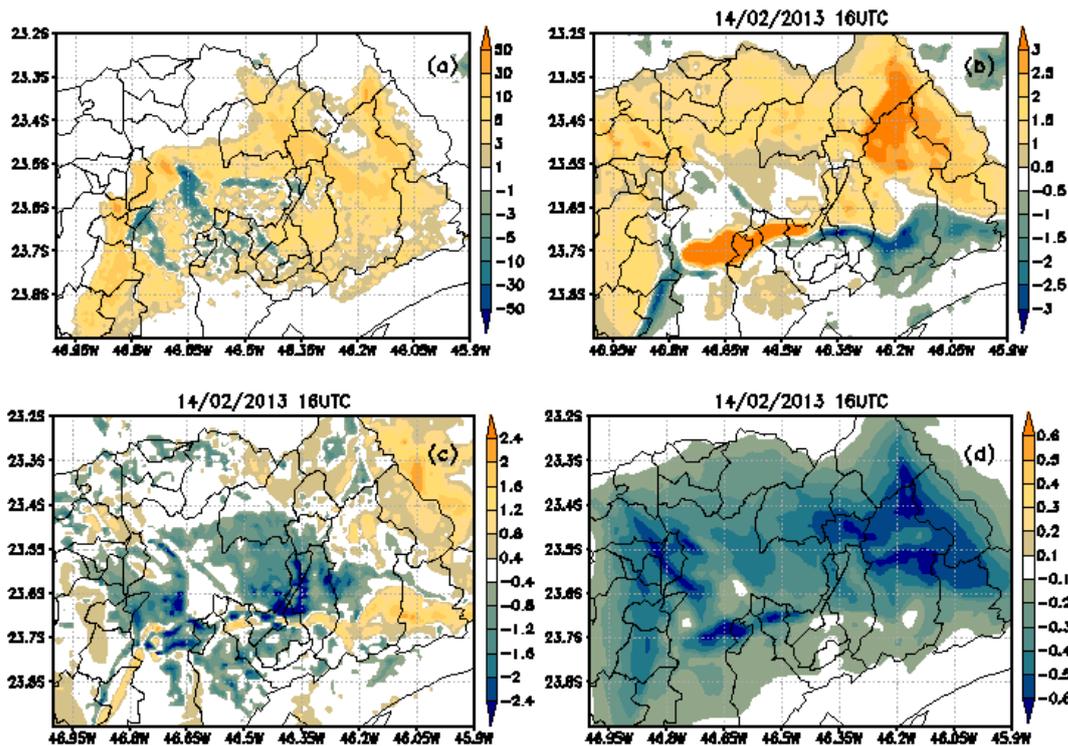


Figura 5.38 - a) Diferença da chuva total acumulada (mm) entre o Ensaio 4 e o Ensaio 1; b) Diferença da temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$) às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013; c) Diferença na magnitude dos ventos em 10 m (m s^{-1}) às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013; d) Diferença na pressão ao nível médio do mar (hPa) às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.39 apresenta a comparação de alguns campos meteorológicos entre a simulação para o cenário da mancha urbana de 2030 com construções altas e o cenário apenas com a mancha urbana para 2030, com casas no tipo urbano 2. Nesta, é possível ver que o Ensaio 4, diminui a precipitação, confinando as chuvas ao sul do observado no Ensaio 2. Nesta área, também ocorre um aumento da temperatura, indicando que a frente de brisa não conseguiu avançar sobre a região. Em outras áreas da RMSP há uma pequena redução da temperatura, que aumenta a pressão ao nível do mar. A intensidade do vento sofre uma redução sobre a área urbanizada devido ao aumento da rugosidade.

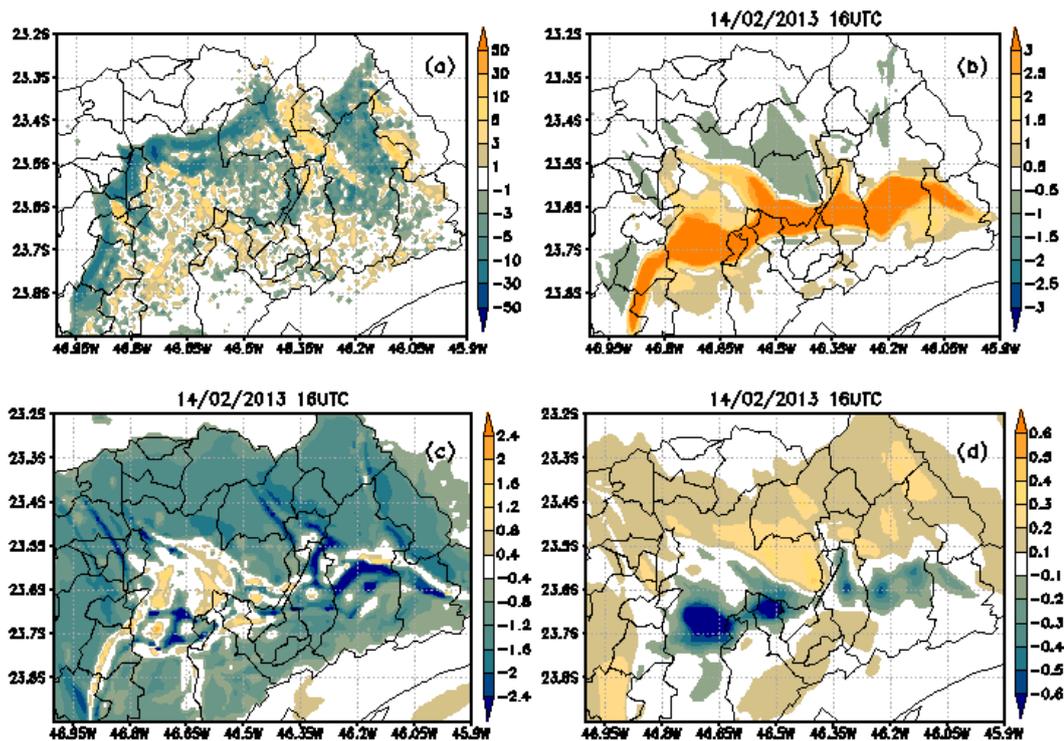


Figura 5.39 - a) Diferença da chuva total acumulada (mm) entre o Ensaio 4 e o Ensaio 2; b) Diferença da temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$), para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013; c) Diferença na magnitude dos ventos em 10 m (m s^{-1}), para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013; d) Diferença na pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

5.3.4. Resultados Obtidos com o Método de Separação de Fatores

A Figura 5.40 e a Figura 5.41 apresentam as precipitações induzidas pelo aumento da mancha urbana, pelo aumento da urbanização vertical e pela interação entre ambos, utilizando os métodos de Barros Neto et al. (1995) e Stein & Alpert (1993), respectivamente. A partir destes campos é possível observar que o aumento da mancha urbana é capaz de aumentar a quantidade de chuva sobre as regiões que ainda não possuem urbanização densa. Sobre as regiões já urbanizadas este padrão não fica claro, havendo um pequeno aumento sobre a precipitação total somada em toda a área. Indicando que a mudança do uso do solo rural para o urbano é determinante para a ocorrência de chuva. O campo para a precipitação, induzida pela verticalização da área urbana atual, apresenta uma tendência para supressão da chuva. A interação entre os fatores apresenta um meio termo entre o aumento da área precipitada, relacionada ao fator de aumento da área urbana, porém com redução na quantidade de chuva e o posicionamento da chuva mais ao sul, relacionada ao fator de verticalização. Ambos os métodos apresentam resultados semelhantes.

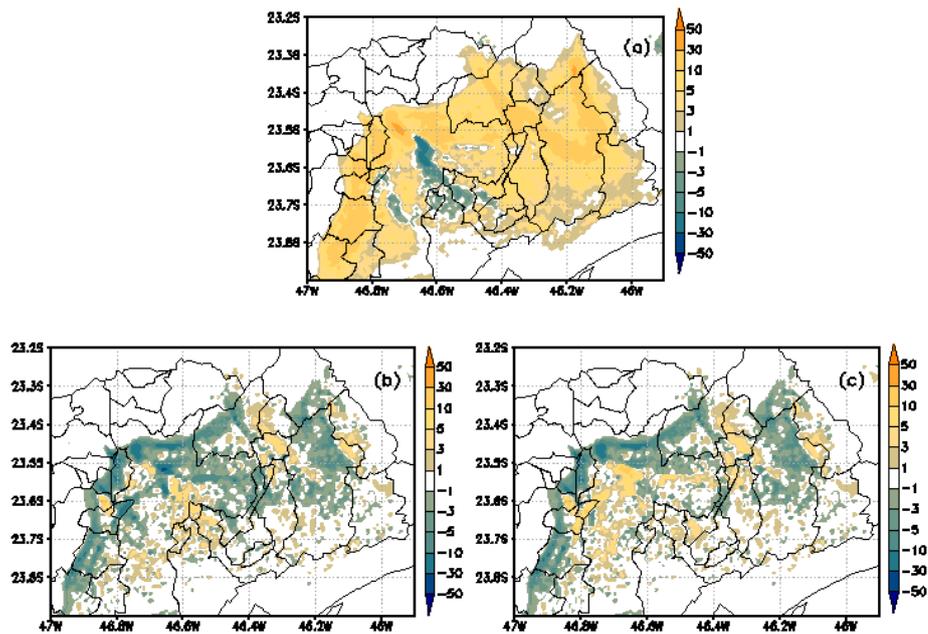


Figura 5.40 – Precipitação (mm) induzida pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Barros Neto et al. (1995).

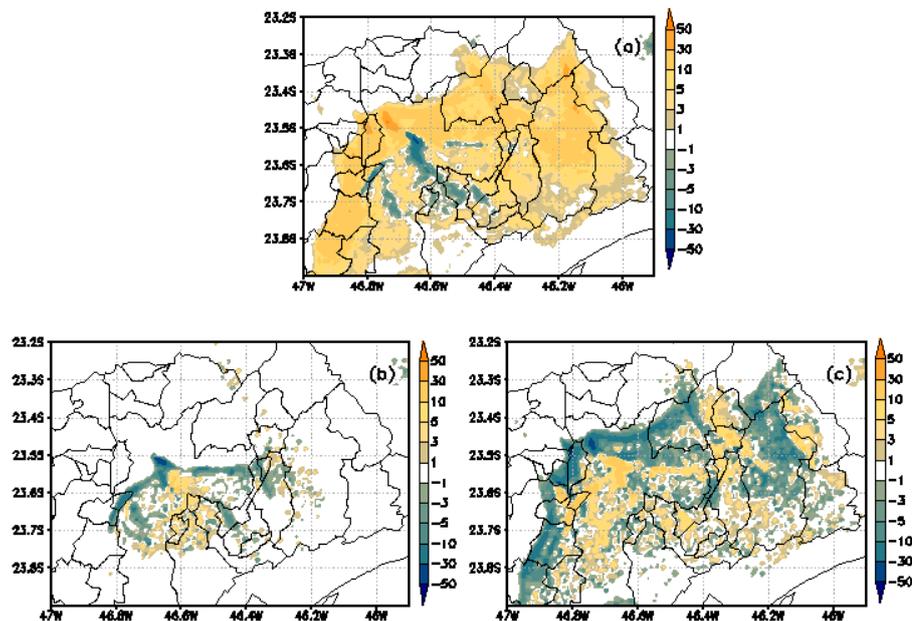


Figura 5.41 - Precipitação (mm) induzida pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993).

A Figura 5.42 e a Figura 5.43 apresentam o CAPE induzido pelo aumento da mancha urbana, pelo aumento da urbanização vertical e pela interação entre ambos, utilizando os métodos de Barros Neto et al. (1995) e Stein & Alpert (1993), respectivamente. Nestas, ambos os fatores e sua interação contribuem para aumento do CAPE, embora o aumento da

mancha urbana cause maior impacto, chegando a aumentar o CAPE em mais de 800 J kg^{-1} . No entanto, a barreira de prédios bloqueia a frente de brisa marítima, responsável por causar levantamento e aumentar a instabilidade (devido ao aumento da umidade) sobre a RMSP, baixando o CAPE em lugares que poderiam estar mais altos. Isto pode ser visto em ambos os métodos.

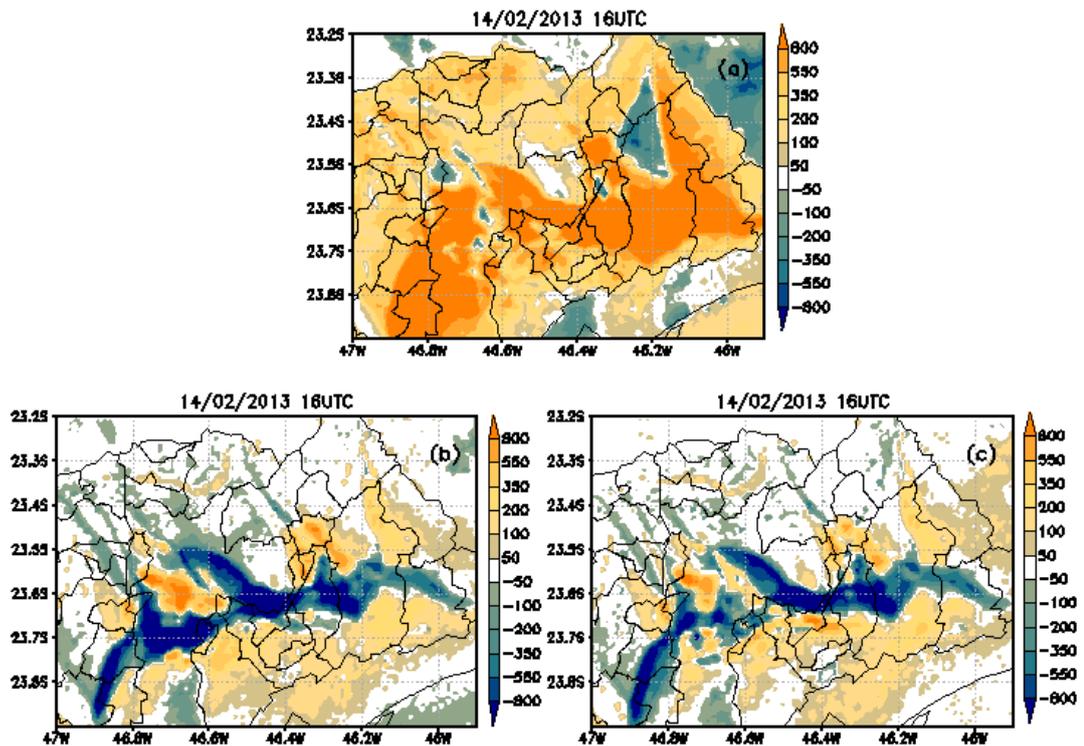


Figura 5.42 – CAPE (J kg^{-1}) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Barros Neto et al. (1995). Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

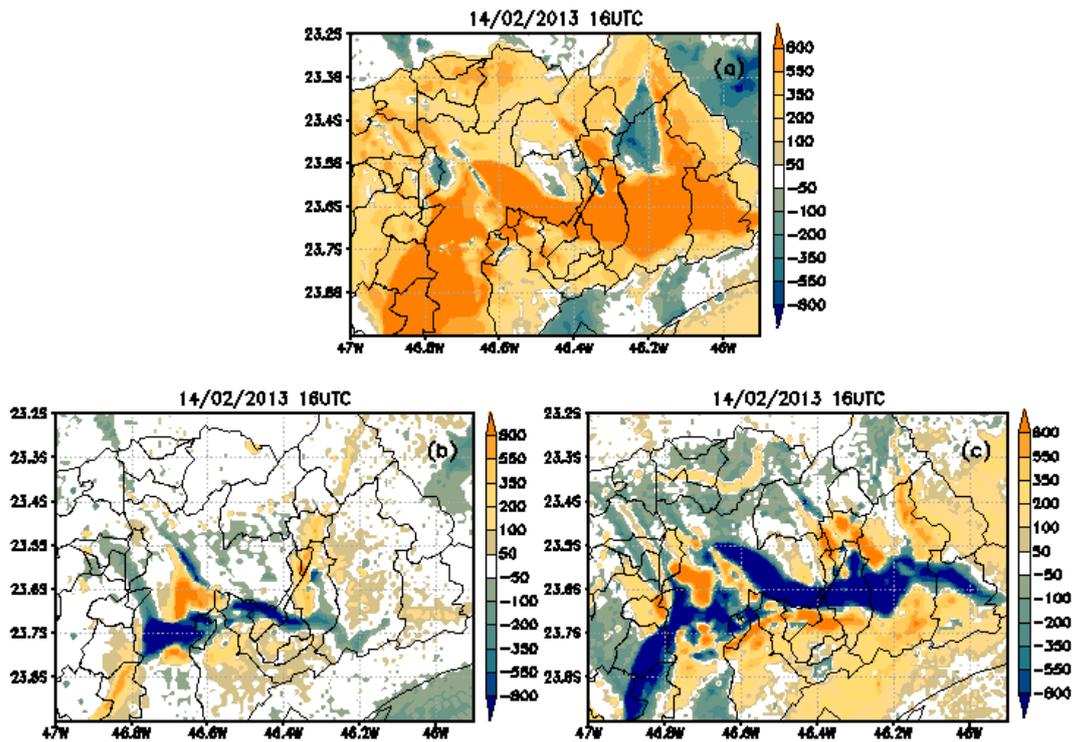


Figura 5.43 – CAPE (J kg^{-1}) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993). Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.44 e a Figura 5.45 apresentam o IL induzido pelo aumento da mancha urbana, pelo aumento da urbanização vertical e pela interação entre ambos, utilizando os métodos de Barros Neto et al. (1995) e Stein & Alpert (1993), respectivamente. Novamente, a instabilidade aumenta, diminuindo os valores de IL, principalmente com o aumento da mancha urbana, onde há uma redução do IL de mais de $2\text{ }^{\circ}\text{C}$. O impacto da urbanização vertical causa aumento do IL onde a frente de brisa não avança, causando redução na instabilidade, semelhante ao que ocorre com CAPE.

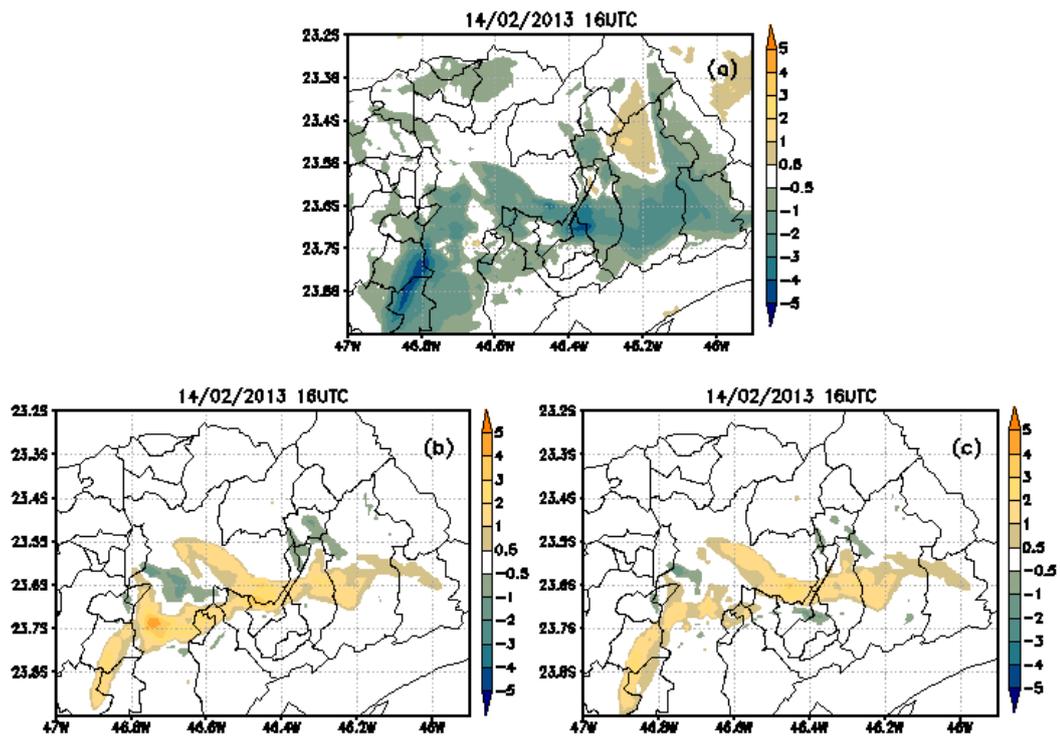


Figura 5.44 - IL ($^{\circ}$ C) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Barros Neto et al. (1995). Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

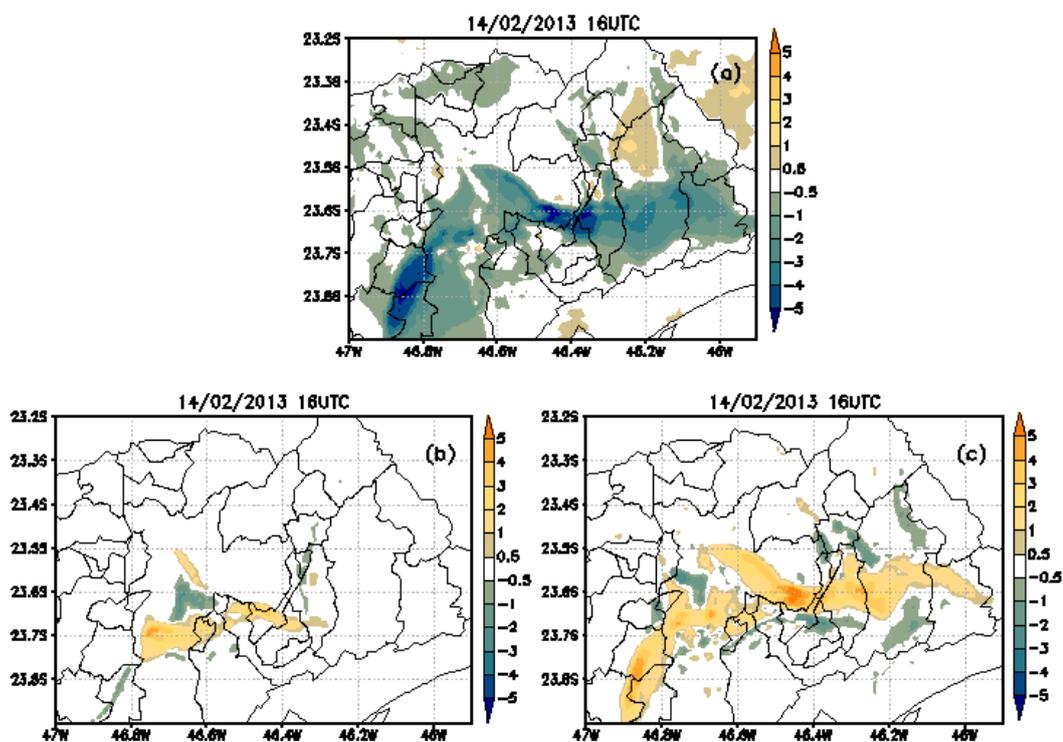


Figura 5.45 – IL ($^{\circ}$ C) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993). Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

A Figura 5.46 e a Figura 5.47 apresentam o DNRV induzido pelo aumento da mancha urbana, pelo aumento da urbanização vertical e pela interação entre ambos, utilizando os métodos de Barros Neto et al. (1995) e Stein & Alpert (1993), respectivamente. O impacto causado pelo aumento da mancha urbana e intensificação da ICU causa aumento do DNRV. A brisa marítima também é uma fonte de cisalhamento, devido a sua circulação. Portanto EUV diminui o cisalhamento sobre a RMSP. A interação entre os dois fatores apresenta um aumento de DNRV devido ao efeito da mancha urbana, porém também reduz com o bloqueio da frente de brisa.

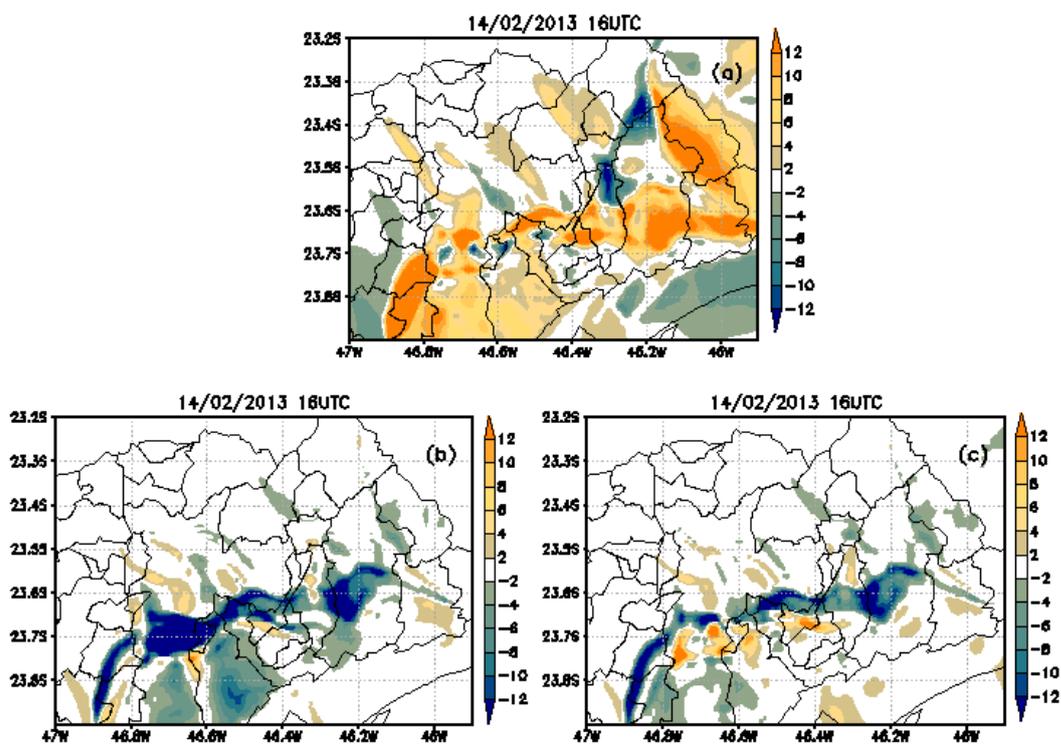


Figura 5.46 – DNRV ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Barros Neto et al. (1995). Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013.

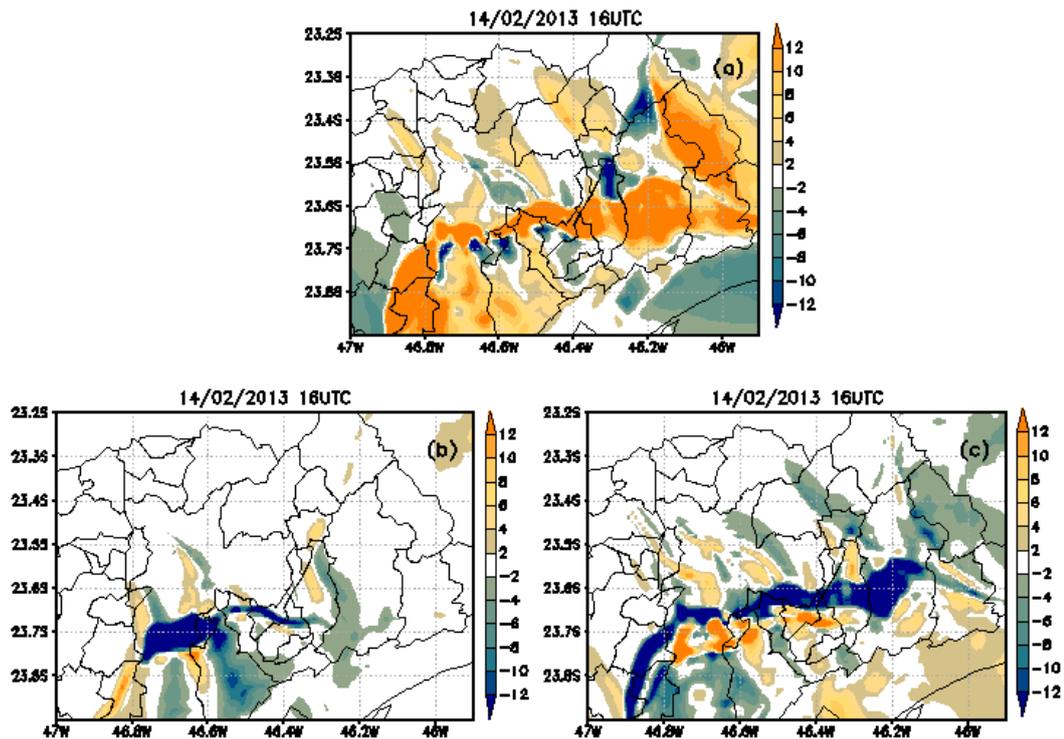


Figura 5.47 – DNRV ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU, (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV, (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV, (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993). Todos para às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013. Às 16 UTC do dia 14 de fevereiro de 2013

5.4. ESTUDO DE CASO DA TEMPESTADE DE 16 DE JANEIRO DE 2017

Na madrugada do dia 16 de janeiro de 2017, ocorreram fortes chuvas com acumulados significativos sobre a RMSP, estas chuvas incrementaram acumulados já observados desde a tarde do dia 15 de janeiro e se mantiveram nos próximos dias com menor intensidade. O período de chuva mais intensa pode ser observado pela refletividade de radar apresentado na Figura 5.48. Nela, a instabilidade se aproxima da RMSP pelo norte e passa por sua fase mais intensa na parte norte da cidade de São Paulo, após isso, se enfraquece, porém continua a gerar uma precipitação fraca em grande parte da RMSP. Este temporal causou uma morte no município de Guarulhos, alagamentos intransitáveis e transbordamento de córregos, prejudicando o tráfego de veículos, (como observado por Picolo (2018) e CGE, Centro de Gerenciamento de Emergências Climáticas; <https://www.cgesp.org/v3/noticias.jsp>).

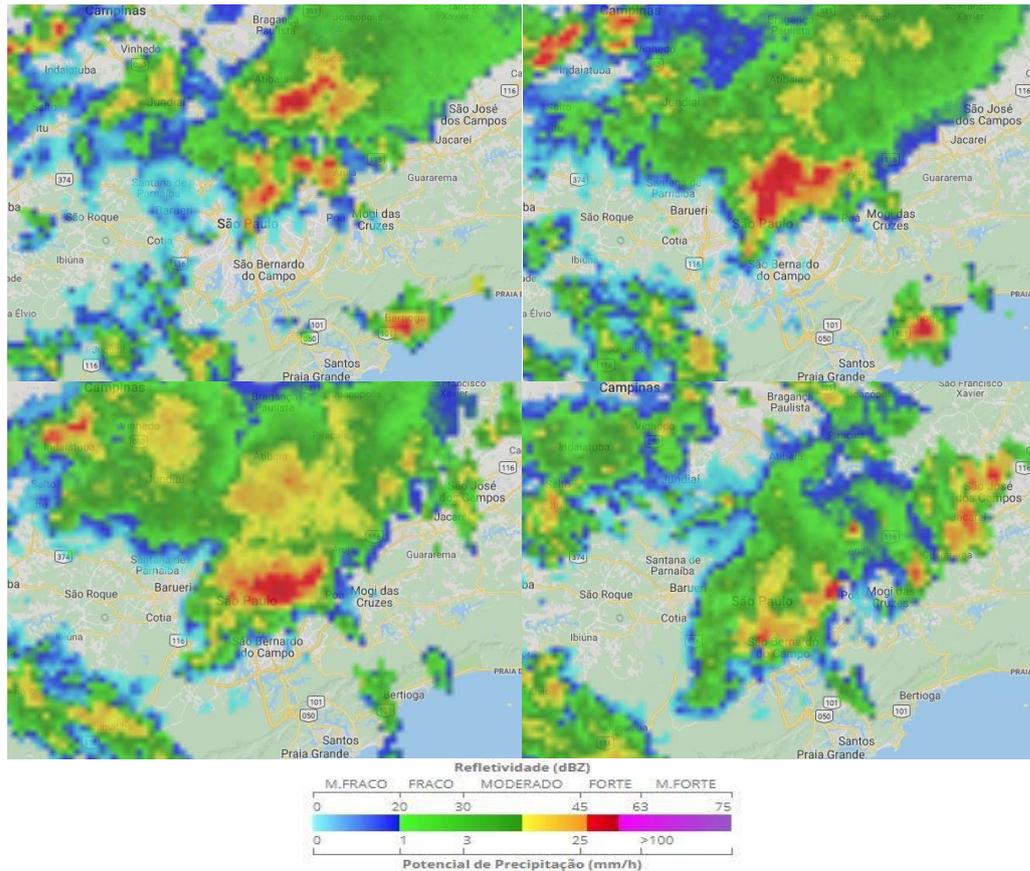


Figura 5.48 - Reletividade do MAXCAPPI no radar de São Roque-SP, às 00:45 GMT (superior esquerdo), 01:15 GMT (superior direito), 02:00 GMT (inferior esquerdo) e 02:45 GMT (inferior direito) de 16 de janeiro de 2017. Fonte: <https://www.redemet.aer.mil.br/?i=produtos&p=radares-meteorologicos>.

Na última imagem ao leste da RMSP, começam a se intensificar novos núcleos convectivos, que irão causar acumulados significativos principalmente sobre o município de Mogi das Cruzes, porém este foi considerado como um novo caso de tempestade e não entrará no restante da discussão.

A Figura 5.49 apresenta a chuva acumulada em 1 hora, simulada pelo Ensaio 1, a fim de ser comparada com o observado na reletividade do radar. Nela há uma boa correspondência da localização da chuva, que começa a ser gerada mais cedo pela simulação do que o observado. Os máximos de precipitação sobre a cidade de São Paulo ocorrem entre às 16 UTC e 19 UTC do dia 15 de janeiro de 2017 e o máximo de precipitação ocorrido em Francisco Morato ocorre entre às 22 UTC do dia 15 de janeiro e 00 UTC de 16 de janeiro de 2017.

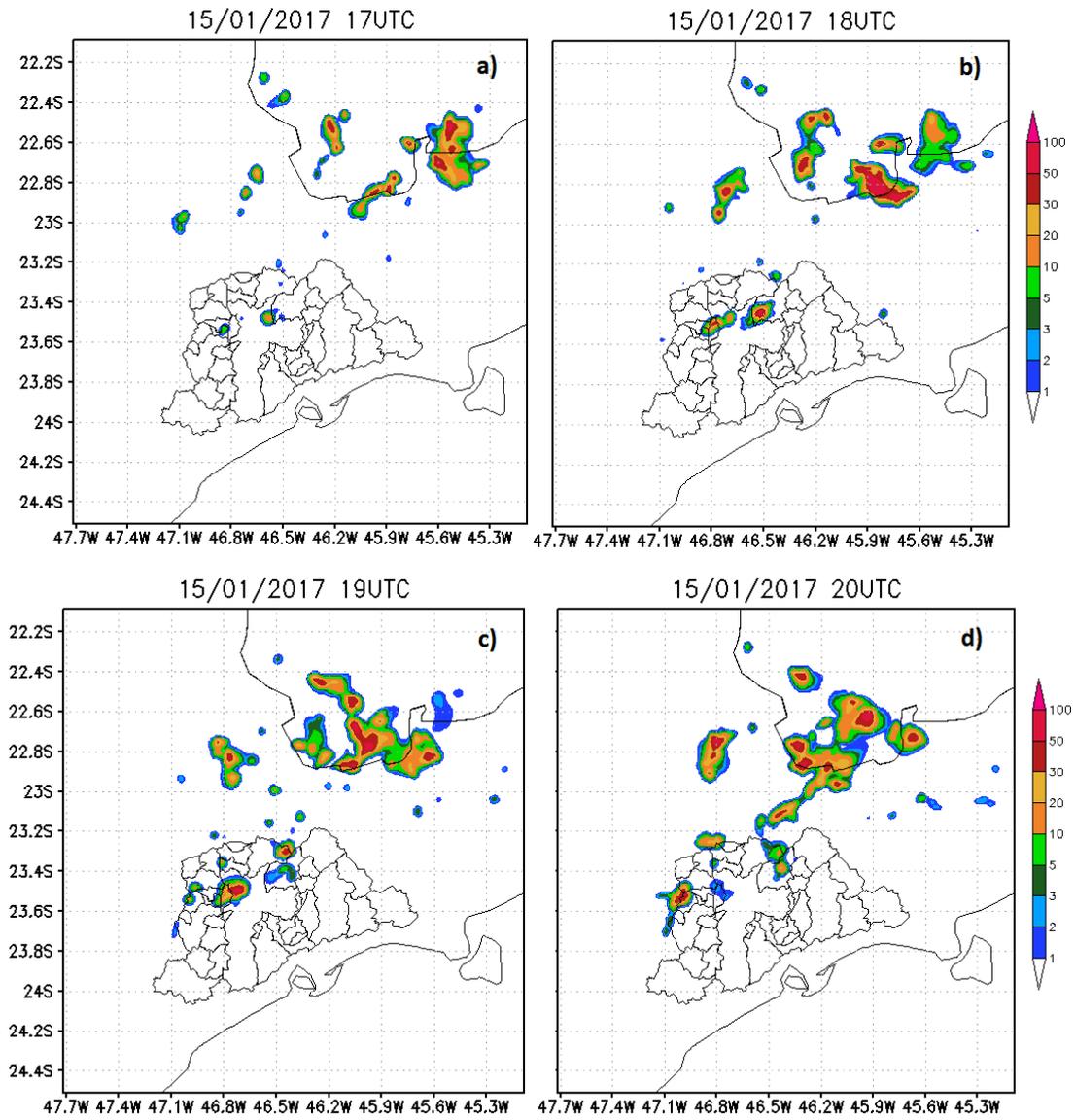


Figura 5.49 - Chuva acumulada em 1h (mm), obtida com a variável totpcp da terceira grade do Ensaio 1, para às 17 UTC (a), 18 UTC (b), 19 UTC (c), 20 UTC (d), 21 UTC (e), 22 UTC (f) e 23 UTC (g) do dia 15 de janeiro de 2017 e 00 UTC (h) do dia 16 de janeiro de 2017. Continua.

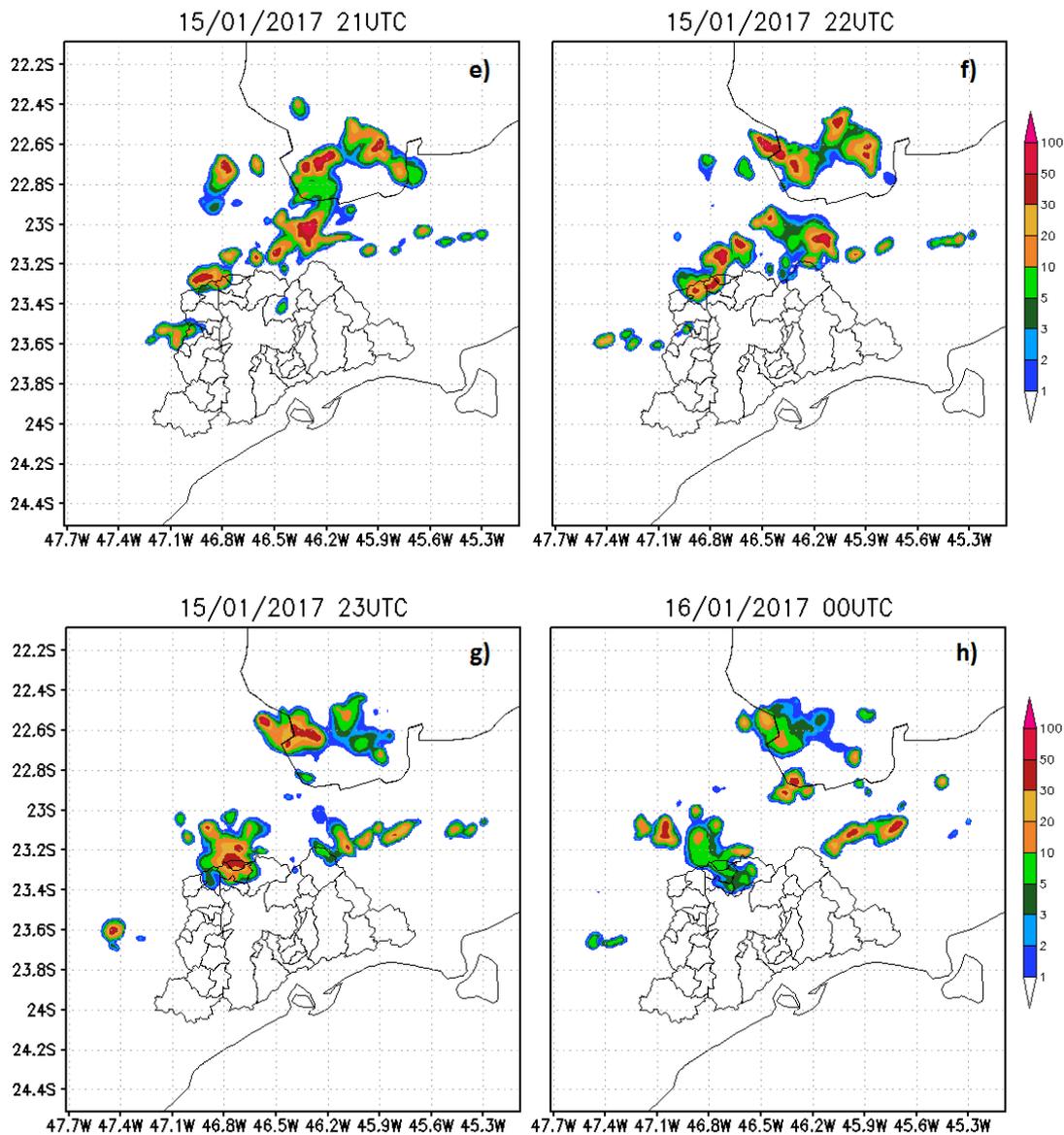


Figura 5.49 – Continuação. Para às 21 UTC, 22 UTC e 23 UTC do dia 15 de janeiro de 2017 e 00 UTC do dia 16 de janeiro de 2017.

A Figura 5.50 apresenta a precipitação acumulada para o evento, entre às 22 UTC do dia 15 até às 03 UTC do dia 16 de janeiro de 2017. Esta precipitação foi obtida com o observado pelos pluviômetros do SAISP, INMET e pelo Centro Nacional de Monitoramento e Alertas de Desastres Naturais (CEMADEN). Destacam-se os acumulados de 120 mm, 98 mm e 97 mm em um período de até 2 horas, ocorridos na Zona Norte de São Paulo. A Figura 5.51 apresenta a precipitação acumulada simulada pelo modelo até as 03 UTC do dia 16 de janeiro de 2017. A simulação começa a gerar chuvas sobre a RMSP a partir das 15 UTC e consegue obter os picos máximos de precipitação muito próximo da localização real, tanto o máximo localizado na Zona Norte de São Paulo quanto outro máximo localizado no município de Francisco

Morato-SP. Na simulação, o núcleo localizado na Zona Norte de SP chega a valores de até 75 mm enquanto que em Francisco Morato chega a um núcleo com valores acima de 95 mm.

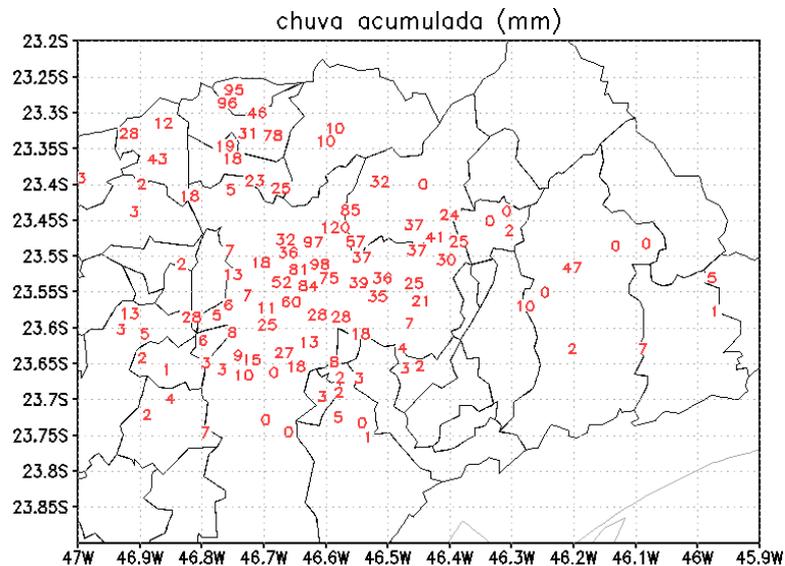


Figura 5.50 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 16 de janeiro de 2017, entre às 22 UTC do dia 15 de janeiro de 2017 até as 03 UTC do dia 16 de janeiro de 2017 obtida das estações do SAISP, CEMADEN e INMET.

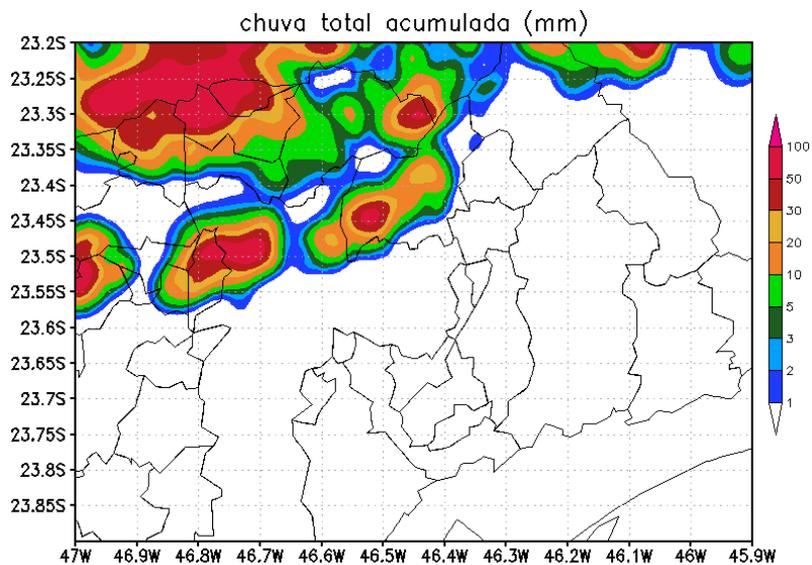


Figura 5.51 - Chuva acumulada (mm) para o evento de 16 de janeiro de 2017, obtida com a variável totpcp da terceira grade do Ensaio 1.

A Figura 5.52 apresenta a imagem de satélite GOES13 para o horário do evento, no canal infravermelho realçado. Nela há núcleos convectivos em grande parte do Brasil, inclusive sobre São Paulo, consequência de um grande aporte de umidade e calor sobre o país. Além disso, há nos campos sinóticos de baixos (Figura 5.53) e altos níveis (Figura 5.54), a presença de algumas forçantes dinâmicas que colaboram para este cenário. Em 850 hPa há um centro ciclônico sobre o Estado de São Paulo e em superfície as linhas de pressão também possuem

uma curvatura, indicando o desprendimento de um centro de baixa pressão próximo ao litoral paulistano. Em 200 hPa (Figura 5.54), existe uma alta localizada sobre a porção norte do Chile e um cavado sobre o norte da Argentina contribuem para gerar uma região de difluência entre o norte da Argentina e o Paraguai. Porém, não causam influência significativa sobre o Estado de São Paulo.

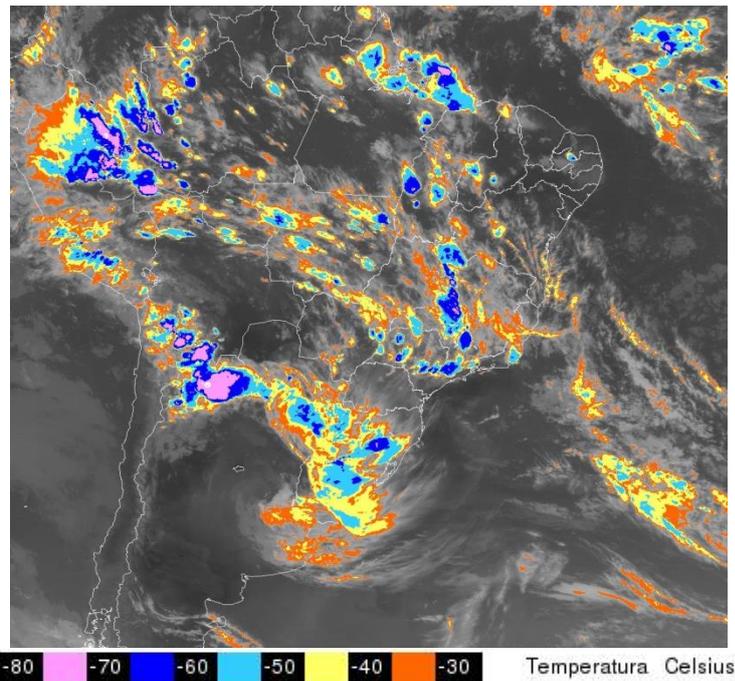


Figura 5.52 - Imagem de Satélite no canal infravermelho para o dia 16 de janeiro de 2017, às 00 UTC. Fonte: [http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes.formulario.logic](http://satelite.cptec.inpe.br/acervo/goes/formulario.logic)

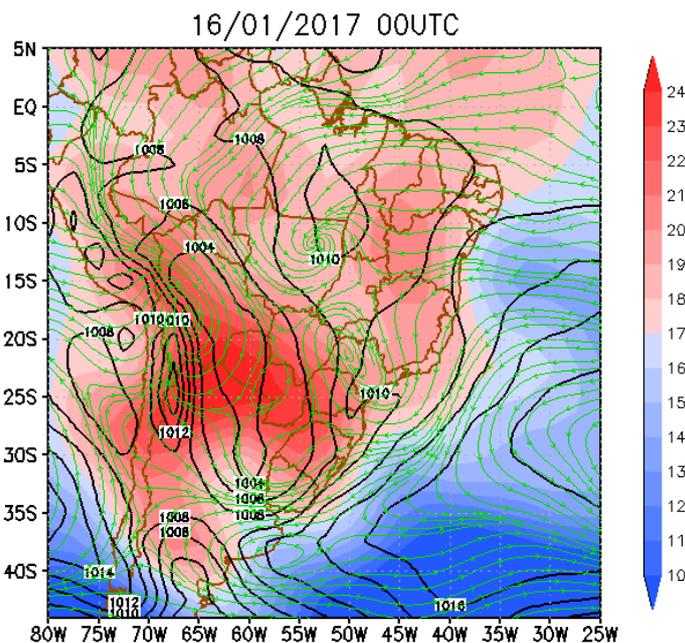


Figura 5.53 - Temperatura em 850 hPa ($^{\circ}$ C, sombreado), linhas de corrente em 850 hPa (verde) e pressão ao nível do mar (hPa, contorno preto). Para às 00 UTC do dia 16 de janeiro de 2017. Fonte: Reanálise 1 NCEP/NCAR (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>).

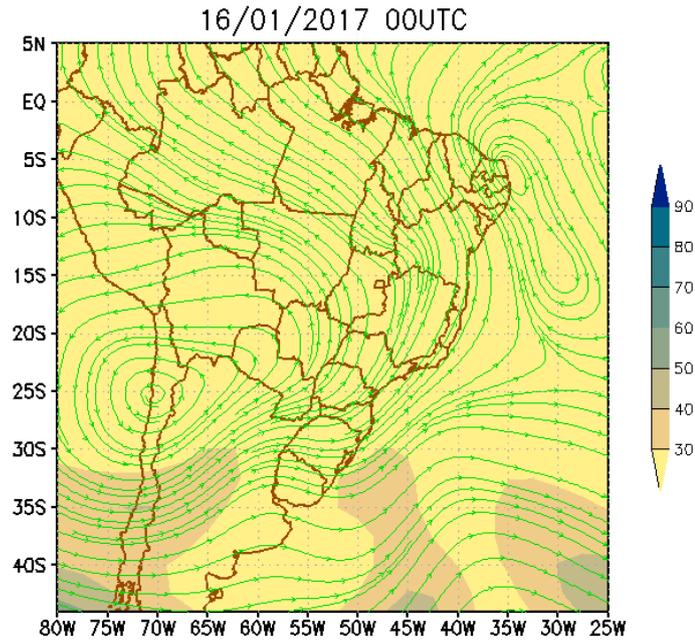


Figura 5.54 - Magnitude do vento em 200 hPa (m s^{-1} , sombreado) e linha de corrente em 200 hPa (verde). Para às 00 UTC do dia 16 de janeiro de 2017. Fonte: Reanálise 1 NCEP/NCAR (<https://www.esrl.noaa.gov/psd/data/gridded/data.ncep.reanalysis.html>).

A Figura 5.55 apresenta o diagrama *skew-t* para o perfil atmosférico obtido com a simulação controle no ponto correspondente a Campo de Marte – SP para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017. Neste horário, os níveis próximos à superfície passaram por um aquecimento intenso seguido de uma redução da umidade. O aumento da distância entre a temperatura do ponto de orvalho e a temperatura na superfície causa elevação no nível do NCL. Porém a temperatura em superfície atinge a temperatura crítica para convecção espontânea, seguindo a adiabática seca acima do NCL. Em médios níveis o perfil de ponto de orvalho é mais seco, favorecendo as correntes descendentes. Não há sondagem atmosférica disponível na região para o ambiente pré-tempestade.

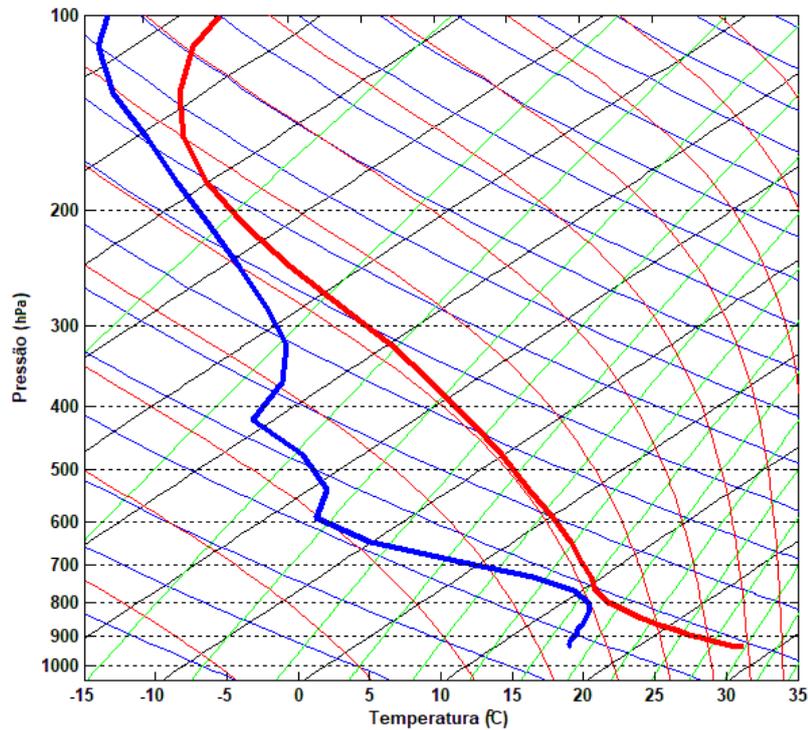


Figura 5.55 – Perfil de Temperatura ($^{\circ}\text{C}$, em vermelho) e Temperatura do ponto de orvalho ($^{\circ}\text{C}$, em azul) do Ensaio Controle no ponto correspondente a Campo de Marte-SP. Para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

A Figura 5.56 e a Figura 5.57 apresentam a vorticidade vertical relativa em 500 hPa e em 800 hPa, respectivamente. O seu modulo é da ordem de 10^{-3} . Às 17 UTC, um par de vorticidade negativa e positiva se destaca em 500 hPa e 800 hPa, na Zona Norte de São Paulo, próximo a cidade de Guarulhos, semelhante ao observado no caso de 14 de fevereiro de 2013 (Figura 5.9 e Figura 5.10) porém, indicando a presença de uma célula convectiva mais intensa. Às 18 UTC, ocorre o princípio de uma divisão dessa célula convectiva, que pode ser vista no município de Guarulhos em 500 hPa e 800 hPa, apresentando a assinatura semelhante a de uma supercélula em desenvolvimento, como a observada por Wilhelmson & Klemp (1981). Neste mesmo horário, aparece uma nova célula convectiva na Zona Norte de São Paulo, próxima de Osasco, e às 19 UTC ocorre também a divisão desta célula em duas tempestades rotativas, configurando uma supercélula.

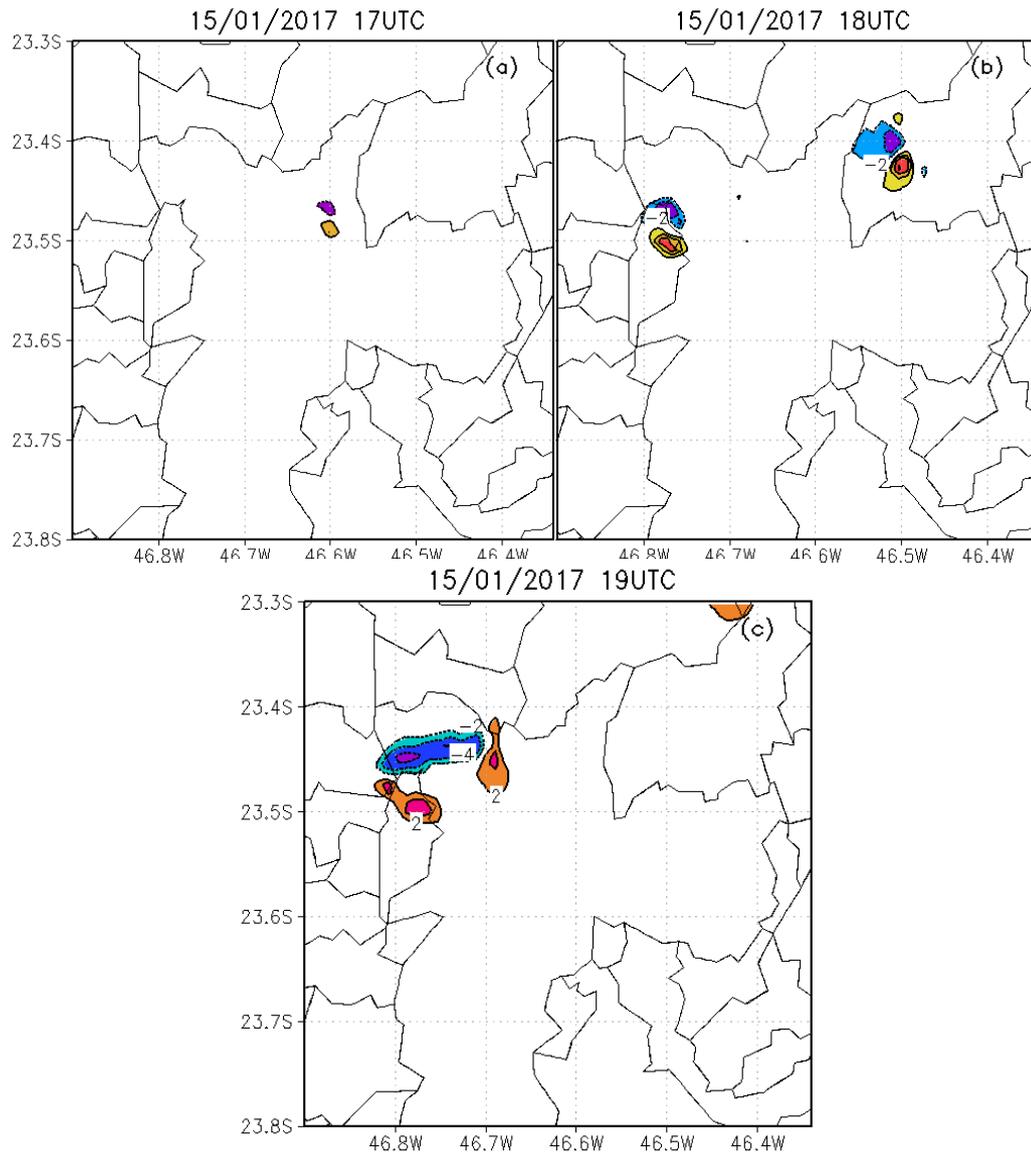


Figura 5.56 - Vorticidade vertical multiplicada por 1000, em 500 hPa, para às 17 UTC (a), 18 UTC (b) e 19 UTC (c) do dia 15 de janeiro de 2017. Os contornos possuem intervalo de 0,002 s⁻¹, as linhas contínuas e cores quentes indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas e cores frias indicam valores negativos e o contorno do zero não é apresentado.

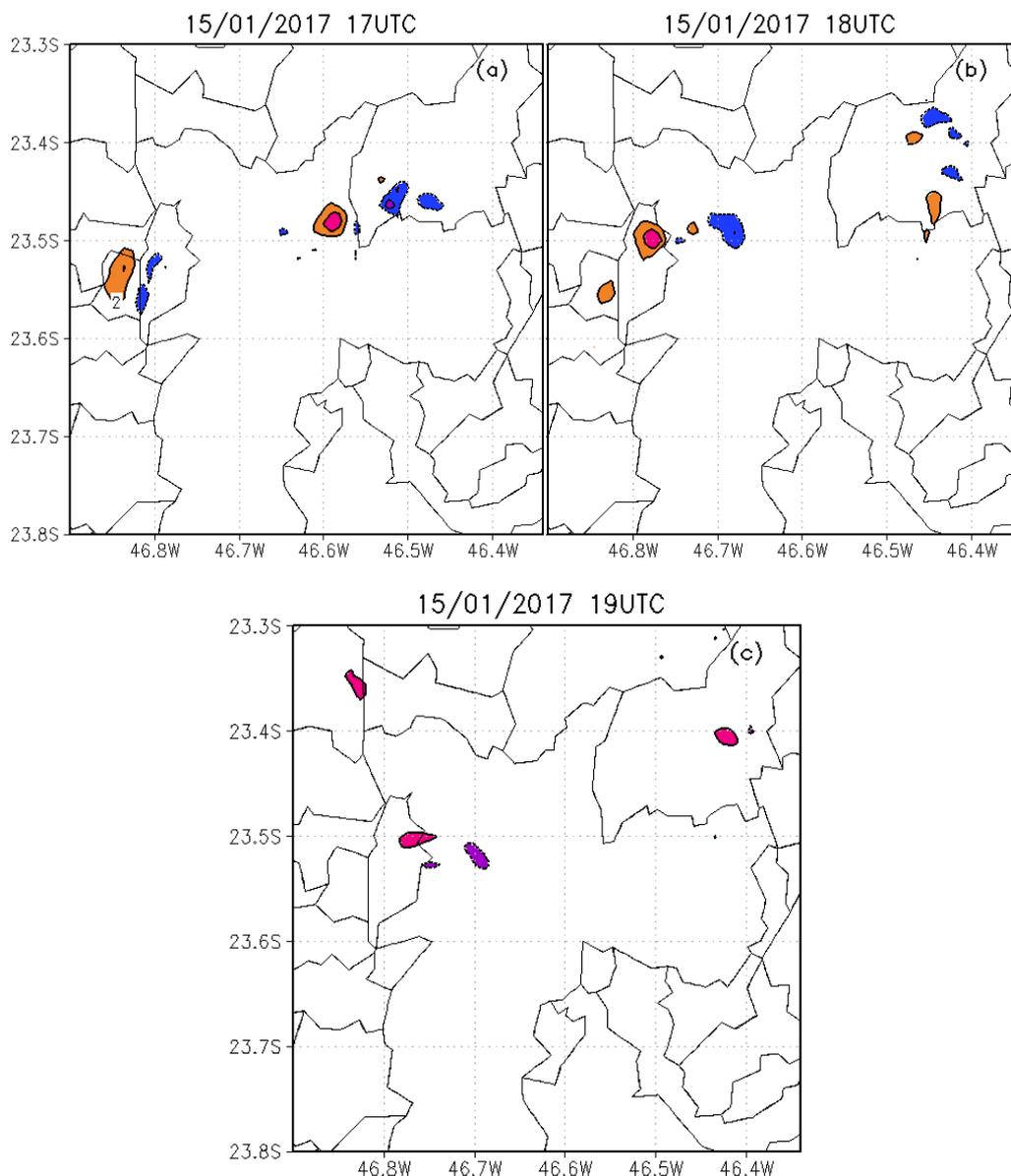


Figura 5.57 - Vorticidade vertical multiplicada por 1000, em 800 hPa, para às 17 UTC (a), 18 UTC (b) e 19 UTC (c) do dia 15 de janeiro de 2017. Os contornos possuem intervalo de $0,002 \text{ s}^{-1}$, as linhas contínuas e cores quentes indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas e cores frias indicam valores negativos e o contorno do zero não é apresentado.

A Figura 5.58 apresenta a velocidade vertical em 500 hPa. Às 17 UTC existe uma célula com corrente ascendente e outra descendente de cerca de 2 m s^{-1} , relacionada com o par rotativo, observado na vorticidade vertical, próxima de Guarulhos. Às 18 UTC, aparecem dois ramos de correntes ascendentes de 10 m s^{-1} e 14 m s^{-1} relacionadas com a supercélula próxima de Osasco. Nesta, a célula com deslocamento do lado esquerdo (*left-moving storm*) é mais desenvolvida.

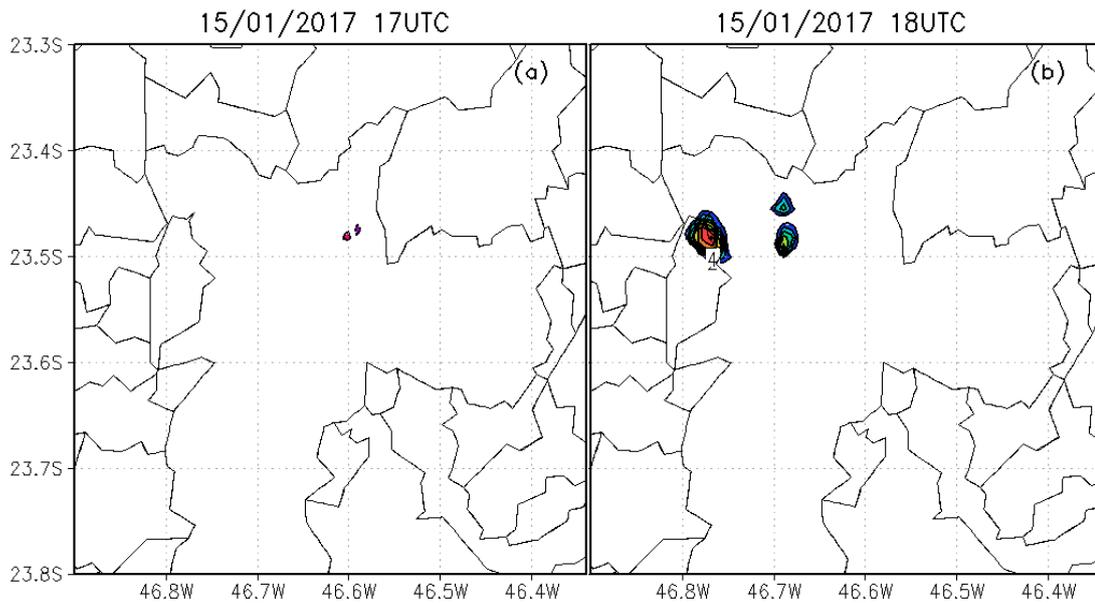


Figura 5.58 - Velocidade Vertical em 500 hPa, para às 17 UTC (a) e 18 UTC (b) do dia 15 de janeiro de 2017. Os contornos possuem intervalo de 2 m s^{-1} , as linhas contínuas indicam valores positivos, enquanto as linhas pontilhadas indicam valores negativos. Os contornos vão de menores valores em cores frias até maiores em cores quentes e o contorno do zero não é apresentado.

5.4.1. Avaliação Quantitativa da Simulação

A Tabela 5.9 apresenta o cálculo do erro da precipitação, obtido da simulação com o observado pelas estações pluviométricas sobre a RMSP. Foram utilizados 114 pontos em x e 80 pontos em y da simulação, correspondente à grade da Figura 5.50 e os dados das estações foram interpolados para esta grade, utilizando um método de média ponderada pela distância.

O Viés apresenta uma tendência de subestimação da precipitação pela simulação. Porém, como erros individuais positivos e negativos podem se cancelar neste cálculo, é necessário analisar outros parâmetros presentes na Tabela 5.9. Para MAE foi obtido um erro maior em módulo, comparado ao viés; RMSE por ser mais sensível a grandes diferenças possui um valor mais elevado que MAE.

Comparando o desvio padrão do observado com o simulado, o observado possui maior variação que a simulação, porém a razão entre eles se próxima de 1 (0,7). Dessa forma, um dos três critérios de DIELKE é confirmado. Já os índices RMSE e RMSE sem bias são maiores que o desvio padrão do observado, portanto dois critérios para a destreza da simulação não são confirmados. Desta forma, DIELKE é maior que 2 e não apresenta destreza, segundo a soma de seus critérios.

Tabela 5.9 - Erro da precipitação simulada X pluviômetros.

Viés	-6,01
MAE	14,15
RMSE	24,69
RMSE sem bias	24,36
Desvio padrão da simulação	13,51
Desvio padrão do Observado	19,30
DPIELKE	2,83

5.4.2. Análise Qualitativa dos Índices Convectivos

A Figura 5.59 apresenta o campo de CAPE e IL, um horário antes de o modelo começar a gerar chuvas sobre a RMSP. Existe uma área muito instável na Zona Norte de São Paulo e em alguns municípios vizinhos como Guarulhos, com ambos CAPE e IL altos. Então pegamos um ponto nesta área, referente ao aeroporto de Campo de Marte – SP, para verificar sua evolução temporal, apresentado pela Figura 5.60, e ambos CAPE e IL chegam a valores altos. Com um CAPE de até 2600 J kg^{-1} e IL de $-4,5 \text{ }^\circ\text{C}$. O CINE (inibição de convecção) também foi verificado (não apresentado), chegando a valores significativos apenas após a ocorrência da chuva, não apresentando resistência a convecção.

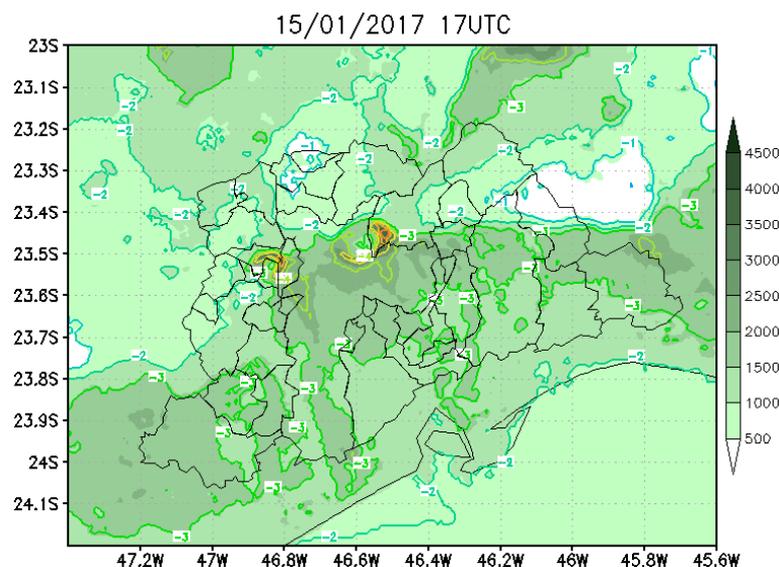


Figura 5.59 - CAPE (J kg^{-1}) sombreado e Índice de Levantamento ($^\circ\text{C}$) em contornos, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

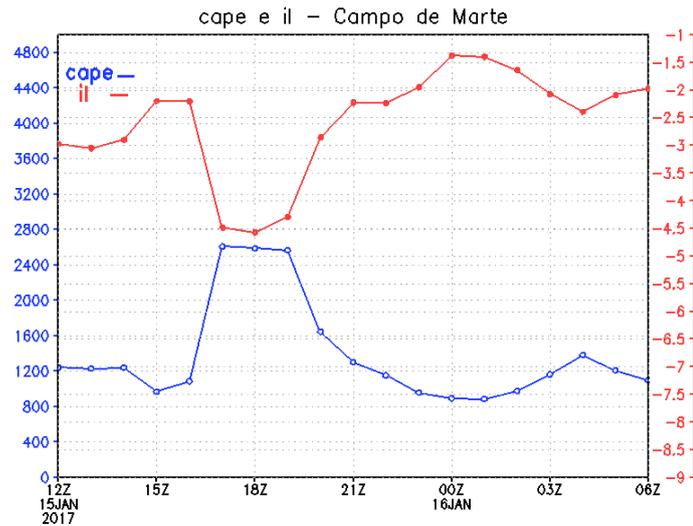


Figura 5.60 – CAPE (J kg^{-1}) e Índice de Levantamento ($^{\circ}\text{C}$) para o ponto mais instável da simulação, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

A Figura 5.61 apresenta os campos de DNRV e HRT3 para o ambiente anterior à precipitação gerada pelo modelo. Há pouco cisalhamento presente no ambiente sugerindo que o tipo de sistema de tempo ocorrido possui baixo grau de organização, como o de células de tempestades isoladas com tempo de vida curto, para tempestades no HN. Porém, vimos diretamente nos campos de vorticidade e velocidade vertical que esta simulação gerou uma supercélula. A helicidade também é baixa, não apresentando condição favorável ao desenvolvimento de células tornádicas para o HS.

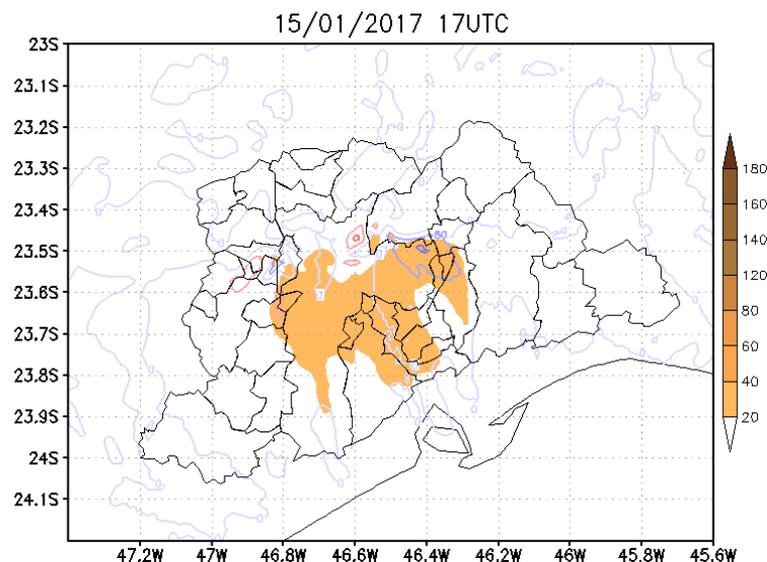


Figura 5.61 - DNRV (Cisalhamento até 6 km da superfície, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) sombreado e HRT3 (Helicidade até 3 km da superfície, $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) em contornos, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

A Figura 5.62 apresenta os índices IEH e SUP. Assim como o DNRV e HRT3, possuem valores predominantemente em torno de zero e indicam baixa probabilidade de ocorrência de

supercélulas tornádicas. Estes índices não descartam a ocorrência de tempo severo não-tornádico.

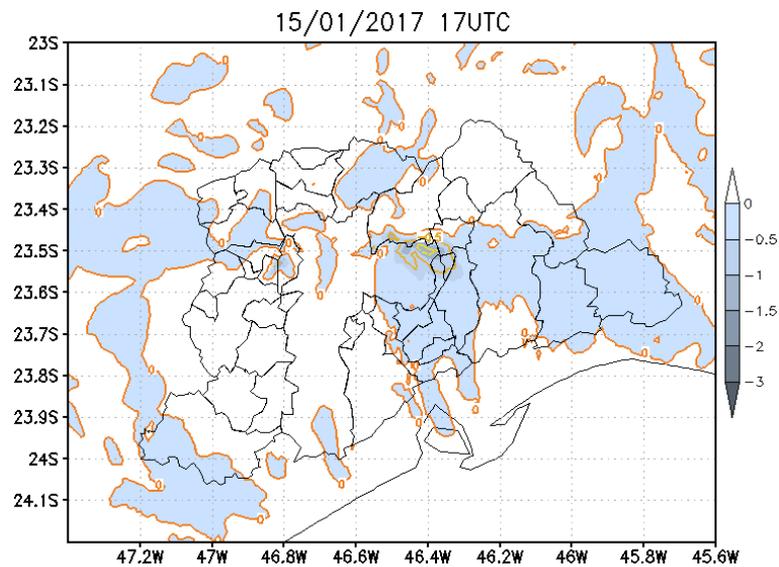


Figura 5.62 - IEH (Índice de Energia-Helicidade, adimensional) sombreado e SUP (Parâmetro de Supercélula, adimensional) em contornos, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

5.5. CENÁRIOS FUTUROS DE OCUPAÇÃO URBANA PARA A TEMPESTADE DE 15 DE JANEIRO DE 2017

5.5.1. Verticalização Atual para a Mancha Urbana de 2030

A Figura 5.63 apresenta a chuva acumulada, obtida com a simulação correspondente ao Ensaio 2. Comparando com a simulação para o cenário atual, na Figura 5.51, o cenário com maior mancha urbana aumenta a quantidade de chuva sobre a RMSP, deslocando a precipitação para sul, em direção ao centro da RMSP, e aumentando a área precipitada.

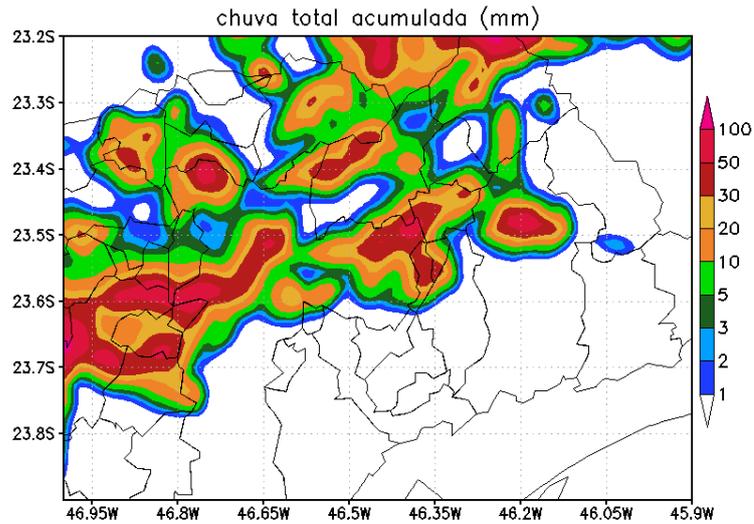


Figura 5.63 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 16 de janeiro de 2017, obtida com a variável totpcp da terceira grade do Ensaio 2.

A Figura 5.64 e a Figura 5.65 apresentam os campos de temperatura e vento próximos da superfície para o Ensaio 1 e Ensaio 2, respectivamente, no horário em que a simulação começa a gerar precipitação. Fica evidente que a mudança no uso do solo aumenta a temperatura sobre a RMSP e gera precipitação mais cedo. Isto pode ser visto pelas manchas frias na região norte da RMSP. Portanto o aumento da temperatura em regiões da parte sul da RMSP pode ter contribuído para que a precipitação se posicione ao sul do obtido pelo Ensaio 1.

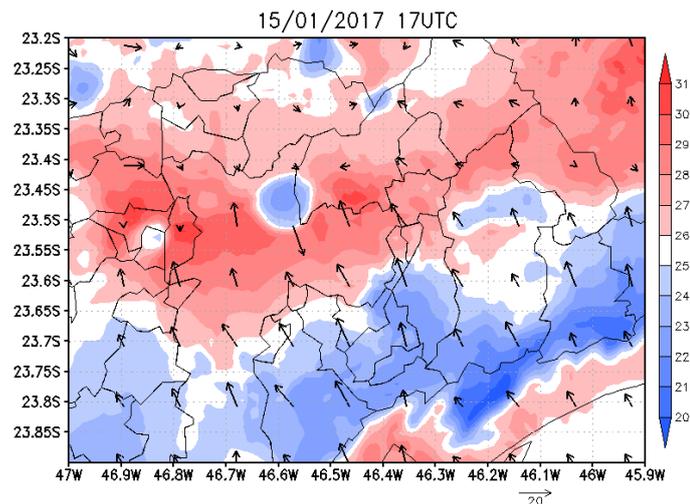


Figura 5.64 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e vento em 10 metros (km h^{-1} , vetores) da terceira grade do Ensaio 1, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

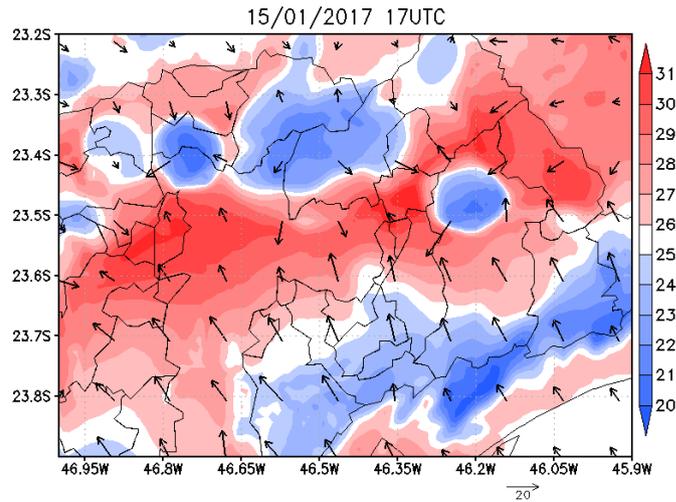


Figura 5.65 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e vento em 10 metros (km h^{-1} , vetores) da terceira grade do Ensaio 2, para às 17 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

A Figura 5.66 apresenta a diferença entre os Ensaio 2 e 1 para alguns campos meteorológicos. Em (a), há um aumento da temperatura no Ensaio 2 sobre a mancha urbana, porém sobre o centro da cidade, onde já havia mancha urbana, o mesmo não ocorre. Em (b) e (c) ocorre um aumento da magnitude dos ventos e uma redução da pressão em superfície no Ensaio 2, correspondente as regiões com aumento da temperatura.

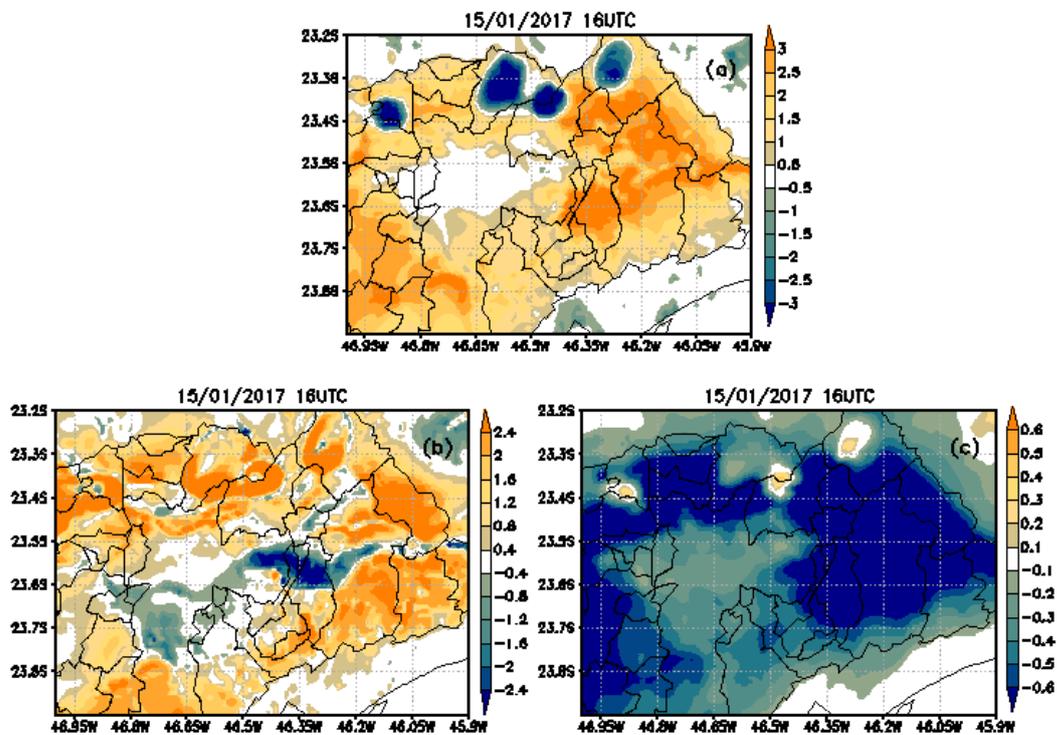


Figura 5.66 – Diferenças entre o Ensaio 2 e o Ensaio 1 para (a) temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$); (b) magnitude dos ventos em 10 m (m s^{-1}); (c) pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

5.5.2. Verticalização Futura para a Mancha Urbana atual

A Figura 5.67 apresenta a chuva acumulada no Ensaio 3. Nela é possível observar grandes semelhanças em relação ao Ensaio 1, com a chuva concentrada na parte norte da RMSP e poderá ser melhor avaliada ao tirar a diferença entre os campos.

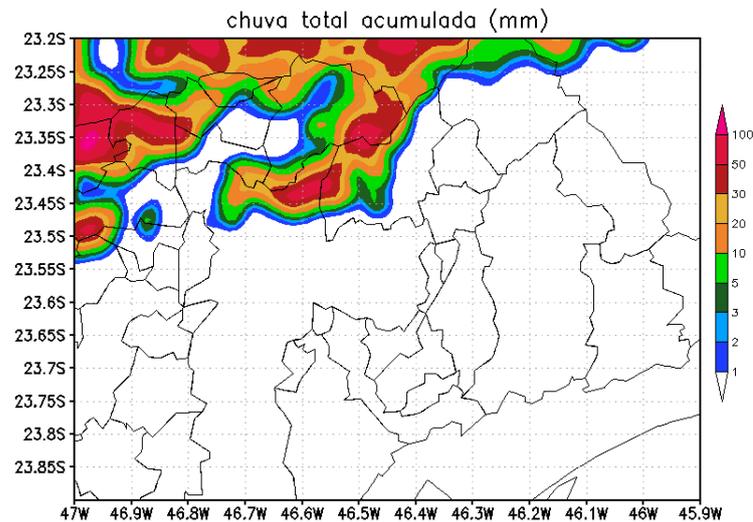


Figura 5.67 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 16 de janeiro de 2017, obtida com a variável totpcp da terceira grade do Ensaio 3.

A Figura 5.68 apresenta os campos de temperatura e vento próximos da superfície para o Ensaio 3. Assim como nos Ensaios anteriores, existem ventos de sudeste intensos marcando a frente de brisa. Como agora o tipo urbano 2 também é composto por prédios, os ventos perdem intensidade antes de chegar na região central. Comparando com o Ensaio 1, na Figura 5.64, a área com temperaturas maiores não aumentou, já que também havia um uso do solo urbanizado sobre a mesma área. Porém, a temperatura máxima diminuiu, devido a maior quantidade de prédios.

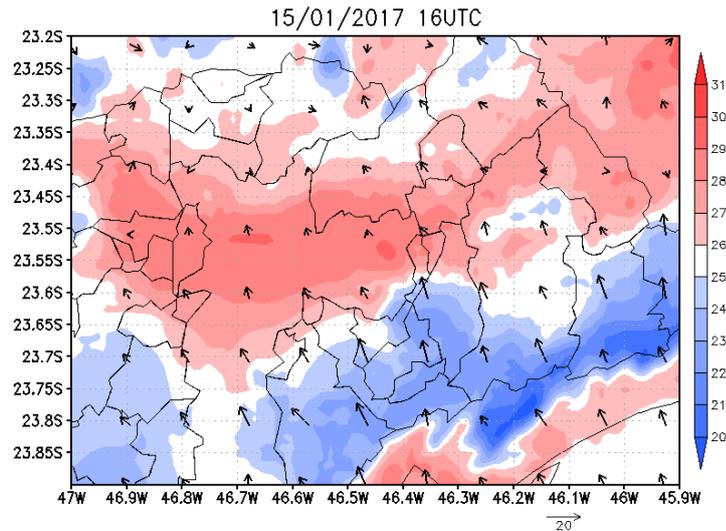


Figura 5.68 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e vento em 10 metros (km h^{-1} , vetores) da terceira grade do Ensaio 3, para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

A Figura 5.69, apresenta a diferença entre os Ensaio 3 e 1 para alguns campos meteorológicos. Em (a) o Ensaio 3 apresenta regiões mais frias que o Ensaio 1 e portanto também maior pressão ao nível médio do mar (c). Em (b), também há uma redução da magnitude dos ventos de sul e sudeste sobre a região central da RMSP.

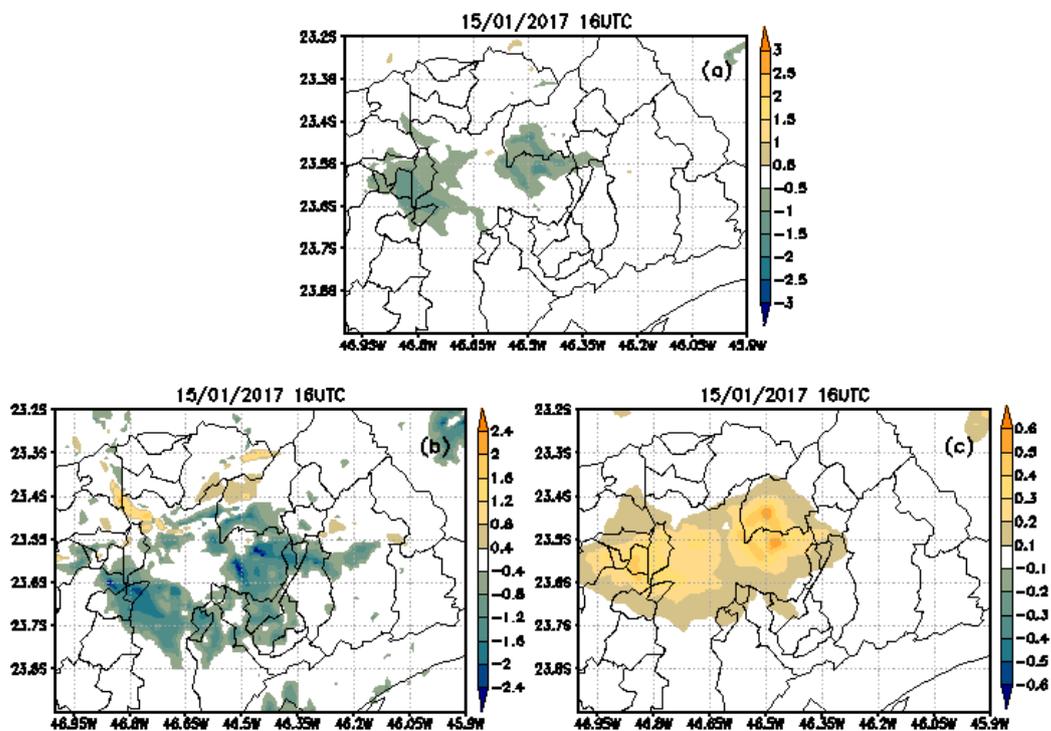


Figura 5.69 – Diferenças entre o Ensaio 3 e o Ensaio 1 para (a) temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$); (b) magnitude dos ventos em 10 m (m s^{-1}); (c) pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

5.5.3. Verticalização Futura para a Mancha Urbana de 2030

A Figura 5.70 apresenta a chuva acumulada no Ensaio 4. Nela é possível observar grandes semelhanças em relação ao Ensaio 2, com a chuva distribuída em grande parte da RMSP, porém avança menos em direção ao sul, isso poderá ser verificado ao tirar a diferença entre os campos.

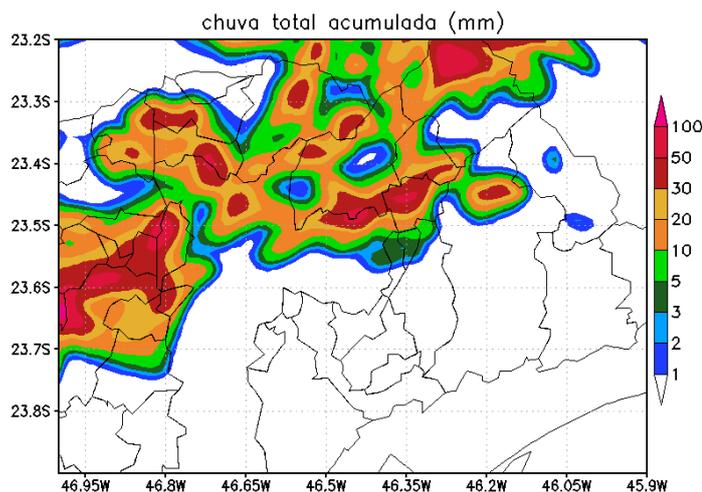


Figura 5.70 - Chuva acumulada (mm) durante evento de 16 de janeiro de 2017, obtida com a variável totpcp da terceira grade do Ensaio 4.

A Figura 5.71 apresenta os campos de temperatura e vento próximos da superfície para o Ensaio 4. Assim como nos Ensaio anteriores, existem ventos de sudeste intensos até sofrerem resistência com a área urbanizada. Como agora o tipo urbano 2 também é composto por prédios, os ventos perdem intensidade logo ao chegar na RMSP. Comparando com o Ensaio 2, na Figura 5.65, o campo de temperatura é semelhante, já que também havia um uso do solo urbanizado sobre a mesma área.

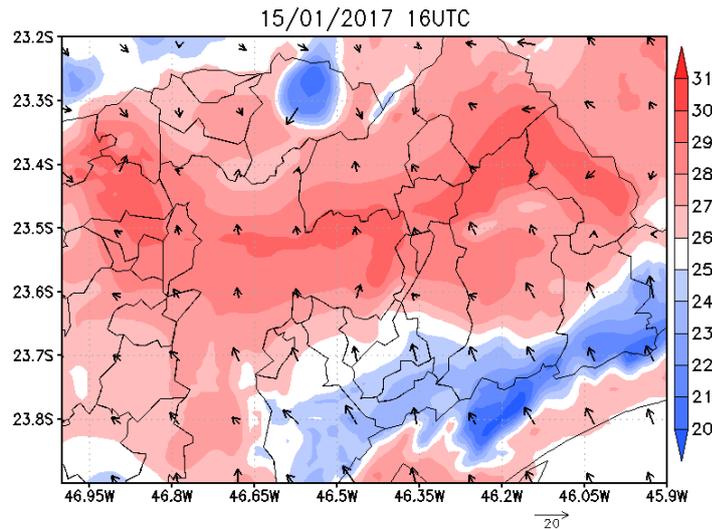


Figura 5.71 - Temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}\text{C}$, sombreado) e vento em 10 metros (km h^{-1} , vetores) da terceira grade do Ensaio 4, para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

A Figura 5.72, apresenta a diferença entre os Ensaio 4 e 2 para alguns campos meteorológicos. Em (a), o Ensaio 4 diminui a temperatura sobre grande parte da RMSP. Há também uma redução na magnitude do vento em (b) e aumento da pressão (c) com a verticalização da mancha urbana. Já para a Figura 5.73, que apresenta a diferença entre o Ensaio 4 e o Ensaio 3, o Ensaio 4 aumenta a temperatura sobre grande parte da RMSP, com o aumento da área da mancha urbana e redução da área verticalizada. A diferença na magnitude do vento é pequena, mostrando uma tendência para redução dos ventos provenientes da brisa marítima e intensificação dos ventos de norte em (b) e redução da pressão em (c).

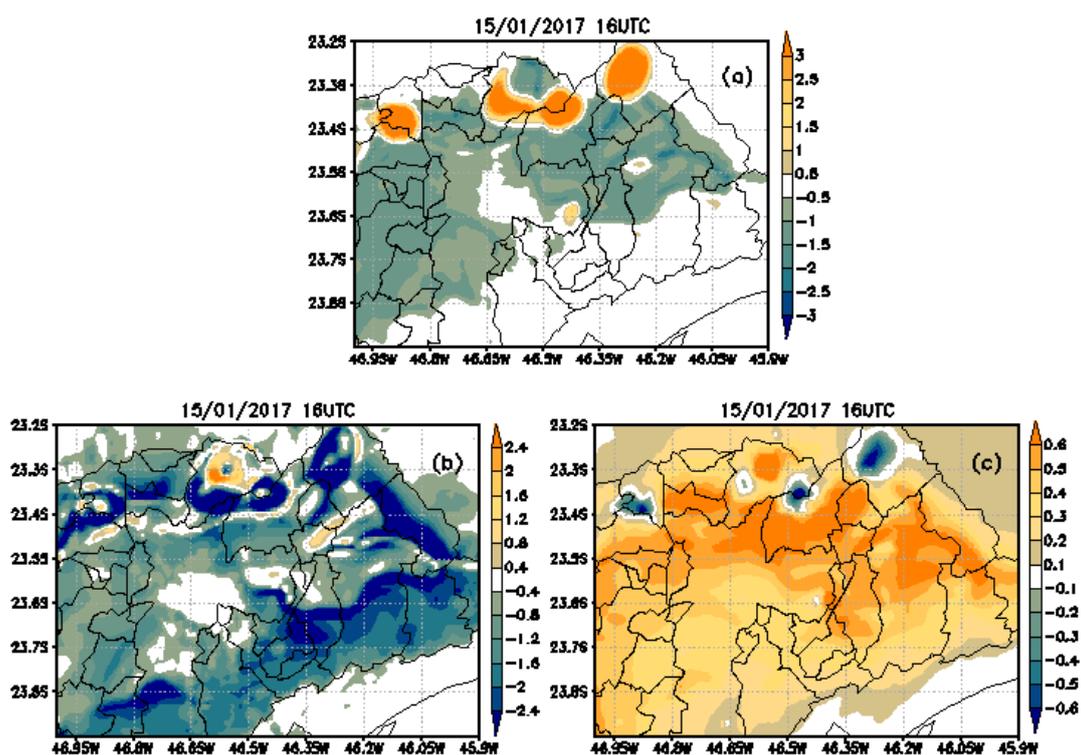


Figura 5.72 – Diferenças entre o Ensaio 4 e o Ensaio 2 para (a) temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$); (b) magnitude dos ventos em 10 m ($m s^{-1}$); (c) pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

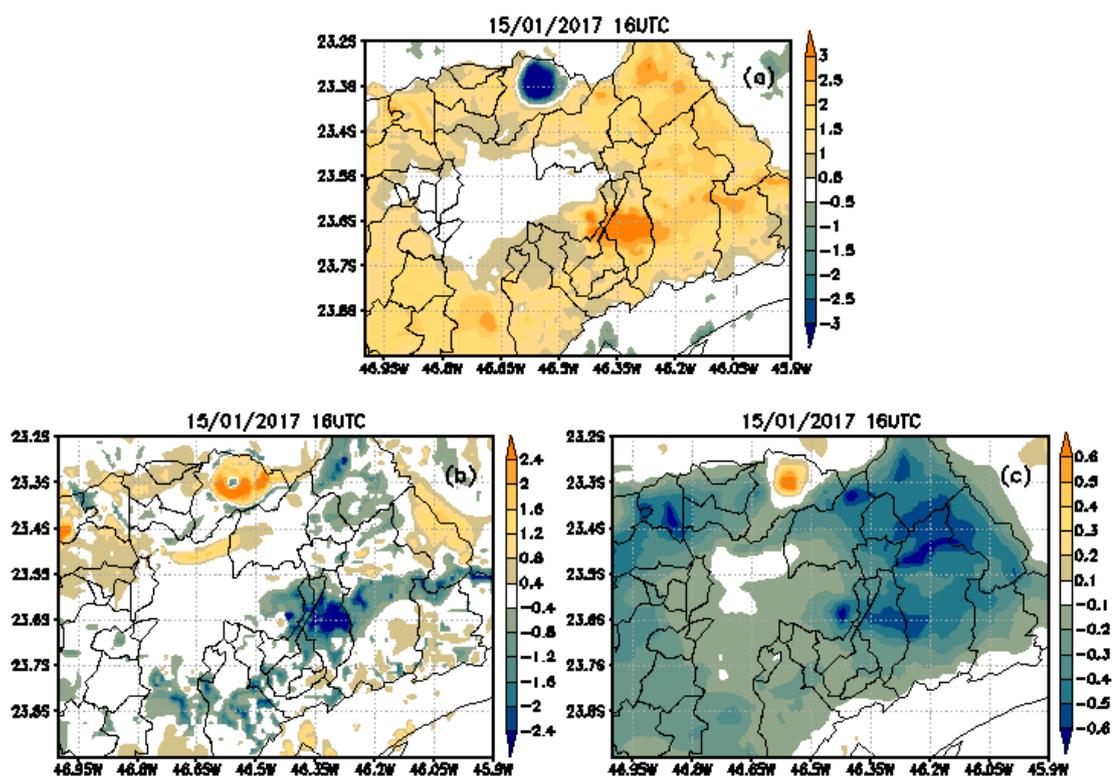


Figura 5.73 - Diferenças entre o Ensaio 4 e o Ensaio 3 para (a) temperatura no primeiro nível do modelo ($^{\circ}C$); (b) magnitude dos ventos em 10 m ($m s^{-1}$); (c) pressão ao nível médio do mar (hPa), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

5.5.4. Resultados Obtidos com o Método de Separação de Fatores

A Figura 5.74 e a Figura 5.75 apresentam as precipitações induzidas pelo aumento da mancha urbana, pelo aumento da urbanização vertical e pela interação entre ambos, utilizando os métodos de Barros Neto et al. (1995) e Stein & Alpert (1993), respectivamente. A partir destes campos é possível observar que o aumento da mancha urbana é capaz de aumentar a quantidade de chuva sobre a RMSP, deslocando a chuva para o sul, na região metropolitana. O campo para a precipitação induzida pela verticalização da área urbana não apresenta uma tendência clara quanto a quantidade, enquanto bloqueia o avanço da chuva para regiões mais ao sul, mantendo uma precipitação maior confinada no norte da RMSP. Outros estudos apontam que a cobertura urbana afeta o movimento das tempestades através de um efeito de barreira criado pelos prédios (BORNSTEIN & LIN, 2000; GUO et al., 2006).

Já o campo para a interação destes dois fatores apresenta um meio termo entre os dois. Há uma tendência pequena para aumento na precipitação, porém também impede que a chuva avance tanto para sul como em EMU.

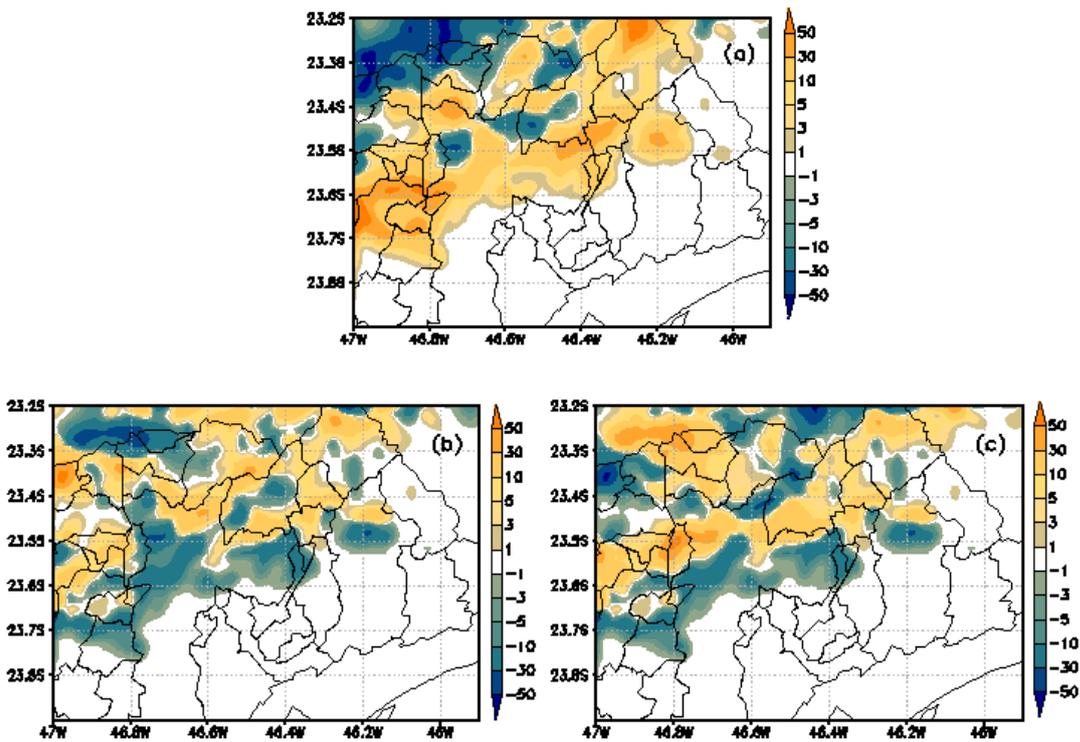


Figura 5.74 – Precipitação induzida pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)), utilizando o método de Barros Neto et al. (1995).

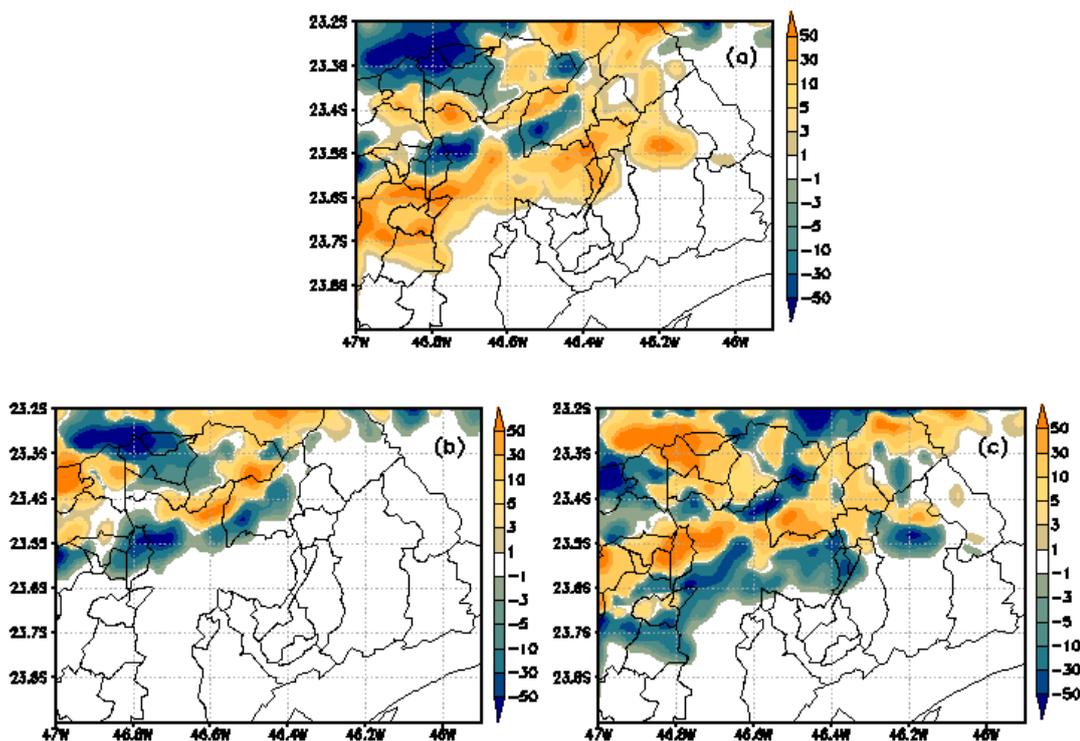


Figura 5.75 - Precipitação induzida pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993).

A Figura 5.76 e a Figura 5.77 apresentam o CAPE induzido pelo aumento da mancha urbana, pelo aumento da urbanização vertical e pela interação entre ambos, utilizando os métodos de Barros Neto et al. (1995) e Stein & Alpert (1993), respectivamente. Nesta, o aumento da mancha urbana causa um aumento no CAPE em mais de 800 J kg^{-1} em várias áreas da RMSP, devido a mudança de uso do solo. Na região central da RMSP, onde houve manutenção da área verticalizada, ocorre uma redução de CAPE neste horário. O fator de aumento da verticalização causa redução no CAPE. A interação entre ambos os fatores intercala áreas com aumento e redução, parecendo a redução ser mais importante.

Para IL, o mesmo ocorre na Figura 5.78 e na Figura 5.79 o aumento da mancha urbana aumenta a instabilidade, enquanto o aumento da área verticalizada e a interação entre ambos reduzem a instabilidade. Ambos os métodos apresentam resultados semelhantes.

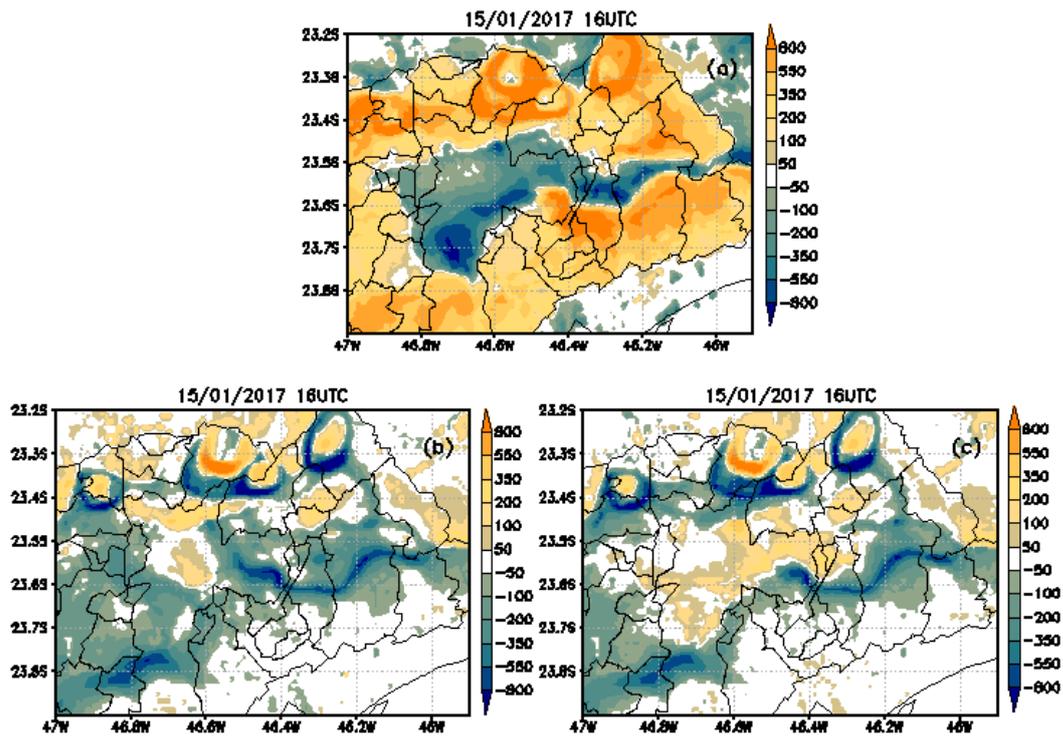


Figura 5.76 - CAPE (J kg^{-1}) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)), utilizando o método de Barros Neto et al. (1995), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

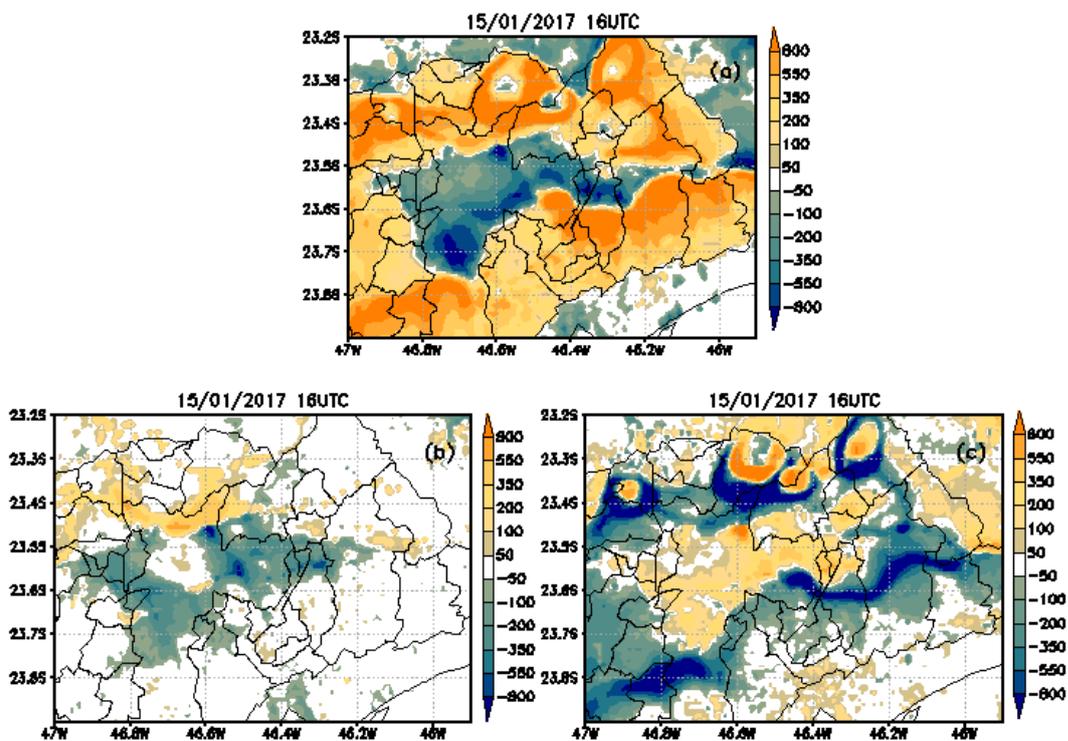


Figura 5.77 - CAPE (J kg^{-1}) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

A Figura 5.78 e Figura 5.79 apresentam o IL induzido pelo aumento da mancha urbana, pelo aumento da urbanização vertical e pela interação entre ambos, utilizando os métodos de Barros Neto et al. (1995) e Stein & Alpert (1993), respectivamente. Novamente, a instabilidade aumenta nas regiões com mudança do uso do solo, diminuindo os valores de IL em até 2 °C. O impacto da urbanização vertical é pequeno. Portanto a interação entre ambos os fatores também apresenta impacto em pontos isolados.

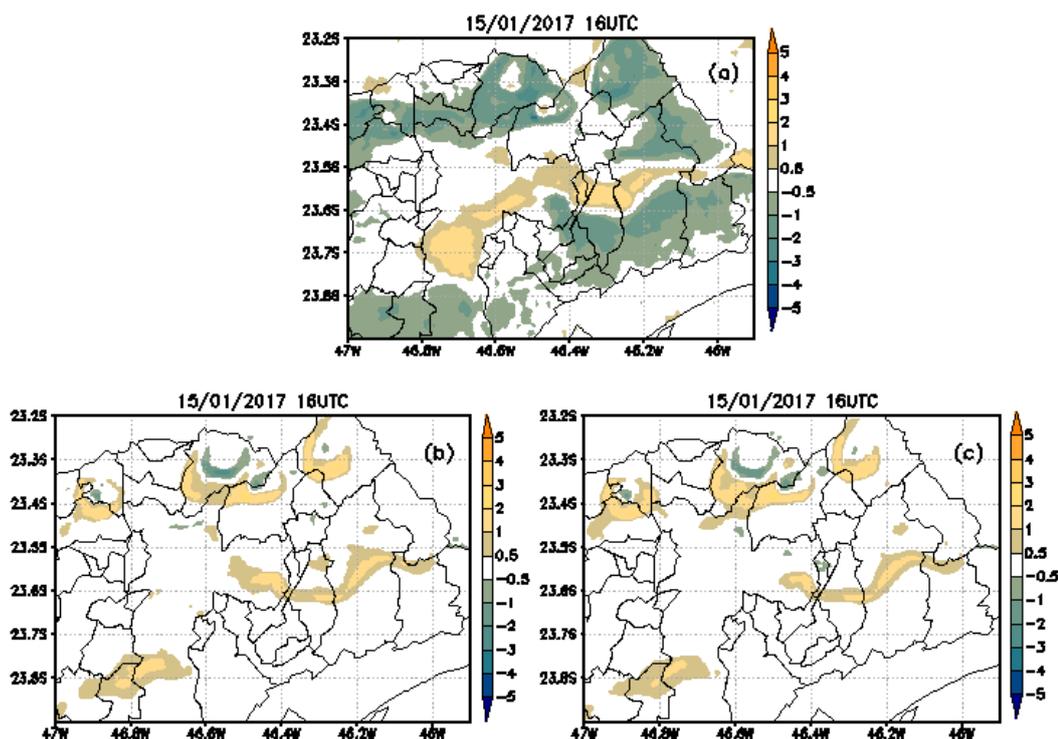


Figura 5.78 - IL (° C) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)), utilizando o método de Barros Neto et al. (1995), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

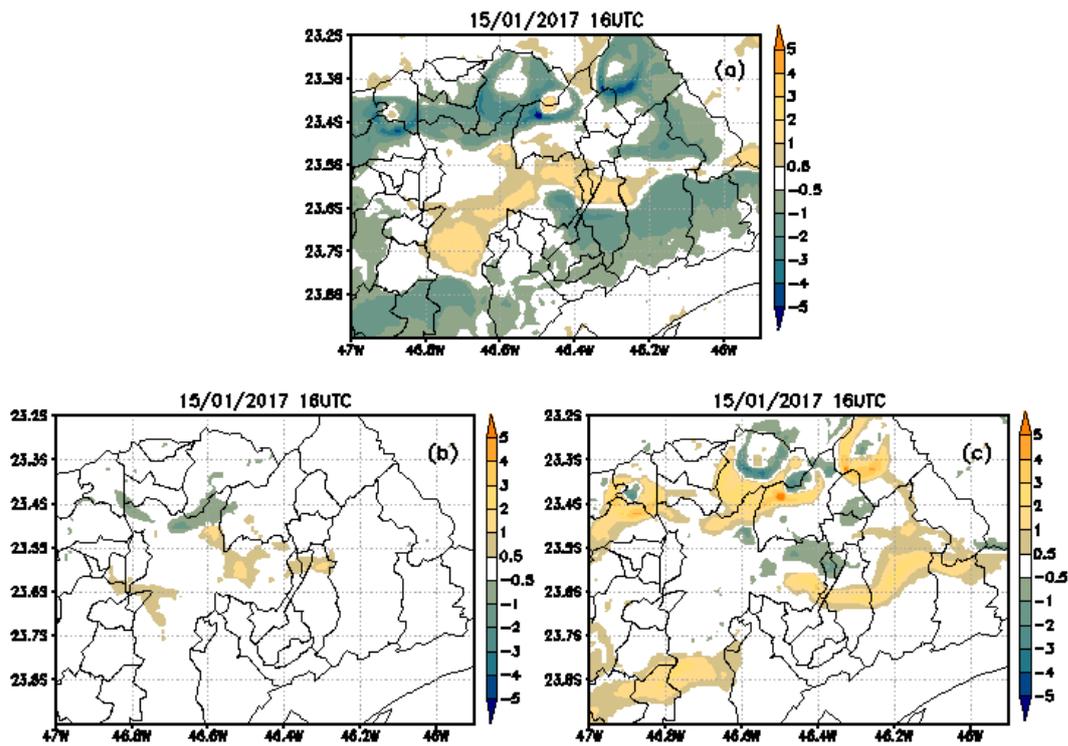


Figura 5.79 –IL (° C) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)) utilizando o método de Stein & Alpert (1993), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

A Figura 5.80 e a Figura 5.81 apresentam o DNRV induzido pelo aumento da mancha urbana, pelo aumento da urbanização vertical e pela interação entre ambos, utilizando os métodos de Barros Neto et al. (1995) e Stein & Alpert (1993), respectivamente. O impacto causado pelo aumento da mancha urbana causa um aumento do DNRV. Para EUV e EMU_EUV há uma redução do cisalhamento. Ambos os métodos apresentam este resultado.

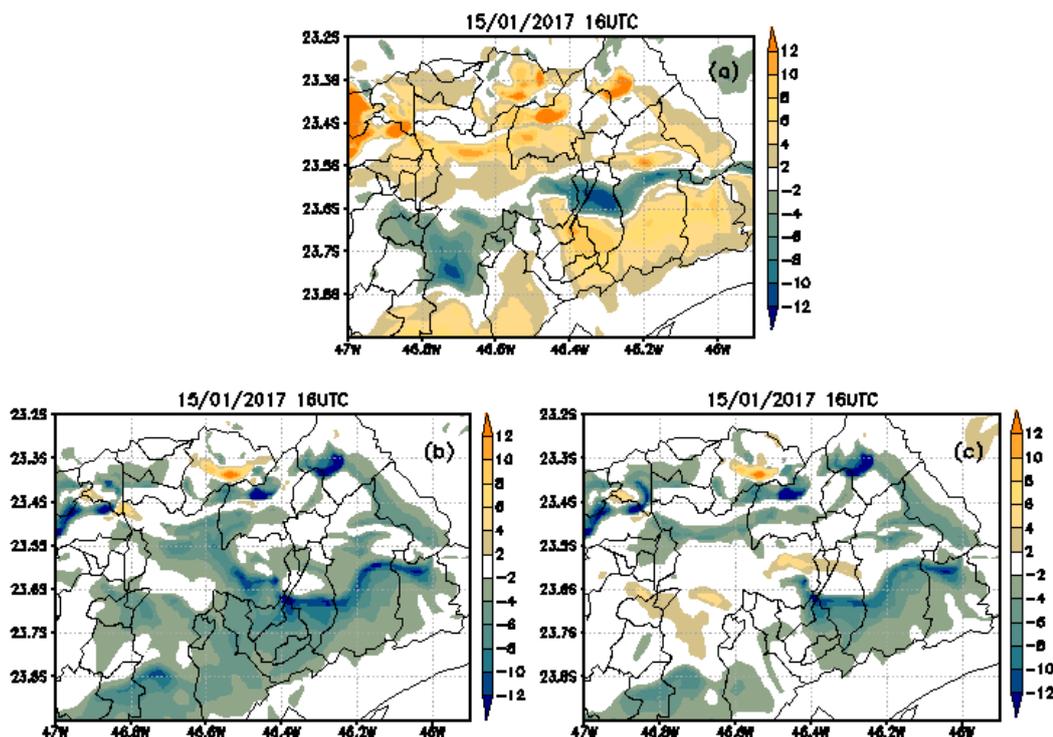


Figura 5.80 - DNRV ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)), utilizando o método de Barros Neto et al. (1995), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

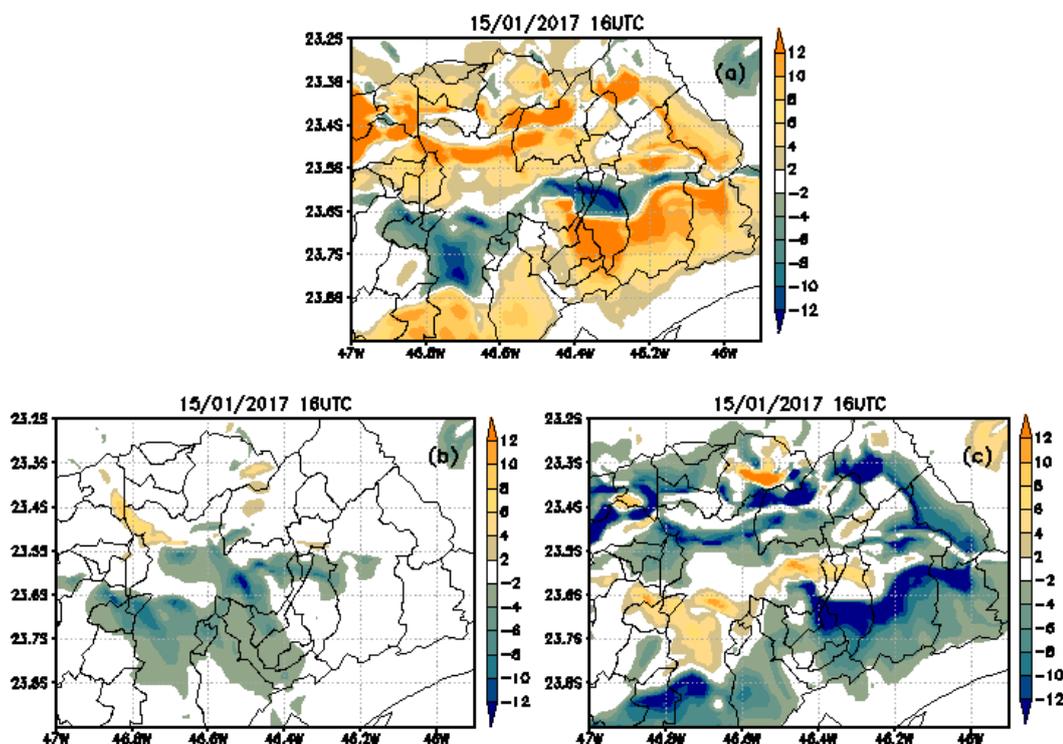


Figura 5.81 - DNRV ($\text{m}^2 \text{s}^{-2}$) induzido pelo aumento da mancha urbana (EMU (a)), pelo aumento da urbanização vertical (EUV (b)) e pela interação entre o aumento da mancha urbana e da urbanização vertical (EMU_EUV (c)), utilizando o método de Stein & Alpert (1993), para às 16 UTC do dia 15 de janeiro de 2017.

6. CONCLUSÕES

As simulações realizadas para os casos de tempestade não atingiram precisão estatística com o índice DPIELKE. Isso não quer dizer que não houve sucesso na representação dos eventos. Ao fazer uma análise subjetiva observa-se boa correspondência na localização dos máximos de precipitação acumulado, chegando a valores próximos do observado, e na evolução do sistema. Outro ponto de ressalva quanto aos índices estatísticos está na obtenção do campo de precipitação observada e interpolada. A interpolação cria um dado artificial que pode não ser o mais correspondente ao real.

Para a tempestade de 14 de fevereiro de 2013, obteve-se, em 12 horas de simulação, um perfil mais instável do que o observado pela sondagem de Campo de Marte, que gerou limiares altos dos índices termodinâmicos para a ocorrência de tempo severo. No ambiente precursor à tempestade foram obtidos perfis termodinâmicos com instabilidade extrema, certo grau de organização e baixa probabilidade de ocorrência de supercélulas tornádicas, assim como o observado nesta tempestade. Para a tempestade de 15 de janeiro de 2017 não há sondagem atmosférica disponível para comparação. No ambiente precursor à tempestade foram obtidos índices termodinâmicos muito instáveis, com baixo grau de organização e baixa probabilidade de ocorrência de supercélulas. Porém, nos campos de vortacidade vertical e velocidade vertical, é possível observar a divisão de uma célula convectiva em um par rotativo característico de supercélulas e outra tempestade com assinatura semelhante.

A parametrização urbana é essencial para a representação do evento. Vimos que sem as fontes de calor e umidade representadas pelo esquema TEB, não há instabilização suficiente para gerar convecção. A simulação com o esquema TEB também acelera a frente de brisa em direção ao centro da área urbana, devido ao maior aquecimento da superfície e a redução da pressão local.

Os casos foram escolhidos tendo em vista que foram duas tempestades causadas por mecanismos diferentes e vindas de direções diferentes, e onde:

- Tiveram comportamento semelhante em se intensificar sobre a área urbana.
- Os efeitos da área urbana e da verticalização deram resultados similares para as variáveis estudadas, incluindo a precipitação.
- A separação de fatores também deu resultados de natureza similar, independente da origem da tempestade.

Com o método de separação de fatores, verificou-se que a mancha urbana hipotética para 2030 é capaz de aumentar a quantidade de chuva sobre a RMSP. Indicando que a mudança do uso do solo rural para o urbano é determinante para este aumento. A precipitação, induzida pelo aumento da área com prédios, na área urbana já existente, apresenta tendência para supressão da chuva. Já, a interação destes dois fatores apresenta um aumento da precipitação e um maior deslocamento da tempestade sobre a região metropolitana, em relação ao cenário atual.

O aumento da mancha urbana causa aumento considerável da instabilidade e do cisalhamento em ambos os casos de tempestade.

O aumento da verticalização atua de diferentes formas sobre a instabilidade, por um lado há aumento das fontes de calor latente e sensível de origem antropogênica, mas o baixo fator de visão do céu diminui o aquecimento no período diurno. No primeiro caso de tempestade resultou em um pequeno aumento da instabilidade, enquanto no segundo houve redução. Em ambos os casos houve redução do cisalhamento devido ao aumento da rugosidade e a redução da convergência sobre a RMSP. No primeiro caso de tempestade, onde não havia componente sinótica importante na circulação dos ventos, a frente de brisa marítima atuou como importante efeito gerador de instabilidade e cisalhamento na RMSP. E dessa forma, o efeito de barreira impediu o avanço dessas condições para aumento da severidade.

A interação entre os fatores causou aumento da instabilidade e redução do cisalhamento em relação ao cenário atual.

6.1. TRABALHOS FUTUROS

Estes resultados devem ser olhados com cautela pois representam apenas dois estudos de caso. Outros casos devem ser estudados para entender os efeitos da urbanização para diferentes processos geradores de tempestades na RMSP.

Faço uma ressalva com a interpolação da precipitação obtida pelas estações pluviométricas. Não me pareceu a mais adequada para tratar a precipitação, dessa forma a análise quantitativa é preterida no momento, em relação a análise subjetiva.

Quanto ao desempenho do modelo, mesmo gerando uma quantidade de precipitação significativa, ainda existem alguns problemas. No primeiro caso, é possível ver que no horário da sondagem não há um secamento adequado do perfil de umidade. Portanto, uma sondagem atmosférica poderia ser assimilada no início da integração.

7. REFÊRENCIAS

- AHRENS D., SAMSON P. J. Extreme Weather and Climate. *Cengage Learning*, 511 p., 2011.
- AIR WEATHER SERVICE The Use of the Skew-T/Log-P Diagram in Analysis and Forecasting, AWS/TR-79/006, 153 p., Revised March 1990.
- ANABOR, V.; STENSRUD, D. J.; MORAES, O. L. L. Simulation of a Serial Upstream-Propagating Mesoscale Convective System Event over Southeastern South America Using Composite Initial Conditions. *Monthly Weather Review*, 137:7, 2144-2163, 2009.
- BAND, L. E.; PATTERSON, P.; NEMANI, R.; RUNNING, S. W. Forrest ecosystem processes at the watershed scale – Incorporating hillslope hydrology. *Agri. Forest Meteorol.*, 63, (1-2), 93-126, 1993.
- BARROS NETO, B., SCARMINO, I.S., BRUNS, R.E. Planejamento e otimização de experimentos, Campinas, 1995.
- BENDER, A. Eventos de tempo severo associados às linhas de instabilidade sobre o estado de São Paulo. 105 p. Dissertação – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2012.
- BENETI, C. A. & SILVA DIAS, M. A. Análise da Performance de Índices de Instabilidade como Previsores de Tempestades na Região de São Paulo. In: *Anais do IV Congresso Brasileiro de Meteorologia, Brasília-DF*, 2, 65-70, 1986.
- BEVEN, K. J.; KIRKBY, M. J.; SCHOFIELD, N.; TAGG, A. F. Testing a physically-based flood forecasting model (TOPMODEL) for 3 UK catchments. *J. Hydrol.*, 69, (1-4), 119-143, 1984.
- BORNSTEIN, R. & LIN, Q. Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: Three cases studies. *Atmos. Environ.* 34, 507–516, 2000.
- BROOKS H. E.; DOSWELL, C. A.; COPPER, J. On the Environments of Tornadic and Nontornadic Mesocyclones. *Weather and Forecasting*, 9, 606-618, 1994.
- CARRAÇA, M. G. D. & COLLIER, C. G. Modelling the impact of high-rise buildings in urban areas on precipitation initiation. *Meteorol. Appl.* 14, 149–161, 2007.
- CARRIÓ, G. G.; COTTON, W. R.; CHENG, W. Y. Y. Urban growth and aerosol effects on convection over Houston: Part I: The August 2000 case. *Atmospheric Research*, 96, 4, 560-574, 2010.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. Extreme Precipitation Events in Southeastern South America and Large-Scale Convective Patterns in the South Atlantic Convergence Zone. *Journal of Climate*, 15, 2377–2394, 2002.
- CARVALHO, L. M. V.; JONES, C.; LIEBMANN, B. The South Atlantic Convergence Zone: Intensity, Form, Persistence, and Relationships with Intraseasonal to Interannual Activity and Extreme Rainfall. *Journal of Climate*, 17, 88–108, 2004.
- CHANGNON, S. A. Inadvertent Weather Modification in Urban Areas: Lessons for Global Climate Change. *Bull. Amer. Meteor. Soc.* 73, 619-627, 2002.
- CHEN, C. & COTTON, W. R. A one-dimensional simulation of the stratocumulus-capped mixed layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 25, pp. 289-321, 1983.
- COTTON, W. R. & ANTHES, R. A. Storm and Cloud Dynamics. *Academic Press*, 883 p., 1989.
- COTTON, W. R. & PIELKE, R. A. Human Impacts on Weather and Climate, *Cambridge University Press*. 288 p., 1995.

- COTTON, W. R.; PIELKE SR. 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. RAMS 2001: Current status and future directions. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 82, 5-29. 2003.
- EVANS, J. S. & DOSWELL, C. A. Examination of Derecho Environments using Proximity Soundings. *Weather and Forecasting*, 16, 329-342, 2001.
- FLORES, J. L.; PEREIRA FILHO, A. J.; KARAM, H. A.; VEMADO, F.; MASSON, V. Effects of Explicit Urban-Canopy Representation on Local Circulations Above a Tropical Mega-City. *Boundary-Layer Meteorol.*, 164, 1-29, 2017.
- FOGACCIA, C. V. C. & PEREIRA FILHO, A. J. Turbulência e Cisalhamento do Vento na Área do Aeroporto Internacional de São Paulo/Guarulhos. In: *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro-RJ* (CDROM), 2000.
- FREITAS, E. D. Circulações Locais em São Paulo e a sua Influência sobre a Dispersão de Poluentes. Tese de doutoramento do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, 2003.
- FREITAS, E. D.; ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; DIAS, P. L. S. Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of Sao Paulo, Brazil. *Boundary-Layer Meteorology*, 122, 1, 43-65, Jan 2007.
- FREITAS, E. D.; SILVA DIAS, P. L.; CARVALHO, V. S. B.; MAZZOLI, C. R. R.; MARTINS, L. D.; MARTINS, J. A.; ANDRADE, M. F. Factors Involved in the Formation and Development of Severe Weather Conditions over the Megacity of São Paulo. In: 89th American Meteorological Society Meeting, Phoenix, AZ, United States, 10-15, January 2009.
- FREITAS, S. R., LONGO, K. M., SILVA DIAS, M. A. F., CHATFIELD, R., SILVA DIAS, P. L., ARTAXO, P., ANDREAEE, M. O., GRELL, G., RODRIGUES, L. F., FAZENDA, A., AND PANETTA, J.: The Coupled Aerosol and Tracer Transport model to the Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (CATT-BRAMS) – Part 1: Model description and evaluation, *Atmos. Chem. Phys.*, 9, 2843-2861, 2009.
- FREITAS, S. R., PANETTA, J., LONGO, K. M., RODRIGUES, L. F., MOREIRA, D. S., ROSÁRIO, N. E., SILVA DIAS, P. L., SILVA DIAS, M. A. F., SOUZA, E. P., FREITAS, E. D., LONGO, M., FRASSONI, A., FAZENDA, A., SILVA, C. M. S., PAVANI, C. A. B., EIRAS, D., FRANÇA, D. A., MASSARU, D., SILVA, F. B., SANTOS, F. C., PEREIRA, G., CAMPONOGARA, G., FERRADA, G. A., CAMPOS VELHO, H. F., MENEZES, I., FREIRE, J. L., ALONSO, M. F., GÁCITA, M. S., ZARZUR, M., FONSECA, R. M., LIMA, R. S., SIQUEIRA, R. A., BRAZ, R., TOMITA, S., OLIVEIRA, V., MARTINS, L. D.: The Brazilian developments on the Regional Atmospheric Modeling System (BRAMS 5.2): an integrated environmental model tuned for tropical áreas. , *Geosci. Model Dev.*, 10, 189-222, 2017.
- GAN, M. A. & RAO, V. B.: Surface Cyclogenesis over South America. *Monthly Weather Review*, 119, 1293-1302, 1991.
- GRELL, G. A. & DÉVÈNYI, D. A Generalized Approach to Parameterizing Convection Combining Ensemble and Data Assimilation Techniques. *Geophysical Research Letters*, 29, 14, 38.1-38.4, 2002.
- GRIMMOND, C. S. B. & OKE, T. R. An Evapotranspiration-Interception Model for Urban Areas, *Water Resour. Res.*, 27, 1739-1755, 1991.
- GRIMMOND, S. Urbanization and global environmental change: local effects of urban warming, *Geographical Journal*, 173, 1, 83-88, 2007.
- GUO, X.; FU, D.; WANG, J. Mesoscale convective precipitation system modified by urbanization in Beijing city. *Atmos. Res.* 82, 112-126, 2006.

- 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.
- HJELMFELT, M. R. Numerical simulation of the effects of St. Louis on mesoscale boundary-layer airflow and vertical air motion: Simulations of urban vs non-urban effects. *J. Appl. Meteor.*, 21, 1239-1257, 1982.
- HUFF, F. A. & S. A. CHANGNON JR. Climatological assessment of urban effects on precipitation at St. Louis. *J. Appl. Meteor.*, 11, 823-842, 1972.
- JOHNS, R. H. & DOSWELL, C. A. III Severe Local Storm Forecasting. *Weather and Forecasting*, 7, 588-612, 1992.
- KARAM, H.; PEREIRA FILHO, A.; MASSON, V.; NOILHAN, J.; MARQUES FILHO, E. Formulation of a Tropical Town Energy Budget (t-TEB) Scheme. *Theor. Appl. Climatol.*, 120, 101-109, 2010.
- KHAN, S. M.; SIMPSON, R. W. Effect of a heat island on the meteorology of complex urban airshed. *Boundary-Layer Meteorol.*, 100, 487-506, 2001.
- KUSAKA, H. Mechanism of Precipitation Increase with Urbanization in Tokyo as Revealed by Ensemble Climate Simulations. *J. Appl. Meteorol. Climatol.* 53, 824-839, 2014.
- LOUIS, J-F., TIEDKE, M., GELEYN, J-F. A short history of the PBL parameterization at the ECMWF. *Proc. Workshop on Planetary Boundary Layer Parameterization*, Shinfield Park, Reading, United Kingdom, ECMWF, 59-80. 1981.
- 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. *Bound-Layer Meteorol.*, 94, 357-397, 2000.
- MASSON, V. Urban Surface Modeling and the Meso-Scale Impact of Cities. *Theor. Appl. Climatol.* 84, 35-45, 2006.
- MELLOR, G. L. & YAMADA, T. Development of a turbulence closure-model for geophysical fluid problems. *Reviews of Geophysics*, 20, 4, 851-875, 1982.
- MEYERS, M. P.; WALKO, R. L.; HARRINGTON, J. Y.; COTTON, W. R. New RAMS cloud microphysics parameterization. Part II: The two-moment scheme. *Atmospheric Research*, 45, 1, 3-39, 1997.
- MILLS G. A. & CONQUHOUN J. R. Objective Prediction of Severe Thunderstorm Environments: Preliminary Results Linking a Decision Tree with an Operational Regional NWP Model. *Weather and Forecasting*, 13, 1078-1092, 1998.
- MÖLDERS, N. & OLSON, M. A. Impact of Urban Effects on Precipitation in High Latitudes. *J. Hydrometeorol.* 5, 3, 409-429, 2004.
- MOLLER, A. R. Severe local storms forecasting. In: Severe Convective Storms, C. A. Doswell III (Ed.), American Meteorological Society Monographs, 28, 50, 433-480, 2001.
- MORALES, C. A. R.; DA ROCHA, R. P.; BOMBARDI, R. On the development of summer thunderstorms in the city of São Paulo: Mean meteorological characteristics and pollution effect. *Atmospheric Research*, 96, 477-488, 2010.
- MOREIRA, D. S., FREITAS, S. R., BONATTI, J. P., MERCADO, L. M., ROSÁRIO, N. M. É., LONGO, K. M., MILLER, J. B., GLOOR, M., AND GATTI, L. V.: Coupling between the JULES land-surface scheme and the CCATT-BRAMS atmospheric chemistry model (JULES-CCATT-

- BRAMS1.0): applications to numerical weather forecasting and the CO₂ budget in South America, *Geosci. Model Dev.*, 6, 1243-1259, 2013.
- NASCIMENTO, E. L. Identifying Severe Thunderstorm Environments in Southern Brazil: Analysis of Severe Weather Parameters. Proceedings of the 22nd Conference on Severe Local Storms. Hyannis, MA, EUA: American Meteorological Society, 2004.
- NASCIMENTO, E. L. & CALVETTI, L. Identificação de Condições Precursoras de Tempestades Severas no Sul do Brasil utilizando-se Radiossondagens e Parâmetros Convectivos. *In: Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza, CE (CDROM)*, 2004.
- OKE, T. R. Canyon geometry and the nocturnal urban heat island: Comparison of scale model and field observations. *Journal of Climatology*, 1, 237-254, 1981.
- OKE, T. R. Boundary Layer Climates. Second Edition. *Routledge Kegan & Paul.*, 435 pp., 1988.
- OKE, T. R. The energetic basis of the urban heat island. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*. 108, 1-24, 1982.
- OKE, T. R. Boundary Layer Climates, Methuen and Co., New York, NY, USA, 2nd edition, 1987.
- PATHIRANA, A.; DENEKEW, H. B.; VEERBEEK, W.; ZEVENBERGEN, C.; BANDA, A. T. Impact of urban growth-driven landuse change on microclimate and extreme precipitation — A sensitivity study. *Atmospheric Research*. 138, 1, 59-72, 2014.
- PETERSON, J. T. The climate of cities: a survey of recent literature, *Climate in Review*, G. McBoyle, Ed., pp. 264–285, 1973.
- PIELKE SR., R. A. *Mesoscale Meteorological Modelling*. International Geophysics Series. 2ª. Edição, Estados Unidos da América, Academic Press, v. 78, 676 p., 2002.
- PICOLO, M. F. Atmospheric conditions observed during severe weather occurrences in the area of the SOS-CHUVA project. 307 p. Dissertação – Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2018.
- RASMUSSEN, E. & BLANCHARD, D. O. A Baseline Climatology of Sounding-derived Supercell and Tornado Forecast Parameters. *Weather and Forecasting*, 13, 1148-1164, 1998.
- ROZOFF, C. M.; COTTON, W. R.; ADEGOKE, J. O. Simulation of St. Louis, Missouri, land use impacts on thunderstorms. *J. Appl. Meteorol.* 42, 6, 716–738, 2003.
- SALES, F. H. & PEREIRA FILHO, A. J. Comparações entre Aspectos Observacionais e Simulação Numérica de uma Linha de Instabilidade Simétrica de Longa Duração sobre o Estado de São Paulo. *In: Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Rio de Janeiro – RJ (CDROM)*, 1626-1634, 2000.
- SANTAMOURIS, M. Energy and Climate in the Urban Built Environment, James & James, London, UK, 2001.
- SHEPHERD, J. M.; PIERCE, H. NEGRI, A. Rainfall Modification by Major Urban Areas: Observations from Spaceborne Rain Radar on the TRMM Satellite. *J. Appl. Meteorol.* 41, 689-701, 2002.
- SILVA DIAS, M. A. F. Sistemas de Mesoescala e Previsão de Tempo a Curto Prazo. *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2, 133-150, 1987.
- 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*, 116 (3-4): 705-722, 2013.
- SILVA DIAS, M. A. F., VIDALE, P. L., BLANCO, C. M. R. Case study and numerical simulation of the summer regional circulation in Sao Paulo, Brazil. *Boundary-Layer Meteorol.*, 74: 371-388, 1995.

- SILVEIRA R. B. & SILVA DIAS, M. A. F. Análise dos ecos de radar de São Paulo durante o EM-III - diagnóstico de superfície e estudo da precipitação. Anais do VI Congresso Brasileiro de Meteorologia, Salvador, Bahia, 19 a 23 de Novembro de 1990, 738-742, 1990.
- SIVAPALAN, M.; BEVEN, K.; WOOD, E. F. On hydrologic similarity .2. A scaled model of storm runoff production. *Water Resour. Res.*, 23, 12, 2266-2278, 1987.
- SMITH, B. & RODRIGUEZ, S. Spatial Analysis of High-Resolution Radar Rainfall and Citizen-Reported Flash Flood Data in Ultra-Urban New York City. *Water*, 9, 736, 2017.
- SOUZA, D. O.; ALVALÁ, R. C. S.; NASCIMENTO, M. G. Urbanization effects on the microclimate of Manaus: A modeling study. *Atmospheric Research*, 167, 237-248, 2015.
- STEIN, U. & ALPERT, P. Factor Separation in Numerical Simulations. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 50(14): 2107-2115, 1993.
- STENSRUD, D. J.; CORTINAS, J. V.; BROOKS, H. E. Discriminating between Tornadoic and Nontornadoic Thunderstorms using Mesoscale Model Output. *Weather and Forecasting*, 12, 613-632, 1997.
- SYNNEFA, A.; SANTAMOURIS, M.; APOSTOLAKIS, K. On the development, optical properties and thermal performance of cool colored coatings for the urban environment. *Solar Energy*, 81, 488-497, 2007.
- TARIFA, J. R. & ARMANI, J. Os climas urbanos. In TARIFA, J. R. & AZEVEDO, T. R. Os climas na cidade de São Paulo: Teoria e prática. São Paulo, Pró-Reitoria de Cultura e Extensão. Universidade de São Paulo. Laboratório de Climatologia – FFLCH. Coleção Novos Caminhos, 4, Cap. 3, 47-70, 2001.
- THOMPSON, R. L. Eta Model Storm-relative Winds Associated with Tornadoic and Nontornadoic Supercells. *Weather and Forecasting*, 13, 125-137, 1998.
- THOMPSON, R. L.; EDWARDS, R.; HART, J. A.; ELMORE, K. L.; MARKOWSKI, P. Close Proximity Soundings Within Supercell Environments Obtained from the Rapid Update Cycle. *Weather and Forecasting*, 18, 1243-1261, 2003.
- TRIPOLI, G. & COTTON, W.: The Colorado State University threedimensional cloud-mesoscale model. Part I: General theoretical framework and sensitivity experiments, *J. Res. Atmos.*, 16, 185–219, 1982.
- VELASCO, I. & FRITSH, J. M. Mesoscale Convective Complexes over the Americas. *Journal of Geophysical Research*, 92, 9591-9613, 1987.
- VILLAÇA, F. J. M. A estrutura territorial da metrópole sul brasileira. Tese de Pós Doutorado. FFLCH/USP, Departamento de Geografia. 1978.
- XUE, M.; DROEGEMEIER, K. K.; WONG, V. The Advanced Regional Prediction System (ARPS) - A Multi-Scale Nonhydrostatic Atmospheric Simulation and Prediction Model. Part I: Model dynamics and Verification. *Meteorol. Atmos. Phys.* 1, 1-45, 2000.
- 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 modelling. *J. Appl. Meteorol.*, 39, 6, 931-944, 2000.
- WALKO, R. L.; COTTON, W.R.; MEYERS, M.P.; HARRINGTON, J.Y. New RAMS cloud microphysics parameterization part I: the single-moment scheme. *Atmos. Research*. 38, 1-4, 29-62, 1995.
- WILHELMSON, R. B. & KLEMP, J. B. Observed and Numerically Simulated Structure of a Mature Supercell Thunderstorm. *Journal of Atmospheric Science*. 38, 1581-1600, 1981.
- YOUNG, A. F. Urban expansion and environmental risk in the São Paulo Metropolitan Area. *Climate Research (Internet)*, v. 57, p. 73-80, 2013.

ZILLI, M. T.; CARVALHO, L. M. V.; LIEBMANN, B.; SILVA DIAS, M. A. A Comprehensive Analysis of Trends in Extreme Precipitation over Southeastern Coast of Brazil. *Int. J. Climatol.* 37, 2269-2279, 2017.

ZHONG, S. & YANG, X. Ensemble simulations of the urban effect on a summer rainfall event in the Great Beijing Metropolitan Area. *Atmospheric Research.* 153, 318-334, 2015.

ANEXO

Anexo A - Esquema TEB

Proposto por Masson (2000), o objetivo do TEB é simular os fluxos turbulentos da superfície de um modelo atmosférico de mesoescala, coberto por prédios, estradas ou qualquer material artificial, para a atmosfera. O TEB é então ativado, quando é identificado o tipo urbano no arquivo de uso do solo em uma subdivisão da célula de grade. São calculados os fluxos de calor sensível e latente ($W m^{-2}$), fluxos radiativos ascendentes ($W m^{-2}$) e componentes do fluxo de momento ($m^2 s^{-2}$).

O TEB utiliza o conceito de *canyon* (OKE,1987), que considera uma rua cercada pelos lados por paredes de prédios. A cidade é representada da seguinte maneira:

- Todos os prédios possuem a mesma altura e comprimento.
- Os prédios são localizados ao longo de ruas idênticas e essas possuem comprimento muito maior que a largura. O espaço contido entre as paredes dos prédios é definido como *canyon*.
- Qualquer orientação de rua é possível e todas existem com a mesma probabilidade. Isto permite que a orientação do *canyon* apareça nas equações (em relação ao sol e direção do vento), substituída por um valor equivalente a uma média em 360° .

O modelo TEB usa três temperaturas de superfície: representativas dos telhados (T_R), das ruas (T_r) e das paredes (T_w), composta por múltiplas camadas. As equações que descrevem a evolução da temperatura das camadas são baseadas em considerações sobre o balanço de energia. As equações prognósticas para as camadas superficiais do teto, parede e rua podem ser escritas genericamente da seguinte forma:

$$C_{\diamond_1} \frac{\partial T_{\diamond_1}}{\partial t} = (1 - \delta_{snow_\diamond}) \frac{1}{d_{\diamond_1}} (S_\diamond^* + L_\diamond^* - H_\diamond - LE_\diamond - G_{\diamond_{1,2}}) \quad (3.4)$$

$$+ \delta_{snow_\diamond} \frac{1}{d_{\diamond_1}} (G_{\diamond_{snow,1}} - G_{\diamond_{1,2}})$$

Onde o subscrito \diamond , denota R (telhado), r (rua) e w (parede); T_{\diamond_k} é a temperatura da k -ésima camada da superfície considerada ($k=1$ representa a camada externa ou superficial); C_{\diamond_k} é a capacidade térmica; d_{\diamond_k} é a espessura da camada; Os fluxos S_\diamond^* , L_\diamond^* , H_\diamond , LE_\diamond , $G_{\diamond_{1,2}}$ e $G_{\diamond_{snow,1}}$ denotam a radiação solar líquida, radiação infravermelha líquida, fluxo de calor sensível, fluxo de calor latente, fluxo de calor por condução entre a camada superficial e a

camada adjacente, fluxo de calor por condução entre a base do manto de neve e a superfície, respectivamente e δ_{snow_\diamond} é a fração de neve na superfície.

Assume-se que a camada superficial é suficiente fina para que a temperatura média da camada seja usada para calcular os fluxos de superfície turbulentos e radiativos. Ficando $T_\diamond = T_{\diamond_1}$.

A temperatura para as outras camadas é obtida com uma equação de condução de calor. Para a n -ésima camada:

$$C_{\diamond_k} \frac{\partial T_{\diamond_k}}{\partial t} = \frac{1}{d_{\diamond_k}} (G_{\diamond_{k-1,k}} - G_{\diamond_{k,k+1}}) \quad (3.5)$$

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

$$G_{\diamond_{k,k+1}} = \bar{\lambda}_{k,k+1} \frac{T_{\diamond_k} - T_{\diamond_{k+1}}}{\frac{1}{2}(d_{\diamond_k} + d_{\diamond_{k+1}})} \quad (3.6)$$

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

Reservatórios de água:

Devido a presença de temperaturas de superfície no esquema TEB, a umidade específica de saturação e conseqüentemente, o fluxo de calor sensível, pode ser calculado facilmente. A chuva é interceptada pelos telhados e ruas e existe um escoamento superficial dos telhados e ruas para o sistema de esgoto. Telhados e ruas podem ser cobertos por certa quantidade de água, parametrizada pelas variáveis W_R e W_r , respectivamente. Como essas superfícies são impermeáveis, são tratadas com a fração de superfície coberta por água, δ_R e δ_r . A água evapora enquanto a umidade do ar é não saturada. A fração de água líquida ocupada pela superfície é calculada como $\delta_\diamond = \left(W_\diamond / W_{\diamond_{max}} \right)^{2/3}$, onde W_{max} é a quantidade máxima de água sobre a superfície.

O orvalho urbano também é considerado. Quando a condição para o orvalho acontecer está presente (umidade do ar maior que a umidade de saturação da superfície), a superfície é considerada úmida ($\delta_\diamond = 1$). Isso permite um fluxo de calor latente negativo e a formação de orvalho.

A equação para os reservatórios de água é:

$$\frac{\partial W_\diamond}{\partial t} = R - LE_\diamond / L_v, \quad (W_\diamond < W_{\diamond_{max}}) \quad (3.7)$$

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

Os reservatórios são de pequena capacidade e o excesso é perdido como escoamento superficial, com $W_{Rmax} = W_{rmax} = 1 \text{ kg m}^{-2}$.

Balço de onda longa:

A radiação de onda longa presa pelas superfícies do *canyon* é calculada com uma re-emissão levada em conta.

Os fatores de visão do céu são calculados pela geometria do TEB de acordo com Noilhan (1981):

$$\Psi_r = [(h/\omega)^2 + 1]^{1/2} - h/\omega \quad (3.8)$$

$$\Psi_\omega = \frac{1}{2} \left\{ h/\omega + 1 - [(h/\omega)^2 + 1]^{1/2} \right\} / (h/\omega) \quad (3.9)$$

Onde, h é a altura do prédio e ω é a espessura da rua.

Esses fatores representam a fração do céu vista pela rua e por uma parede, respectivamente, comparados com a fração do céu vista de uma superfície horizontal plana sem obstrução. O fator de visão para o telhado é igual a 1. Se as construções forem muito baixas Ψ_r tende a 1 e Ψ_ω a 0,5. Se os prédios forem muito altos ambos tendem a zero e as trocas radiativas ocorrem principalmente entre as paredes.

A taxa de radiação de onda longa absorvida pelas ruas e paredes é a seguinte:

$$L_r^* = \epsilon_r \Psi_r L^\downarrow - \epsilon_r \sigma T_r^4 + \epsilon_r \epsilon_\omega (1 - \Psi_r) \sigma T_\omega^4 + \epsilon_r (1 - \epsilon_\omega) (1 - \Psi_r) \Psi_\omega L^\downarrow \quad (3.10)$$

$$+ \epsilon_r \epsilon_\omega (1 - \epsilon_\omega) (1 - \Psi_r) (1 - 2\Psi_\omega) \sigma T_\omega^4 + \epsilon_r (1 - \epsilon_\omega) (1 - \Psi_r) \Psi_\omega \overline{\sigma \epsilon_r T_r^4}$$

$$L_\omega^* = \epsilon_\omega \Psi_\omega L^\downarrow - \epsilon_\omega \sigma T_\omega^4 + \epsilon_\omega \Psi_\omega \overline{\sigma \epsilon_r T_r^4} + \epsilon_\omega^2 (1 - 2\Psi_\omega) \sigma T_\omega^4 \quad (3.11)$$

$$+ \epsilon_\omega (1 - \bar{\epsilon}_r) \Psi_\omega \Psi_r L^\downarrow + \epsilon_\omega (1 - \epsilon_\omega) \Psi_\omega (1 - 2\Psi_\omega) L^\downarrow$$

$$+ \epsilon_\omega^2 (1 - \epsilon_\omega) (1 - 2\Psi_\omega)^2 \sigma T_\omega^4$$

$$+ \epsilon_\omega^2 (1 - \bar{\epsilon}_r) \Psi_\omega (1 - \Psi_r) \sigma T_\omega^4$$

$$+ \epsilon_\omega (1 - \epsilon_\omega) \Psi_\omega (1 - 2\Psi_\omega) \overline{\sigma \epsilon_r T_r^4}$$

Onde, $\overline{\sigma \epsilon_r T_r^4} = (1 - \delta_{snow_r}) \epsilon_r T_r^4 + \delta_{snow_r} \epsilon_{r_{snow}} T_{snow_r}^4$, ϵ é a emissividade e σ é a constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$), L^\downarrow é a radiação infravermelha que chega em uma superfície horizontal. Para deduzir as equações foi usado $(1 - \Psi_r)$ como a contribuição das duas paredes. Para o balanço de energia de uma parede o fator de visão do céu pela rua é igual a Ψ_ω (por simetria) e pela parede oposta é $(1 - 2\Psi_\omega)$.

Radiação Solar:

Devido a efeitos de sombra, são necessários cálculos especiais para estimar o fluxo solar recebido pelas paredes e ruas.

Sendo S^\downarrow a radiação solar direta, θ o ângulo entre a direção do sol e o eixo do “canyon” e λ o ângulo zenital solar, considerando uma rua perpendicular a direção do sol ($\theta = \pi/2$) e $\lambda_0 = \arctan(\omega/h)$ definido como o ângulo zenital no qual o sol começa a iluminar a rua. Os fluxos solares diretos médios recebidos pelas duas paredes e pela rua são:

$$S_\omega^\downarrow \left(\theta = \frac{\pi}{2} \right) = \begin{cases} \frac{1}{2} \frac{\omega}{h} S^\downarrow & \text{se } \lambda > \lambda_0 \\ \frac{1}{2} \tan(\lambda) S^\downarrow & \text{se } \lambda < \lambda_0 \end{cases} \quad (3.12)$$

$$S_r^\downarrow \left(\theta = \frac{\pi}{2} \right) = \begin{cases} 0 & \text{se } \lambda > \lambda_0 \\ \left(1 - \frac{h}{\omega} \tan(\lambda) \right) S^\downarrow & \text{se } \lambda < \lambda_0 \end{cases} \quad (3.13)$$

O fluxo médio, com respeito a orientação do “canyon”, é realizado com duas integrações, uma de $\theta = 0$ até $\theta = \theta_0$ e outra de $\theta = \theta_0$ até $\theta = \frac{\pi}{2}$. Onde θ_0 é a orientação crítica do “canyon” para qual a rua não é mais iluminada ou quando a radiação é mínima (quando o sol é alto o suficiente). Os fluxos solares diretos para paredes, ruas e telhados podem ser escritos da seguinte forma:

$$S_r^\downarrow = S^\downarrow \left[\frac{2\theta_0}{\pi} - \frac{2}{\pi} \frac{h}{\omega} \tan(\lambda) (1 - \cos(\theta_0)) \right] \quad (3.14)$$

$$S_\omega^\downarrow = S^\downarrow \left[\frac{\omega}{h} \left(\frac{1}{2} - \frac{\theta_0}{\pi} \right) + \frac{1}{\pi} \tan(\lambda) (1 - \cos(\theta_0)) \right] \quad (3.15)$$

$$S_R^\downarrow = S^\downarrow \quad (3.16)$$

A Radiação solar espalhada recebida pelas superfícies (S_\diamond^\downarrow) é deduzida diretamente dos fatores de visão do céu. Em um trabalho realizado sobre a RMSP, Bueno de Moraes (2017) concluiu que é apropriado representar o albedo efetivo a partir de dados de fator de visão do céu. Devido ao formato do *canyon* e ao alto albedo das paredes, o balanço radiativo de onda curta é calculado resolvendo um sistema geométrico para um número infinito de reflexões, assumidas como isotrópicas.

A soma das reflexões contra as paredes e ruas é definida como M_\diamond , onde:

$$M_r = \frac{R_r(0) + (1 - \Psi_r) \bar{\alpha}_r (R_\omega(0) + \Psi_\omega \alpha_\omega R_r(0))}{1 - (1 - 2\Psi_\omega) \alpha_\omega + (1 - \Psi_r) \Psi_\omega \bar{\alpha}_r \alpha_\omega} \quad (3.17)$$

$$M_\omega = \frac{R_\omega(0) + \Psi_\omega \alpha_\omega R_r(0)}{1 - (1 - 2\Psi_\omega)\alpha_\omega + (1 - \Psi_r)\Psi_\omega \bar{\alpha}_r \alpha_\omega} \quad (3.18)$$

Sendo:

$$R_r(0) = \bar{\alpha}_r S_r^\downarrow + \bar{\alpha}_r S_r^\uparrow \quad (3.19)$$

$$R_\omega(0) = \bar{\alpha}_\omega S_\omega^\downarrow + \bar{\alpha}_\omega S_\omega^\uparrow \quad (3.20)$$

$$\bar{\alpha}_r = (1 - \delta_{snow_r})\alpha_r + \delta_{snow_r}\alpha_{r_{snow}} \quad (3.21)$$

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

$$S_r^* = (1 - \alpha_r)S_r^\downarrow + (1 - \alpha_r)S_r^\uparrow + (1 - \alpha_r)(1 - \Psi_r)M_\omega \quad (3.22)$$

$$S_\omega^* = (1 - \alpha_\omega)S_\omega^\downarrow + (1 - \alpha_\omega)S_\omega^\uparrow + (1 - \alpha_\omega)(1 - 2\Psi_\omega)M_\omega + (1 - \alpha_\omega)\Psi_\omega M_r \quad (3.23)$$

$$S_R^* = (1 - \alpha_R)S_R^\downarrow + (1 - \alpha_R)S_R^\uparrow \quad (3.24)$$

O albedo das superfícies como vidro e superfície úmida para a radiação solar direta irá modificar apenas os termos $\alpha_\diamond S_\diamond^\downarrow$.

Fluxos Antropogênicos:

Devido a atividade humana, calor e umidade são liberados para a atmosfera. As duas principais fontes são aquecimento doméstico e a combustão. O aquecimento doméstico é resolvido explicitamente supondo uma temperatura interna constante, seja qual for a temperatura externa. O calor é então liberado para as paredes e telhados e deles para a atmosfera através da formulação do fluxo condutivo.

A combustão é dividida em duas fontes: tráfego e indústria. Para cada um, os fluxos de calor e umidade são especificados pelo usuário.

Os fluxos relacionados ao tráfego modificarão o balanço de ar do *canyon*, enquanto os fluxos industriais influenciarão a atmosfera diretamente.

Fluxos Turbulentos:

O esquema TEB calcula os fluxos de *momentum* para toda a cobertura urbana, com a formulação para o comprimento de rugosidade ($z_{0_{town}} = h/10$, com um limite arbitrário de 5 m) e os coeficientes de estabilidade de Mascart et al. (1995), seja qual for a posição relativa do nível atmosférico com a profundidade da subcamada de rugosidade.

A aproximação do TEB supõe que existem duas principais fontes de calor da cobertura artificial para a atmosfera, levando a dois fluxos de calor turbulento. Essas duas superfícies são os telhados e o sistema do *canyon*. A contribuição desses fluxos é uma média relativa às

suas áreas horizontais. Os fluxos de calor turbulento entre o telhado e a atmosfera utilizam um comprimento de rugosidade de 0,15 m e novamente os coeficientes de estabilidade de Mascart et al. (1995) são utilizados para calcular a resistência aerodinâmica. Para os fluxos de calor e umidade entre o ar do *canyon* e a atmosfera T_{can} e q_{can} são usados, ao invés das características de superfícies e a resistência aerodinâmica é calculada com $z_{0_{town}}$.

Referências do Anexo

- BUENO DE MORAIS, M.; 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.
- 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 Meteorol.*, 94, 357-397, 2000.
- NOILHAN, J. A model for the net total radiation flux at the surfaces of a building. *Building Environ.* 16, 259-266. 1981.
- OKE, T. R. *Boundary Layer Climates*, Methuen and Co., New York, NY, USA, 2nd edition, 1987.