

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

José Luis Flores Rojas

# **Modelagem da camada limite planetária urbana com o sistema ARPS - tTEB**

Impacto da camada limite planetária urbana na origem e no  
desenvolvimento de tempestades convectivas na RMSP

São Paulo

2017



José Luis Flores Rojas

# Modelagem da camada limite planetária urbana com o sistema ARPS - tTEB

Impacto da camada limite planetária urbana na origem e no  
desenvolvimento de tempestades convectivas na RMSP

Tese apresentada ao Departamento de Ciências Atmosféricas do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo como requisito parcial para a obtenção do título de Doutor em Ciências.

Área de Concentração: Ciências Atmosféricas  
Orientador(a): Prof. Dr. Augusto J. Pereira Filho

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

São Paulo

2017



*Aos meus pais e as minhas filhas*



# Agradecimentos

Ao Prof. Dr. Augusto José Pereira Filho, pelo apoio acadêmico, moral e material durante o período da pesquisa, pela orientação desde o início do doutorado e pelas palavras sempre positivas e construtivas que permitiram a conclusão do presente trabalho.

Ao Prof. Dr. Hugo Abi Karam, pela cessão dos códigos do esquema tTEB, pelas importantes discussões e contribuições no processo de acoplamento do sistema ARPS-tTEB e pela amizade e apoio acadêmico durante todo o tempo da minha estância no Brasil. Ao Msc. Felipe Vemado, pelas importantes dicas e sugestões sobre o uso e configuração do modelo ARPS que foram importantes em todas as fases da pesquisa. Ao prof. Dr. Ricardo Hallak e ao prof. Dr. Gilberto Fernando Fisch pela revisão de linguagem e pelas importantes sugestões para melhorar a estrutura e as análises da tese.

Aos amigos e colegas da Pós-graduação do Departamento de Ciências atmosféricas do IAG-USP, Msc. Felipe Vemado, Dr. Ivon Wilson da Silva Júnior, Msc. Aliton Oliveira da Silva e Msc. Isidro Tuleni Ihadua, pela amizade, companheirismo acadêmico e agradável convívio social.

Aos meus pais Roberto e Elena, pela compreensão e apoio emocional durante o longo período fora do meu país. As minhas filhas Jessica e Cynthia por serem a minha maior motivação para seguir adiante.

A todos os professores do Departamento de Ciências atmosféricas do IAG-USP, por compartilhar seus valiosos conhecimentos. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPQ) do Brasil, pela concessão da bolsa de doutorado e pelo apoio financeiro para a realização desta pesquisa.



*“A nossa atmosfera estava carregada de tempestades, a nossa própria natureza nublava-se, pois não tínhamos encontrado caminho algum... Eis a fórmula da nossa felicidade: um sim, um não, uma linha recta, uma finalidade...”*

Friedrich Nietzsche

*“Cuando la sangre de tus venas retorne al mar y el polvo de tus huesos vuelva al suelo, quizá recuerdes que esta Tierra no te pertenece a tí, sino que tú perteneces a la Tierra...”*

Sabiduria Indoamericana



## Resumo

O presente trabalho estuda o comportamento dinâmico e energético da camada limite planetária urbana mediante o sistema acoplado conformado pelo esquema de balanço de energia superficial para cidades tropicais tTEB [Karam et al., 2010] e o modelo regional de mesoescala não hidrostático ARPS [Xue et al., 1995]. O estudo proporciona uma descrição detalhada dos procedimentos necessários para implementar o sistema acoplado ARPS-tTEB. Em condições ideais, a capacidade do sistema acoplado para gerar convergência de baixos níveis como produto da presença da ilha de calor urbana foi testado mediante o uso da sondagem vertical da tempestade ocorrida na cidade de Del City Oklahoma do dia 20 de Maio de 1977, que é o caso de referência utilizado pelo modelo ARPS. Em condições reais, o sistema foi testado na simulação do evento de brisa marítima sob condições sinóticas fracas e de céu claro do dia 22 de Agosto de 2014 e também no evento de forte tempestade convectiva do dia 12 de Janeiro de 2015, ambos ocorridos na Região Metropolitana de São Paulo. O esquema de superfície urbana baseado na geometria 3D de cânions urbanos utilizado no esquema tTEB mostra uma melhoria consistente na simulação das características térmicas e dinâmicas da camada limite planetária urbana, quando comparada com o esquema de balanço de energia superficial utilizado como padrão no modelo ARPS, para os casos ideais e reais apresentados. Estas melhorias têm um papel importante no desencadeamento da convecção sobre a cidade, o que é importante para a previsão de curto prazo das tempestades convectivas. Além disso, foram implementados dois métodos para estimar a intensidade da ilha de calor urbano superficial, um deles baseado no ajuste de superfície gaussiana e o outro baseado numa análise estatística de quanties dos campos de temperatura superficial das áreas urbanas e rurais obtidos pelo sensor MODIS. Finalmente, foi avaliada a influência da cobertura vegetal na geração da ilha de calor urbana.



# Abstract

The present work studies the dynamic and energetic features of urban boundary layer through the coupled system conformed by the surface energy balance scheme tTEB [Karam et al., 2010] and the regional non hydrostatic mesoscale model ARPS [Xue et al., 1995]. The study provides a detailed description of the procedures required to implement the ARPS-tTEB system. Under ideal conditions, the ability of the coupled system to generate low level convergence as a result of the presence of the urban heat island was tested using the vertical sounding of the thunderstorm occurred in Del City, Oklahoma on May 20, 1977, which is the reference case used by ARPS. In real conditions, the system was tested in the simulation of the sea breeze event under weak synoptic and clear sky conditions of August 22, 2014 and also in the strong convective storm event on January 12, 2015, both occurring in the Metropolitan Area of São Paulo. The urban area scheme based on 3D geometry for the urban canyons used tTEB scheme, shows a consistent improvement in the simulation of thermal and dynamic features of UBL compared to the surface energy balance used by default in ARPS, for ideal and real cases presented above. These improvements play an important role in triggering convection over the city, which is important for the purpose of short-term forecasting of convective thunderstorms. In addition, two methods were used to estimate the intensity of the surface urban heat island, one of them based on fitting of Gaussian surface and the other based on a statistical analysis of quantiles of surface temperatures of urban and rural areas obtained by MODIS sensor. Finally, was evaluated the influence of vegetation cover on the generation of the urban heat island.



## Lista de Figuras

3.1	Sistema de brisa marítima (CBM). Os detalhes são discutidos no texto. Figura adaptada de Miller et al. [2003]. . . . .	57
3.2	Possíveis direções do vento perto da fronteira entre o continente e o oceano.	60
3.3	Desenvolvimento da brisa marítima pura, em espiral e escondida. A superfície terrestre se encontra do lado esquerdo; a superfície marítima do lado direito. Setas escuras grossas indicam a direção do vento no topo da camada limite planetária. Setas finas cinzas indicam a direção do vento perto da superfície não relacionada com a circulação de brisa marítima (CBM). Setas finas indicam ventos superfície relacionados com a CBM. As linhas pontilhadas grossas indicam o limite interior da CBM. A linha fina pontilhada indica a extensão da CBM em direção ao mar. (a,b,c) Desenvolvimento da brisa marítima pura. A linha tracejada indica a extensão da região calma ao interior. (d,e,f) Desenvolvimento da brisa marítima em espiral. (g,h,i) Desenvolvimento da brisa marítima escondida. Figura adaptada de Miller et al. [2003]. . . . .	63
3.4	Representação esquemática dos fluxos envolvidos no (a) balanço de energia e no (b) balanço de água, do volume do ar da cobertura urbana. Figuras adaptadas do capítulo 7 do Oke [1987]. . . . .	75
3.5	Opções do esquema TEB para: (a) resistências aerodinâmicas; (b) perfil de vento dentro e acima do cânion. Figura adaptada do Masson [2000] . . . .	77

4.1	(a) Domínio espacial da RMSP (EOS 2008) e média mensal da TSS para períodos (b) diurnos e (c) noturnos para o mês de Outubro de 2001. A imagem do satélite mostra as localizações dos pontos: rural (R) (23.31°S, 46.99°W, 777 m), central urbano (U) (23.52°S, 46.57°W, 788 m) e de fronteira (23.42°S, 46.37°W, 936 m) da cidade de São Paulo, selecionados para o presente estudo.(d) Domínio espacial da RMRJ (EOS 2008) e média mensal da TSS para períodos (e) diurnos e (f) noturnos para o mês de Outubro de 2002. . . . .	85
4.2	(a) Média mensal de TSS para períodos diurnos sobre a área total da RMSP em Janeiro 2001. (b) Ajuste de mínimos quadrados do plano para os campos de TSS rural. (c) Ajuste da intensidade de ICU superficial urbana para uma superfície gaussiana e as diferenças entre os dados da ICU real e as ajustadas.	88
4.3	(a) Média mensal de TSS para períodos diurnos sobre a RMSP em Janeiro 2002 (resolução 1 km), obtidos como o produto do MODIS (MOD11A2). (b) Histograma com freqüências relativas de TSS sobre a RMSP para Janeiro 2002. (c) Boxplot com quantis de TSS sobre a RMSP para Janeiro 2002. (d) Média mensal de TSS para períodos diurnos sobre a RMSP para Janeiro 2002 (re-dimensionado resolução 5 km), obtidos como o produto do MODIS (MOD11A2). (e) Histograma com freqüências relativas de TSS sobre a RMSP para Janeiro 2002. (f) Boxplot com quantis de TSS sobre a RMSP para Janeiro 2002. . . . .	90
4.4	(a) Média mensal de TSS para períodos diurnos sobre a RMRJ para o mês de Janeiro 2014 (resolução 1 km), obtidos como o produto do MODIS (MOD11A2). (b) Histograma com freqüências relativas de TSS sobre a RMRJ para Janeiro 2014. (c) Boxplot com quantis de TSS sobre a RMRJ para Janeiro 2014. (d) Média mensal de TSS para períodos diurnos sobre a RMRJ para Janeiro 2014 (re-dimensionado resolução 5 km), obtidos como o produto do MODIS (MOD11A2). (e) Histograma com freqüências relativas de TSS sobre a RMRJ para Janeiro 2014. (f) Boxplot com quantis de TSS sobre a RMRJ para Janeiro 2014. . . . .	92

4.5	(a) Tipos de cobertura de solo sobre a RMSP para o mês de Janeiro de 2001, de acordo com o IGBP mostrado na Tabela 4.1. (b) Tipos de cobertura de solo sobre a RMRJ para o mês de Janeiro de 2001, de acordo com o IGBP mostrado na Tabela 4.1. A categoria urbana corresponde ao tipo 13 (marrom claro). . . . .	93
4.6	(a) Média mensal diurna de TSS (com 5 km de resolução) sobre a área urbana da RMSP para o mês de Janeiro 2001. (b) Diagrama do Boxplot para os valores de TSS mostrados em (a), indicando o quantil 0.05 ( $Q_1$ ), quantil 0.25 ( $Q_2$ ), mediana ( $Q_3$ ), quantil 0.75 ( $Q_4$ ) e quantil 0.95 ( $Q_5$ ). (c) Média mensal diurna de TSS (com 5 km de resolução) sobre a área rural da RMSP. (d) Igual a (b) para valores rurais de TSS. . . . .	94
4.7	(a) Média mensal diurna de TSS (com 5 km de resolução) sobre a área urbana da RMRJ para o mês de Janeiro 2001. (b) Diagrama do Boxplot para os valores de TSS mostrados em (a), indicando o quantil 0.05 ( $Q_1$ ), quantil 0.25 ( $Q_2$ ), mediana ( $Q_3$ ), quantil 0.75 ( $Q_4$ ) e quantil 0.95 ( $Q_5$ ). (c) Média mensal diurna de TSS (com 5 km de resolução) sobre a área rural da RMRJ. (d) Igual a (b) para valores rurais de TSS. . . . .	95
4.8	Fluxograma indicando o acoplamento ARPS - tTEB. As variáveis dinâmicas e radiativas do modelo ARPS são transferidos para o esquema tTEB e as variáveis da superfície de saída do tTEB são devolvidos ao ARPS. . . . .	96
4.9	Sondagens iniciais do ambiente no ponto de superfície (64,16) km: (a) Perfis iniciais da temperatura potencial ( $\theta$ ) e da temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ). (b) hodógrafo do vento com a seta indicando a direção do movimento da tempestade. . . . .	100
4.10	Experimento de cobertura urbana: (a) à esquerda (barlavento), (b) no centro (sotavento) e (c) à direita (sotavento). Os experimentos (a) e (c) têm uma área urbana aproximada de 1413 km <sup>2</sup> e o experimento (b) tem uma área aproximada de 2827 km <sup>2</sup> . A seta azul indica a direção do vento na superfície. . . . .	101

4.11	(a) Domínio das três grades do modelo utilizadas neste estudo (27, 9 e 3 km). No fundo é mostrada a topografia da região para o domínio interno (3 km). (b) Tipos de coberturas vegetais utilizadas pelo ARPS para o domínio interno (3 km) com a cobertura urbana em vermelho. (C) Seção transversal de elevação para a topografia do domínio interno (3 km) indicada pela linha preta em (b) com as isolinhas em Pa. . . . .	103
4.12	Comparação entre as condições iniciais de temperatura da superfície do mar para a grade de 27 km. (a) Campos de temperatura do mar do modelo GFS (°C) para o dia 12 de Janeiro de 2015. (b) Dados de temperatura do mar do TRMM (°C) para o dia 12 de Janeiro de 2015 e (c) Diferença entre os dois campos de temperatura do mar. . . . .	107
5.1	(a) Distribuição espacial da média mensal diurna de TSS sobre América do Sul para o mês de Janeiro 2001, obtidos com o produto MOD11C1 do MODIS. Os dados têm um espaçamento de grade de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ . Variações de (b) latitude e (c) longitude de médias mensal diurna de TSS urbana ( $T_{skin}$ ) para o mês de Janeiro 2001 (verão). As áreas urbanas são obtidas com o produto de tipo de cobertura do MODIS com resolução espacial de 5 km. As áreas enquadradas correspondem à região Sudeste do Brasil ( $14^\circ\text{S}$ to $25^\circ\text{S}$ , $40^\circ\text{W}$ to $50^\circ\text{W}$ ). . . . .	112
5.2	(a) Distribuição espacial da média mensal diurna de TSS sobre América do Sul para o mês de Junho 2001, obtidos com o produto MOD11C1 do MODIS. Os dados têm um espaçamento de grade de $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ . Variações de (b) latitude e (c) longitude de médias mensal diurna de TSS urbana ( $T_{skin}$ ) para o mês de Junho 2001 (verão). As áreas urbanas são obtidas com o produto de tipo de cobertura do MODIS com resolução espacial de 5 km. As áreas enquadradas correspondem à região Sudeste do Brasil ( $14^\circ\text{S}$ to $25^\circ\text{S}$ , $40^\circ\text{W}$ to $50^\circ\text{W}$ ). . . . .	114

5.3	(a) O domínio espacial da RMSP e evolução temporal de TSS para períodos (b) diurnos e (c) noturnos sobre a RMSP para o centro urbano (23,31°S,46,99°W,777 m) (linha vermelha), a fronteira (23,42°S,46,37°W, 788 m) (linha azul) e o ponto rural (23,31°S,46,99°W, 936 m) (linha verde). Os gráficos mostram valores médios e desvios padrão de longo prazo (2001-2014) para estas variáveis. . . . .	116
5.4	Gráfico de dispersão da intensidade de ICU em períodos diurnos, obtido com o método de Streutker vs intensidade da ICU com a diferença de quantis ( $Q_5^{urban} - Q_3^{rural}$ ) para a (a) RMSP e a (b) RMRJ. A linha reta é o ajuste dos mínimos quadrados para os dados com a inclinação, interceptação e índice de correlação entre os dois conjuntos de dados. . . . .	119
5.5	Evolução temporal da média diurna mensal de TSS (°C) de longo prazo (2001-2014) com desvios padrão em períodos diurnos da TSS urbana ( $Q_5$ ), TSS rural ( $Q_3$ ), intensidades da ICU (°C) para a (a) RMSP e a (b) RMRJ. (c) Evolução temporal das intensidades de ICU (2001-2014) para períodos diurnos, calculados com a Equação 4.3 para a RMSP e a RMRJ. . . . .	120
5.6	Diagrama de dispersão da intensidade da ICU para períodos noturnos, obtidos com o método de Streutker vs a intensidade da ICU com o método da diferença de quantis ( $Q_5^{urban} - Q_3^{rural}$ ) para a (a) RMSP e a (b) RMRJ. A linha reta é o melhor ajuste de mínimos quadrados, interceptação e índice de correlação entre os dois conjuntos de dados. . . . .	123
5.7	Evolução temporal da média diurna mensal com desvios padrão de TSS (°C) de longo prazo (2001-2014) para períodos noturnos da TSS urbana ( $Q_5$ ), TSS rural ( $Q_3$ ) e intensidades da ICU superficial (°C) para a (a) RMSP e a (b) RMRJ. (c) Evolução temporal das intensidades da ICU (2001-2014) para períodos noturnos, calculados com a Equação 4.3 para a RMSP e a RMRJ. . . . .	123
5.8	Pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e campos de vento horizontal ( $m s^{-1}$ ) as (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC. (c) Fluxo de divergência de umidade ( $g kg^{-1} s^{-1}$ ) no nível de 1000 hPa. (d) Distribuição espacial da CAPE ( $J kg^{-1}$ ). (e) Distribuição espacial da CIN ( $J kg^{-1}$ ). Os dados foram obtidos a partir do modelo GFS para o dia 22 de agosto de 2014 as 1800 UTC. Longitudes, latitudes e contornos geopolíticos são indicados. . . . .	126

- 5.9 (a) Corte vertical da divergência de massa ( $s^{-1}$ ) entre as latitudes  $47,5^{\circ}S$  e  $45,5^{\circ}S$ . Os triângulos pretos na parte inferior indicam os limites da RMSP. (b) Corte vertical da intensidade do vento zonal ( $m s^{-1}$ ) entre as latitudes  $47,5^{\circ}S$  e  $45,5^{\circ}S$  (linhas vermelhas). Comparação dos campos de vento para as grades de 9 km (c,d) e 27 km (e,f) de resolução obtidos com os dados do NCAR reanálise (resolução  $0,5^{\circ}$ ) e com os resultados do modelo ARPS. Os dados foram obtidos do NCAR re-análise para o dia 22 de Agosto de 2014 as 1800 UTC. Longitudes, latitudes e contornos geopolíticos são indicados. 127
- 5.10 (Primeira fila) Distribuição espacial de temperatura de superfície ( $^{\circ}C$ ) as 1930 UTC (período diurno) para o dia 22 de Agosto de 2014 com as médias de 8 dias do sensor MODIS (esquerda), experimento tTEB (centro) e experimento de controle (direita). (Segunda fila) Distribuição espacial de temperatura de superfície ( $^{\circ}C$ ) as 0600 UTC (período noturno) para o dia 22 de Agosto de 2014 com as médias de 8 dias do sensor MODIS (esquerda), experimento tTEB (centro) e experimento de controle (direita). Os corpos de água foram excluídos e são apresentados como áreas brancas. . . . . 128
- 5.11 Comparativa entre os resultados observados e simulados da temperatura do ar ( $^{\circ}C$ ), umidade relativa (%) e intensidade do vento ( $m s^{-1}$ ) para a estação EMA-EACH (a,c,e) e para a estação EMA - CINTEC (b,d,f), respectivamente. Linhas pretas tracejadas indicam dados observados. Linhas vermelhas indicam os resultados do experimento tTEB e as linhas azuleis os resultados do experimento de controle. As simulações foram realizadas entre as 1800 UTC do 21 de Agosto, 2014 até as 2400 UTC do 22 de Agosto, 2014 (30 horas). . . . . 132
- 5.12 Comparativa entre os resultados da sondagem e os simulados pelos experimentos tTEB e de controle na estação do Campo de Marte ( $23.53^{\circ}S, 46.63^{\circ}W$ ) as 1200 UTC do dia 22 de Agosto, 2014 para (a) temperatura, (b) temperatura potencial, (c) temperatura potencial equivalente e (d) intensidade do vento. Linhas pretas tracejadas indicam dados observados. Linhas vermelhas indicam os resultados do experimento tTEB e as linhas azuleis os resultados do experimento de controle. . . . . 133

5.13	Rosa de ventos de superfície durante o dia 22 de Agosto de 2014 na estação EMA-EACH (23° 29' 00"S, 46° 30' 03"W). A escala de cores na rosa de ventos indica a intensidade da velocidade do vento. . . . .	134
5.14	(Primeira fila) Vetores de velocidade em superfície ( $\text{m s}^{-1}$ ) e da intensidade da velocidade da RMSP para o dia 22 de Agosto de 2014 as 0900 UTC para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença. (Segunda fila) Vetores de velocidade em superfície ( $\text{m s}^{-1}$ ) e da intensidade da velocidade da RMSP para o dia 22 de Agosto de 2014 as 1600 UTC para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença. O círculo preto indica o centro da cobertura urbana da RMSP. . . . .	136
5.15	(Primeira fila) Corte vertical do fluxo de divergência de umidade ( $\times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ). (Segunda fila) Corte vertical da velocidade vertical do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ). Os valores médios destas variáveis foram calculados entre 46,9°W e 46,42°W as 1545 UTC para os experimentos tTEB e de controle. (Terceira fila) Vetores de aceleração do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença em regiões próximas da RMSP as 1545 UTC. . .	137
5.16	Distribuição espacial horizontal de temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) a 10 m da superfície as 0900 UTC (primeira fila) e 2000 UTC (segunda fila) para o dia 22 de Agosto de 2014 para os experimentos tTEB (primeira coluna), de controle (segunda coluna) e a sua diferença (terceira coluna). . . . .	140
5.17	Corte vertical da temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) para os experimentos tTEB (primeira coluna), de controle (segunda coluna) e a sua diferença (terceira coluna). As médias foram calculadas entre as longitudes 46,9°W e 46,42°W as 0900 UTC (primeira fila) e as 2000 UTC (segunda fila) do dia 22 de Agosto de 2014. Os triângulos pretos indicam os limites da cobertura urbana. . . .	141
5.18	(a) Ciclo diurno do fluxo médio de radiação neta ( $\text{W m}^{-2}$ ) absorvida pela superfície. (b) Ciclo diurno do fluxo médio de calor armazenado ( $\text{W m}^{-2}$ ). (c) Ciclo diurno do fluxo médio de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ). (d) Ciclo diurno do fluxo médio de calor latente. Os graficos mostram os resultados para os experimentos tTEB (urbana) e de controle (semi-deserto) no dia 22 de Agosto de 2014. . . . .	143

5.19	(Primeira fila) Distribuição espacial do fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ) as 1830 UTC do dia 22 de Agosto de 2014. (Segunda fila) Distribuição espacial do fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ ) as 1830 UTC do dia 22 de Agosto de 2014. (Terceira fila) Corte vertical médio da energia cinética turbulenta ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) entre as longitudes $46,9^\circ\text{W}$ e $46,42^\circ\text{W}$ as 1915 UTC para o dia 22 de Agosto de 2014. A primeira coluna mostra os resultados do experimento tTEB, a segunda coluna os resultados do experimento de controle e a terceira coluna a diferença entre eles. Os triângulos pretos indicam os limites da cobertura urbana. . . . .	145
5.20	(Primeira fila) Corte vertical da velocidade vertical média ( $\text{m s}^{-1}$ ). (Segunda fila) Corte vertical do fluxo médio de divergência de umidade ( $\times 10^{-4} \text{g kg}^{-1} \text{s}^{-1}$ ). (Terceira fila) Corte vertical da intensidade média do vento horizontal ( $\text{m s}^{-1}$ ). Os valores médios foram obtidos entre as longitudes $46,9^\circ\text{W}$ e $46,42^\circ\text{W}$ as 2000 UTC do dia 22 de Agosto de 2014 para os experimentos tTEB (esquerda), de controle (centro) e a sua diferença (direita). Os triângulos pretos indicam os limites da cobertura urbana. . . . .	147
5.21	(Primeira fila) Vetores e intensidades da velocidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) ao redor da RMSF as 2000 UTC. (Segunda fila) Vetores e intensidades da aceleração do vento ( $\times 10^{-4} \text{m s}^{-2}$ ) ao redor da RMSF as 2000 UTC. A primeira coluna mostra os resultados do experimento tTEB, a segunda coluna os resultados do experimento de controle e a terceira coluna a diferença entre eles. São mostrados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. . . . .	148
5.22	Imagens de alta resolução espacial (1 km) do satélite GOES-12 no canal visível em 12 de Janeiro de 2012 para (a)1500 UTC, (b)1600 UTC, (c)1700 UTC, (d) 1800 UTC, (e) 1900 UTC e (f) 2000 UTC. Fonte: Cptec/Inpe. . . . .	151
5.23	Imagens de alta resolução espacial do satélite GOES-12 no canal infravermelho em 12 de Janeiro de 2012 para (a)1500 UTC, (b)1600 UTC, (c)1700 UTC, (d) 1800 UTC, (e) 1900 UTC e (f) 2000 UTC. Fonte: Cptec/Inpe. . . . .	152

5.24	Campos de altura de geopotencial (m <sub>g</sub> p) [contornos] e de movimento vertical (Pa s <sup>-1</sup> ) [sombreado] das análises do modelo GFS no nível isobárico de 700 hPa em 12 de Janeiro de 2015 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 15 m <sub>g</sub> p. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de movimento vertical (Pa s <sup>-1</sup> ). Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos. . . . .	154
5.25	Campos de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e campos de vento (m s <sup>-1</sup> ) das análises obtidas com o modelo GFS para o dia 12 de Janeiro de 2015 nos seguintes horários: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas são de 1 hPa. Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos. Gradientes de pressão mais intensos a oeste se devem à presença da Cordilheira dos Andes. Cores frios indicam valores mais baixos e cores quentes valores altos. . . . .	155
5.26	Análises do GFS para 12 de Janeiro de 2015 dos campos de divergência de fluxo de umidade (10 <sup>-6</sup> g kg <sup>-1</sup> s <sup>-1</sup> ) e campo de vento (m s <sup>-1</sup> ) no nível de 1000 hPa para as (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC. Campos de vento (m s <sup>-1</sup> ) e divergência de massa (10 <sup>-5</sup> s <sup>-1</sup> ) no nível de 300 hPa as (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC. As barras de cores indicam a escala dos valores de divergência de fluxo de umidade (a) e (b) e de divergência de massa (c) e (d). Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos. . . . .	156
5.27	Campos de (a,b) CAPE (J kg <sup>-1</sup> ) e (c,d) CIN (c,d) (J kg <sup>-1</sup> ) das análises do modelo GFS em 12 de Janeiro de 2015 para as 1200 UTC e as 1800 UTC no nível de 1000 hPa. As barras de cores indicam a escala dos valores da energia potencial convectiva disponível. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. . . . .	157
5.28	Campos do vento térmico (m s <sup>-1</sup> ) e diferença de altura do geopotencial (m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> ) entre os níveis de 500 e 1000 hPa para as (a) 1200 UTC e as (b) 1800 UTC. Os vetores são plotados a cada 4 pontos da grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. . . . .	158

5.29	(a) Distribuição espacial da precipitação acumulada (mm) estimada pelo radar meteorológico de São Paulo entre as 1800 UTC e as 2100 UTC. Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos. (b) Série temporal da precipitação média para a região mostrada em (a) obtidos com os experimentos tTEB e de controle e estimados pelo radar. (c) Série temporal do quantil 75% da precipitação acumulada (mm) para a região mostrada em (a) obtidos com os experimentos tTEB e de controle e estimados pelo radar.	159
5.30	Distribuição espacial da taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ) entre as 1800 UTC e as 2100 UTC do dia 12 de Janeiro de 2015 obtidos com (a) CMORPH (resolução: $0.25^\circ$ ) e com (b) GPM (resolução: $0,1^\circ$ ). Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos. . . . .	160
5.31	Padrões espaciais da taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ) obtidos com as simulações do modelo ARPS para os experimentos (a) tTEB, de (b) controle e (c) a diferença entre eles, para o dia 12 de Janeiro 2015 entre as 1800 UTC e as 2100 UTC (resolução: 3,0 km). Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos. . . . .	160
5.32	Comparação dos resultados do re análise NCEP com $0.5^\circ$ de resolução (a,b) e os resultados do modelo ARPS (a,b) da circulação dos ventos em 850 hPa e 300 hPa as 1800 UTC para o dia 12 de Janeiro de 2015. Os vetores são plotados a cada 4 pontos para a grade de 27 km. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. . . . .	162
5.33	Comparação dos resultados do reanálise NCEP (primeira coluna) com os resultados do modelo ARPS ( $0.5^\circ$ de resolução) (segunda coluna) e a diferença entre eles (terceira coluna), para a intensidade do vento $\text{m s}^{-1}$ em 850 hPa e 300 hPa as 1800 UTC para o dia 12 de janeiro de 2015. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. . . . .	163
5.34	Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) obtidos com o modelo ARPS utilizando a parametrização de cúmulos da simulação de 27 km para as (a) 1400 UTC, (b) 1600 UTC, (c) 1800 UTC e (d) 2000 UTC do dia 12 de Janeiro de 2015. Os vetores do vento são plotados cada 4 pontos da grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. . .	164

5.35	Comparação dos resultados do (a) NCEP re análise com 0.5° de resolução e os resultados do (b) modelo ARPS da circulação dos ventos em 1000 hPa as 1800 UTC para o dia 12 de janeiro de 2015. Os vetores são plotados a cada 5 pontos da grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. . . . .	165
5.36	Comparação dos resultados do (a) NCEP re análise com os resultados do (b) modelo ARPS (0.5° de resolução) e a (c) diferença entre eles, para a intensidade do vento $m s^{-1}$ em 1000 hPa as 1800 UTC para o dia 12 de janeiro de 2015. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.	166
5.37	Cortes verticais dos campos da divergência meia do fluxo de massa ( $\times 10^{-4} s^{-1}$ ) entre 47,5°W e 45,5°W as (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC para o dia 12 de Janeiro de 2015. Cortes verticais dos campos de vento zonal meio ( $m s^{-1}$ ) entre 47,5°W e 45,5°W as (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC para o dia 12 de Janeiro de 2015. Os triângulos indicam os limites da área urbana da RMSP. . . . .	166
5.38	Temperatura do ar superficial (10 m) para o dia 12 de Janeiro 2015 as 0600 UTC (primeira fila), 1830 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e a diferença entre eles (terceira coluna). Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. . . . .	168
5.39	Corte vertical da temperatura média do ar ( $^{\circ}C$ ) entre as longitudes 46,90°W e 46,42°W do dia 12 de Janeiro de 2015 as 0600 UTC (primeira fila) e 1830 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSP. . . . .	169
5.40	Fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ) sobre a superfície do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1830 UTC (primeira fila) e as 2000 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e a diferença entre eles (terceira coluna). Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. . .	170

5.41	Fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ ) sobre a superfície do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1745 UTC (primeira fila) e as 1800 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e a diferença entre eles (terceira coluna). Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. . . . .	171
5.42	Corte vertical da divergência do fluxo de umidade médio ( $\times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) entre as longitudes de $46,90^\circ\text{W}$ e $46,42^\circ\text{W}$ do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1545 UTC (primeira fila) e 1730 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSP. . . . .	173
5.43	Vetores e intensidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) no primeiro nível do modelo as 1745 UTC (primeira fila). Corte vertical da intensidade do vento médio ( $\text{m s}^{-1}$ ) entre as longitudes $46,9^\circ\text{W}$ e $46,42^\circ\text{W}$ do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1745 UTC. A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSP. . . . .	174
5.44	Corte vertical da razão de mistura de água de chuva ( $\text{g kg}^{-1}$ ) entre as longitudes $46,9^\circ\text{W}$ e $46,42^\circ\text{W}$ do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC (primeira fila) e as 1830 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSP. . . . .	175
5.45	Corte vertical da razão de mistura de granizo ( $\text{g kg}^{-1}$ ) entre as longitudes $46,9^\circ\text{W}$ e $46,42^\circ\text{W}$ do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC (primeira fila) e as 1830 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSP. . . . .	176

5.46	Corte vertical da energia cinética turbulenta média ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) entre as longitudes $46,9^\circ\text{W}$ e $46,42^\circ\text{W}$ do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC (primeira fila) e as 1830 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSPP. . . . .	177
5.47	Campo de nebulosidade horizontal para os experimentos tTEB e de controle do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC, obtidos pela adição das razões de mistura de água de nuvem ( $q_c$ ), cristais de gelo ( $q_i$ ), neve ( $q_s$ ) e granizo/graupel ( $q_h$ ) verticalmente integrados ( $\text{g kg}^{-1}$ ). A linha em vermelho indica a posição do corte vertical entre as longitudes $46,9^\circ\text{W}$ e $46,42^\circ\text{W}$ , apresentado na Figura 5.48. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Barra de cores indica valores sombreados ( $\text{g kg}^{-1}$ ). . . . .	178
5.48	Corte vertical dos campos das razões de mistura combinadas $q_c + q_i + q_s + q_h$ ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da célula convectiva mostrada na Figura 5.47, para os experimentos tTEB e de controle do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC sombreado conforme a barra de cores à direita. São mostradas as isotermas de $0^\circ\text{C}$ e $-40^\circ\text{C}$ . Isolinhas correspondem à componente vertical do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSPP. . . . .	179
5.49	Isosuperfícies 3D de razão de mistura de água de nuvem, de cristais de gelo e granizo ( $q_c + q_i + q_h$ ) ( $0.5 \text{ g kg}^{-1}$ ) para os experimentos tTEB e de controle do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. No centro do mapa encontra-se a RMSPP (círculo vermelho). . . . .	181
5.50	(a) Histograma da distribuição do parâmetro de tamanho efetivo (Eq.4.10) entre os resultados de precipitação média do experimento tTEB e a precipitação media estimada pelo radar meteorológico de São Paulo. (b) O mesmo histograma mostrado em (a) mas para os resultados de precipitação média do experimento de controle e a precipitação media estimada pelo radar meteorológico de São Paulo. Os três grupos de dados são mostrados na Figura 5.29b. . . . .	182

5.51	(a) Histograma da distribuição do parâmetro de tamanho efetivo (Eq.4.10) entre os resultados de precipitação do quantil 75% do experimento tTEB e a precipitação media estimada pelo radar meteorológico de São Paulo. (b) O mesmo histograma mostrado em (a) mas para os resultados de precipitação do quantil 75% do experimento de controle e a precipitação media estimada pelo radar meteorológico de São Paulo. Os tres grupos de dados são mostrados na Figura 5.29c. . . . .	183
A.1	Fluxograma do acoplamento ARPS-tTEB. As variáveis transferidas são especificadas na Tabela A.2. . . . .	213
A.2	Variáveis transferidas entre o modelo ARPS e o esquema tTEB. Os nomes das variáveis estão em Inglês. . . . .	214
B.1	(a) Máxima velocidade ascendente ( $m s^{-1}$ ), (b) Máxima velocidade descendente ( $m s^{-1}$ ), (c) razão de mistura de granizo ( $kg kg^{-1}$ ) e (d) razão de mistura de água de chuva ( $kg kg^{-1}$ ) para os experimentos urbano central e na direita (condição de barlavento). . . . .	219
B.2	(Primeira Fila) Vetores de vento horizontal ( $m s^{-1}$ ) e isolinhas de velocidade vertical para a simulação urbana na direita. (Segunda Fila) Vetores de vento vertical ( $m s^{-1}$ ) e isolinhas da razão de mistura total dos hidrometeoros ( $g kg^{-1}$ ) para a simulação urbana na direita. Os resultados correspondem a 125 (primeira coluna), 180 (segunda coluna) e 240 (terceira coluna) minutos de tempo de simulação. . . . .	220
B.3	(Primeira coluna) Helicidade relativa da tempestade (SREH) ( $m^2s^{-2}$ ). (Segunda coluna) Energia potencial convectiva disponível (CAPE) ( $J kg^{-1}$ ). (Terceira coluna) Refletividade de radar (dBz) (terceira coluna) para a simulação urbana na direita logo de 125 (primeira fila) e 180 (segunda fila) minutos de tempo de simulação. . . . .	221

C.1	(a) Domínio espacial da RMSP com os três pontos: central urbano (23.31°S, 46.99°W, 777 m), fronteira (23.42°S, 46.37°W, 788 m) e rural (23.31°S, 46.99°W, 936 m). Evolução temporal de longo prazo (2001 -2014) da média mensal dos índices de vegetação (b) NDVI e (c) EVI. Centro urbano (linha vermelha), fronteira (linha azul), e rural (linha verde). . . . .	224
C.2	Evolução temporal da média mensal com desvios padrão do índice de vegetação (NDVI) de longo prazo (2001-2014) para áreas urbanas e rurais para o: quantil 0.05 ( $Q_1$ ) sobre a (a) RMSP e a (b) RMRJ e para o quantil 0.95 ( $Q_5$ ) sobre a (c) RMSP e a (d) RMRJ. . . . .	226
C.3	Evolução temporal da média mensal com desvios padrão do índice de vegetação EVI de longo prazo (2001-2014) para áreas urbanas e rurais para o: quantil 0.05 ( $Q_1$ ) sobre a (a) RMSP e a (b) RMRJ e para o quantil 0.95 ( $Q_5$ ) sobre a (c) RMSP e a (d) RMRJ. . . . .	227
C.4	Diagramas de dispersão de longo prazo (2001-2014) entre TSS diurno vs NDVI para áreas urbanas e rurais sobre a RMSP nos meses de Fevereiro (a,b) e Julho (c,d). Os gráficos mostram a inclinação, interceptações e índices de correlação ( $R^2$ ) das linhas de regressão entre NDVI e TSS. . . . .	230
C.5	Diagramas de dispersão de longo prazo (2001-2014) entre TSS diurno vs NDVI para áreas urbanas e rurais sobre a RMRJ nos meses de Fevereiro (a,b) e Julho (c,d). Os gráficos mostram a inclinação, interceptações e índices de correlação ( $R^2$ ) das linhas de regressão entre NDVI e TSS. . . . .	231



## Lista de Tabelas

3.1	Parâmetros do esquema TEB. Note-se que $a_{town}$ não é estritamente um parâmetro do esquema TEB, mas é usado para calcular a média da saída dos fluxos do TEB com aquelas calculadas para as porções de vegetação e de água da grade. Note-se também que algumas superfícies entre as construções, tais como jardins ou parques, por exemplo, não são considerados pelo esquema TEB, mas podem modificar a largura do cânion ( $w$ ). Tabela adaptada do Masson [2000]. . . . .	67
3.2	Fluxos de energia e variáveis do esquema TEB. Tabela adaptada do Masson [2000]. . . . .	76
3.3	Diferenças entre as formulações TEB [Masson, 2000] e tTEB [Karam et al., 2010]. $Q_H$ é o fluxo de calor sensível, $R_N$ é o fluxo de irradiância líquida, CS é a camada superficial, SCR é a sub-camada rugosa, SCI é a sub-camada inercial e MOS é a teoria de similaridade de Monin-Obukhov. . . . .	78
4.1	Tipos de cobertura do solo: Esquema global de classificação da vegetação do Programa Internacional Geosfera Biosfera (IGBP). Os nomes dos tipos de cobertura são mantidos com seu nome original em Inglês. O tipo 13 corresponde à cobertura urbana. . . . .	82
4.2	Valores médios dos parâmetros para cobertura urbana usados em tTEB baseados nos estudos de Oke [1987] e Masson [2000]. . . . .	96
4.3	Conversão para tipo de vegetação no ARPS a partir de 25 classes USGS (30" de arco). O tipo semi-deserto (13) inclui tipo urbano e vegetação esparsa. . . . .	97
4.4	Resumo da configuração básica do modelo para os experimentos idealizado e real. . . . .	102

4.5	Parâmetros bio-físicos utilizados no modelo ARPS para três diferentes tipos de cobertura vegetal. Os nomes dos tipos de cobertura vegetal são mantidos em inglês. . . . .	104
4.6	Diferenças entre os parâmetros das duas áreas urbanas e os valores médios utilizados no experimento tTEB das simulações com ARPS. . . . .	105
4.7	Tabela de contingência utilizada para obter os índices estatísticos. . . . .	108
4.8	Definição de indicadores de desempenho estatístico. . . . .	109
5.1	Médias diurnas mensais com desvios padrão das intensidades e áreas de impacto da ICU para a RMSP utilizando o método desenvolvido por Streutker [2002]. A Tabela mostra: a temperatura média da área rural: $T_o$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), a intensidade da ICU superficial: $a_o$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), a extensão longitudinal $a_x^1$ (km), a extensão latitudinal $a_y^1$ (km), a área de impacto ( $\text{km}^2$ ) e o R-square do ajuste gaussiano. . . . .	117
5.2	Médias diurnas mensais com desvios padrão das intensidades e áreas de impacto da ICU para a RMRJ utilizando o método desenvolvido por Streutker [2002]. A Tabela mostra: a temperatura média da área rural: $T_o$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), a intensidade da ICU superficial: $a_o$ ( $^{\circ}\text{C}$ ), a extensão longitudinal $a_x^1$ (km), a extensão latitudinal $a_y^1$ (km), a área de impacto ( $\text{km}^2$ ) e o R-square do ajuste gaussiano. . . . .	118
5.3	Médias mensais diurnas de TSS ( $^{\circ}\text{C}$ ) de longo prazo (2001-2014) com desvios padrão para áreas urbanas e rurais. Também são mostradas as intensidades da ICU superficial ( $^{\circ}\text{C}$ ) com resolução de 5 km para a RMSP utilizando o método de quantis. A tabela mostra os valores médios ( $Q_3$ ) e do quantil 0,95 ( $Q_5$ ). . . . .	118
5.4	Médias mensais diurnas de TSS ( $^{\circ}\text{C}$ ) de longo prazo (2001-2014) com desvios padrão para áreas urbanas e rurais. Também são mostradas as intensidades da ICU superficial ( $^{\circ}\text{C}$ ) com resolução de 5 km para a RMRJ utilizando o método de quantis. A tabela mostra os valores da mediana ( $Q_3$ ) e do quantil 0,95 ( $Q_5$ ). . . . .	120

5.5	Média mensal diurna de TSS (°C) de longo prazo (2001-2014) com desvios padrão para regiões urbanas e rurais e intensidades noturnas da ICU (°C) para a RMSP. A tabela mostra os valores da mediana ( $Q_3$ ) e do quantil 0,95 ( $Q_5$ ). . . . .	121
5.6	Média mensal diurna de TSS (°C) de longo prazo (2001-2014) com desvios padrão para regiões urbanas e rurais e intensidades noturnas da ICU (°C) para a RMRJ. A tabela mostra os valores da mediana ( $Q_3$ ) e do quantil 0,95 ( $Q_5$ ). . . . .	122
5.7	Medições e instrumentos das estações meteorológicas automatizadas EMA - EACH e EMA - CINTEC. (*) Instalado em abrigo especial ('abc') sob 0,8 m acima do solo. . . . .	129
5.8	Medidas de desempenho descritas na Seção 4.8 para os resultados de precipitação dos experimentos tTEB e de controle obtidos com modelo ARPS e estimativas de precipitação dos satélites (GPM e CMORPH) e do radar meteorológico. . . . .	184
C.1	Inclinações, índice de interceptação (IC) e índices de correlação ( $R^2$ ) das linhas de regressão entre NDVI-TSS e EVI-TSS para a RMSP. . . . .	228
C.2	Inclinações, índice de interceptação (IC) e índices de correlação ( $R^2$ ) das linhas de regressão entre NDVI-TSS e EVI-TSS para a RMRJ. . . . .	229



# Sumário

1. <i>Introdução</i> . . . . .	39
1.1 O processo de urbanização e a Ilha de calor urbano (ICU) . . . . .	39
1.2 Circulações locais sobre mega cidades . . . . .	44
1.3 Tempestades convectivas associadas a circulações locais . . . . .	47
2. <i>Objetivos</i> . . . . .	53
2.1 Objetivos Gerais . . . . .	53
2.2 Objetivos Específicos . . . . .	54
3. <i>Conceitos</i> . . . . .	55
3.1 A Circulação da Brisa Marítima . . . . .	55
3.1.1 Estrutura da brisa marítima . . . . .	57
3.1.1.1 Função das ondas sonoras . . . . .	58
3.1.1.2 Fenômenos pre-frontais . . . . .	59
3.1.1.3 Resposta da CBM ao vento de escala sinótica . . . . .	59
3.1.2 Categorias genéricas da circulação de brisa marítima . . . . .	61
3.2 O modelo ARPS . . . . .	62
3.3 O esquema TEB . . . . .	65
3.3.1 Descrição geométrica da cidade . . . . .	65
3.3.2 Evolução das temperaturas . . . . .	68
3.3.3 Evolução do reservatório de água . . . . .	69
3.3.4 Balanço de irradiância de onda curta e onda longa . . . . .	70
3.3.5 Fontes antrópicas de calor e água . . . . .	73
3.3.6 Balanço de energia e água no cânion urbano . . . . .	74

3.4	O esquema tTEB . . . . .	77
4.	<i>Metodologia e Dados</i> . . . . .	81
4.1	Dados do sensor MODIS . . . . .	81
4.2	Características da RMSP e da RMRJ . . . . .	83
4.3	Estimativa da ICU superficial (Método de Streutker) . . . . .	87
4.4	Estimativa da ICU superficial (Método de quantis) . . . . .	89
4.5	Acoplamento ARPS-tTEB . . . . .	94
4.6	Tempestade da cidade Del city, Oklahoma . . . . .	99
4.7	Configuração do modelo e desenho experimental . . . . .	101
4.8	Índices estatísticos . . . . .	108
4.9	Estimativa Bayesiana com a distribuição t-Student . . . . .	109
5.	<i>Análise dos Resultados</i> . . . . .	111
5.1	Padrões espaciais e temporais de TSS . . . . .	111
5.2	A ilha de calor urbana (ICU) superficial . . . . .	113
5.3	Intensidades da ICU em períodos diurnos . . . . .	115
5.4	Intensidades da ICU em períodos noturnos . . . . .	121
5.5	Evento de brisa marítima do dia 22 de Agosto de 2014 . . . . .	124
5.5.1	Condições sinóticas do evento com o modelo GFS . . . . .	124
5.5.2	Dados de temperatura de superfície do sensor MODIS . . . . .	128
5.5.3	Observações in-situ e sondagens . . . . .	129
5.5.4	Impacto da topografia . . . . .	133
5.5.5	Impacto do acoplamento ARPS-tTEB . . . . .	138
5.5.5.1	Temperaturas e fluxos de energia (Simulação da ICU) . . . . .	139
5.5.5.2	Ventos e convergência . . . . .	145
5.6	Evento de tempestade do dia 12 de Janeiro de 2015 . . . . .	149
5.6.1	Imagens do satélite GOES-12 . . . . .	149
5.6.2	Condições sinóticas do evento com o modelo GFS . . . . .	151
5.6.3	Padrões de precipitação observados e simulados . . . . .	158
5.6.4	Simulações numéricas com o modelo ARPS . . . . .	160
5.6.4.1	Resultados do ARPS e re-análise para a grade de 27 km . . . . .	161
5.6.4.2	Resultados do ARPS e re-análise para a grade de 9 km . . . . .	163

5.6.5	Impacto do sistema acoplado ARPS-tTEB para a grade de 3 km . . .	167
5.6.5.1	Temperatura e fluxos de energia . . . . .	167
5.6.5.2	Vento e convergência . . . . .	172
5.6.5.3	Chuva e granizo . . . . .	173
5.6.5.4	Dinâmica das células convectivas . . . . .	178
5.6.6	Verificação das simulações . . . . .	180
6.	<i>Conclusões</i> . . . . .	185
7.	<i>Sugestões para trabalhos futuros</i> . . . . .	191
	<i>Referências</i> . . . . .	193
	<i>Apêndice</i> . . . . .	211
A.	<i>Acoplamento entre ARPS5.3.4 e tTEB1.82</i> . . . . .	213
B.	<i>Experimentos da tempestade de Del City, Oklahoma</i> . . . . .	217
C.	<i>Relação entre a TSS e os índices de vegetação (NDVI, EVI)</i> . . . . .	223
C.1	<i>Análise para a RMSP e a RMRJ</i> . . . . .	225
D.	<i>Publicações científicas e em processo de publicação</i> . . . . .	233
D.1	<i>Trabalhos publicados em revistas indexadas</i> . . . . .	233
D.2	<i>Trabalhos em processo de revisão</i> . . . . .	233



## Lista de Siglas

ARPS: Advance Regional Prediction System  
CAPE: Energia potencial convectiva disponível  
CAPS: Centro de análise e previsão de tempestades  
CUP: Convecção úmida profunda  
CBM: Circulação da brisa marítima  
CCU: Camada de cobertura urbana  
CLU: Camada limite urbana  
CLCI: Camada limite convectiva interna  
CIN: Convective inhibition  
Cu: Cumulonimbus  
EVI: Enhanced vegetation index  
FBM: Frente de brisa marítima  
FGP: Força de gradiente de pressão  
GBM: Corrente de gravidade da brisa marítima  
GFS: The Global Forecast System  
ICU: Ilha de calor urbano  
MCU: Modelos de cobertura urbana  
MODIS: Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer  
NCEP: National Centers for Environmental Prediction  
NDVI: Normalized Difference Vegetation Index  
OsKH: Ondas de Kelvin-Helmholtz  
PNT: Previsão numérica de tempo  
RAMS: Regional Atmospheric Modeling System

RMSP: Região Metropolitana de São Paulo

RMRJ: Região Metropolitana de Rio de Janeiro

TBM: Topo da brisa marítima

TSS: Temperatura superficial do solo

tTEB: Tropical Town Energy Budget

TEB: Town Energy Budget

UCM: Urban canopy model

WRF: Weather Research and Forecasting

## Introdução

### *1.1 O processo de urbanização e a Ilha de calor urbano (ICU)*

A população urbana global aumentou num fator de cinco, de 0.7 bilhões em 1950 até 3.9 bilhões em 2014. Prevê-se que aumente em 60% até 2050, 6.3 bilhões de pessoas devem morar em áreas urbanas [Buhaug e Urdal, 2013]. Em contraste, a população rural mundial está a deixar de crescer e está projetado para atingir um pico de menos de 3.4 bilhões após 2020 e depois a diminuir a partir de então para 3.2 bilhões em 2050 [United Nations, 2014]. O processo de urbanização no Brasil ficou acima da média global e ultrapassou o crescimento dos países desenvolvidos durante a década de 1980, devido ao seu desenvolvimento industrial. Ele aumentou de 36.2% em 1950 para 86.5% na década de 2010 [IBGE, 2011] e tem uma projeção de aumentar para 91.1% em 2030 [United Nations, 2011]. A Região Metropolitana de São Paulo (RMSP) e a Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ) refletem o intenso processo de urbanização entre 1950 e 2010. A população da RMRJ aumentou quatro vezes, de 3 milhões até 12 milhões de habitantes, enquanto a RMSP aumentou dez vezes, de 2 milhões até 20 milhões nos últimos 60 anos.

Estas duas grandes mega cidades são exemplos dramáticos de problemas ambientais associados com a mudança no uso do solo, como é destacado no estudo de Ferreira et al. [2013] para a RMSP. Na atualidade, a RMSP tem uma área urbana igual a 8051 km<sup>2</sup> e a RMRJ uma área igual a 5384 km<sup>2</sup>. Ambas áreas urbanas (RMSP e RMRJ) estão localizadas na região sudeste do Brasil, que exhibe condições climáticas de transição em nível zonal e regional. Para a RMRJ, devido a que é atravessada pelo trópico de Capricórnio, portanto tem regiões nos trópicos e sub trópicos. Para a RMSP, porque está localizada numa faixa de conflito entre os sistemas tropicais e extra tropicais, com seus mecanismos de

circulação sob o controle da dinâmica das frentes polares e da alta sub tropical do Atlântico Sul. No entanto, devido à disposição diferente de fatores geográficos e topográficos existem várias diferenças climáticas e energéticas entre as duas áreas urbanas.

O desenvolvimento de áreas urbanas produz grandes modificações na superfície terrestre e os climas podem ser modificados por estas alterações [Changnon, 1978, Lemonsu et al., 2010, Vimal Mishra et al., 2015]. A introdução de novos materiais de superfície (como concreto, asfalto, azulejos) associada à emissão de calor, umidade e poluentes que produzem turbidez [Flores et al., 2016] alteram a troca de energia e umidade entre a superfície e a atmosfera, às vezes mudando de forma dramática as propriedades radiativas, térmicas, de umidade, de rugosidade e de emissão do sistema superfície atmosfera [Hung et al., 2006]. Estas alterações geradas pelas superfícies urbanas fazem com que as temperaturas locais do ar e da superfície subam vários graus do que as temperaturas simultâneas das áreas rurais circunvizinhas.

Em geral, os microclimas urbanos são mais quentes do que as áreas rurais circundantes para qualquer momento do dia nas cidades de latitudes médias. Este fenômeno é conhecido como ilha de calor urbano (ICU) [Oke, 1987, Dimoudia et al., 2013, Parece et al., 2015]. A forma e o tamanho da ICU varia com o tempo, clima e padrões de superfície urbana [Oke, 1987]. Podem distinguir-se dois tipos de ICU: a ilha de calor da camada de cobertura urbana (CCU) e a ilha de calor da camada limite urbana (CLU). Em geral, a CCU situa-se embaixo do nível médio do telhado e consiste em vários microclimas gerados pela heterogeneidade dos elementos individuais da cobertura urbana (ruas, casas, árvores, etc.). Em contraste, a CLU apresenta características modificadas pela integração dos efeitos da CCU num clima regional ou de mesoescala [Roth et al., 1989].

As intensidades da ICU para áreas urbanas tropicais e sub tropicais são menos intensas do que as cidades em latitudes mais altas. As ICUs são mais evidentes durante períodos diurnos no verão, impulsionado pelo aquecimento da irradiância solar sobre coberturas urbanas [Arnfield, 2003, Roth, 2007], e sua variabilidade sazonal pode ser modulada pelas diferenças urbano rurais no índice de umidade do solo [Pearlmutter et al., 2005, Heisler e Brazel, 2010]. Em contraste, nas cidades de latitudes médias, as ICUs são mais evidentes durante períodos diurnos no inverno. Para uma cidade metropolitana Brasileira, o estudo de Ferreira et al. [2012] mostra que o valor máximo da ICU sobre a RMSP ocorre entre as 1700 UTC e as 1900 UTC, variando entre 2.6°C em Julho e 5.5°C em Setembro. Eles

também indicaram que existe alta correlação entre a intensidade da ICU e a irradiância solar líquida. O estudo de Marques Filho et al. [2009] indicou que a intensidade da ICU na RMRJ tem um máximo diurno no período da manhã em todas as estações, e é mais intensa nos meses de transição entre o verão e o inverno com intensidades de 4-5°C. Em contraste para os outros meses a ICU tem intensidades de 2-3°C. Pelo contrário, no final da tarde e início da noite, a diferença é negativa, o que significa que as áreas vegetadas são mais quentes do que as áreas urbanas.

Por outro lado, as contribuições relativas das alterações superficiais subjacentes causadas pela urbanização e liberação de calor antropogênico na geração da ICU, dificilmente podem ser distinguidas dos dados observados. Assim, vários estudos de modelagem são cada vez mais conduzidos para investigar o impacto da urbanização sobre o tempo e o clima, bem como os processos que moldam os padrões espaciais e temporais da ICU numa ampla gama de escalas. Por exemplo, o modelo ‘Weather Research and Forecasting’ (WRF), acoplado com o modelo ‘Urban Canopy Model’ (UCM), foi desenvolvido como uma ferramenta comunitária para o estudo de questões ambientais urbanas [Holt et al., 2006, Kusaka et al., 2009, Chen et al., 2011, 2014]. Além disso, o estudo de Oliveira de Souza et al. [2016] avalia os possíveis mecanismos físicos relacionados ao processo de urbanização observados através de um sistema acoplado entre o modelo de mesoescala atmosférico RAMS [Cotton et al., 2003] e o esquema de balanço de energia urbano (TEB) [Masson, 2000]. Seus resultados mostram que há uma relação direta entre o crescimento urbano e as mudanças no microclima local em Manaus, Brasil.

Estudos observacionais das intensidades das ICUs, são conduzidos de duas formas: (a) Mediante medições diretas da ICU na temperatura do ar através do uso de transectos automotivos e redes de estações meteorológicas e (b) Mediante medições da ICU através da temperatura superficial fazendo uso de detecção remota por via aérea ou por satélite [Hung et al., 2006]. Embora muitos estudos de ICUs anteriores tenham utilizado temperaturas do ar de superfície observadas pela Organização Meteorológica Mundial (OMM), as mudanças em locais e instrumentos, assim como a cobertura irregular, complicam esta metodologia [Karl et al., 1988, Peterson, 2003]. Estes estudos destacam o fato de que a temperatura do ar de superfície deve ser complementada com outras observações para captar com mais precisão as mudanças induzidas pela cidade.

Neste contexto, as ICUs podem ser definidas para diferentes camadas da atmosfera ur-

ba e da superfície incluindo o sub solo [Voogt e Oke, 1997]. Os mecanismos subjacentes são diferentes para cada ICU e, em consequência, é importante distinguir entre eles [Roth et al., 1989, Oke, 1982]. Dados de temperatura de superfície ( $T_{skin}$ ) são complementários aos dados de temperatura do ar em regiões próximas da superfície [Jin, 2000, Jin e Dickinson, 2000]. Devido ao seu acoplamento mais fraco com a atmosfera, a  $T_{skin}$  tende a ter uma intensidade de ICU mais forte do que a temperatura do ar e gera uma ilha de calor urbano superficial (ICUS). A temperatura da superfície varia de acordo com o balanço energético superficial e os balanços das propriedades radiativas e termodinâmicas da superfície, incluindo a umidade superficial, condutividade térmica, emissividade de superfície, irradiâncias solares e atmosféricas e fluxos atmosféricos turbulentos próximos da superfície [Voogt e Oke, 2003]. Além disso, as múltiplas reflexões internas resultantes da geometria da cobertura urbana e a densa distribuição dos edifícios geram um efeito de desfiladeiro ou efeito de cavidade que reduzem o albedo superficial e a emissividade da superfície plana individual que contribuem para a formação da ICU [Marciotto et al., 2010, Jinxin Yang et al., 2015, Freitas et al., 2007].

No passado, os efeitos da cobertura urbana sobre o tempo e o clima urbano foram conduzidos em locais isolados e com medições in situ. Com o advento dos satélites de alta resolução para o monitoramento da Terra, é possível estudar esses efeitos remotamente em escalas globais, continentais e até locais. Por exemplo, Sobrino et al. [2012] avalia as características que um sensor espacial deve satisfazer em termos de resolução espacial e temporal para monitorar adequadamente o efeito da ICUS. Eles usam mapas de ‘Temperatura Superficial do Solo’ (TSS) gerados com diferentes resoluções espaciais utilizando as imagens do ‘Airborne Hyperspectral Scanner’ (AHS). Os resultados mostraram que: (1) resoluções espaciais superiores a 50 m são necessárias para estimar adequadamente o efeito da ICUS a nível distrital e (2) O tempo de passagem do satélite recomendado a realizar se imediatamente antes do nascer do sol. Esta última indicação é sugerida para obter estimativas de ICUS noturnas bem definidas.

A contribuição de Jin et al. [2005] utiliza medidas de albedos espectrais de superfície, emissividades térmicas e temperaturas radiativas adquiridas pelo instrumento MODIS (Moderation Resolution Imaging Spectroradiometer) a bordo dos satélites TERRA e AQUA da NASA, para estudar as diferenças entre áreas urbanas e superfícies não urbanas vizinhas em relação à sua superfície radiativa, temperaturas, emissividades e albedos. Eles exami-

naram cidades individuais (Pequim, Nova York e Phoenix) para ilustrar as variações dessas variáveis com a cobertura do solo sob diferentes condições climáticas. Uma contribuição mais recente de Feng et al. [2015], propôs uma técnica térmica afiada que poderia melhorar a resolução espacial de TSS derivado do satélite baseado no mapeamento de super resolução (SRM) e na reconstrução de super resolução (SRR). Este método supera a limitação dos tradicionais geradores de imagens térmicas que requerem imagens de resolução espacial fina para melhoramento de resolução.

Além disso, o estudo de Hung et al. [2006] utiliza dados de sensoriamento remoto como cenas de TSS em períodos diurnos e noturnos sem nuvens adquirido pelo sensor TERRA/MODIS entre os anos 2001 e 2005, para uma avaliação comparativa de ICUs em 18 mega cidades asiáticas localizadas em regiões climáticas tropicais e temperadas. Os padrões espaciais das ICUs para cada cidade foram examinadas ao longo de seu ciclo diurno e das suas variações sazonais. Uma aproximação gaussiana proposta por Streutker [2002] foi aplicada para quantificar as extensões espaciais e a intensidade das ICUs individuais para comparação entre cidades. Streutker [2002] propôs um método para estimar as intensidades da ICU que usa uma superfície gaussiana bidimensional sobreposta a um plano de fundo rural para modelar as diferenças urbano rurais para 21 mapas de temperatura superficial radiativa da cidade Houston, Texas a partir de dados de sensores de satélite adquiridos aproximadamente às 0400 TSS em 27 momentos separados ao longo de um período de dois anos. O objetivo deste estudo foi caracterizar a ICU completa em magnitude e extensão espacial sem o uso de medições *in situ*. A magnitude da ICU foi encontrada inversamente correlacionada com a temperatura rural, enquanto que a extensão espacial foi encontrada como independente da magnitude da ilha de calor e da temperatura rural.

Parar uma cidade Brasileira tropical, o estudo de Pezzini de Meireles et al. [2014], analisa o campo de TSS da RMRJ e sua relação com o uso do solo. Basearam se na análise do índice de vegetação NDVI e dos campos de TSS obtidos de imagens da NOAA, 14 e 18 cobrindo os anos de 2005 a 2010. Eles concluem que o fenômeno da ICU opera ao longo do ano, especialmente na porção leste da RMRJ. A relação inversa entre a TSS e o NDVI foi observada principalmente nos meses de outono e inverno com os maiores coeficientes de correlação e determinação. Entretanto, nos meses de verão, os efeitos de aquecimento da macroscale (efeitos climáticos) se sobrepõem com o uso do solo e a correlação entre eles diminui. Além disso, o estudo de Pereira Sena et al. [2014] examina as características das

intensidades da ICU na RMRJ utilizando dados de composições de 8 dias de TSS durante o período entre Janeiro de 2003 até Dezembro de 2010 gerados pelo sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA. Eles observaram que algumas zonas apresentaram temperaturas superficiais próximas de 50°C durante a primavera e o verão.

## 1.2 Circulações locais sobre mega cidades

A circulação de brisa marítima (CBM) é uma circulação local que consiste de muitos fenômenos aninhados espacial e temporalmente que ocorre nas áreas litorais, observadas das regiões polares até o equador. Algumas características importantes da CBM são: 1) melhora ou reduz a qualidade do ar perto da superfície da terra, 2) fornece a umidade para a formação de névoa e resfriamento do ar, 3) fornece alívio de tempo quente opressivo e 4) pode provocar tempestades [Miller et al., 2003]. As condições ambientais de escala sinótica em que ocorre a brisa marítima são bem compreendidas, ocorre sob céu relativamente livre de nuvens, quando a superfície da terra se aquece mais rapidamente do que o mar. Este contraste térmico gera uma força de gradiente de pressão em escala local direcionada do mar para a terra e, em resposta, uma camada superficial de ar marinho se move para o interior do continente [Simpson, 1994].

Os principais fatores que afetam a CBM são [Simpson, 1994]: a) a variação diurna da temperatura do solo, b) a difusão de calor, c) a estabilidade atmosférica, d) a força de Coriolis, e) a difusão de momento, f) a topografia e g) o vento predominante. Os dois primeiros são essenciais para a formação da CBM e o terceiro é essencial para o seu movimento no interior do continente. A força de Coriolis limita a extensão da penetração da CBM no interior, porque gera rotação horizontal da CBM ao longo do tempo [Simpson, 1996]. A topografia pode induzir sistemas separados de brisa marítima ao longo de diferentes regiões do litoral, canalizando o fluxo de baixo nível, criando zonas de convergência e movimentos verticais ascendentes. A advecção térmica também foi identificada como essencial para o avanço da frente da CBM [Innocentini, 1981]. Além disso, diferentes CBM podem convergir em pontos no interior e aumentar o movimento vertical ascendente [Melas et al., 2000].

Para uma cidade metropolitana Brasileira, Freitas et al. [2007] simularam a circulação local de inverno no ambiente mega urbano da RMSP, Brasil, utilizando o acoplamento

entre o modelo RAMS [Cotton et al., 2003] e o esquema físico do balanço de energia ‘Town Energy Budget’ (TEB) [Masson, 2000]. As simulações foram realizadas sem topografia para identificar de forma inequívoca a interação entre as duas circulações locais. Eles concluiriam que a ilha de calor urbano (ICU) forma uma zona de convergência forte no centro da cidade e, assim, acelera a frente da brisa marítima em direção ao centro da cidade. Após a sua chegada à região urbana, a frente de brisa marítima fica sobre o centro da cidade por cerca de 2 horas.

Para a zona costeira de Cabo Frio (Rio de Janeiro, Brasil), o estudo de Ribeiro et al. [2016] utilizou um modelo oceano atmosfera completamente acoplado para investigar as fontes e sumidouros de energia cinética turbulenta com o intuito de determinar o papel da topografia e da brisa marítima na camada limite planetária no Cabo Frio. Seus resultados mostraram que o principal efeito da ressurgência sobre a área investigada é manter baixas temperaturas na atmosfera mais baixa sobre a zona costeira, sustentando uma inversão de temperatura forte que impede o desenvolvimento vertical da camada limite.

Por outro lado, a superfície urbana pode modificar as circulações atmosféricas. Por exemplo, a superfície urbana afeta os fluxos de momento e de calor latente e sensível, a altura da camada limite, a convergência superficial e outras características da camada limite. Tais mudanças afetam as propriedades ópticas da atmosfera [Synnefa et al., 2007, Rama et al., 2016], a dispersão de poluentes [Amorim et al., 2013, Moonena et al., 2013, Flores et al., 2016], iniciação de tempestades [Vemado e Pereira Filho, 2015] e muitos outros processos físicos e químicos no ambiente urbano. Em geral, as áreas urbanas são diferentes dos subúrbios tanto em materiais como em estruturas geométricas. Possuem múltiplas ruas pavimentadas, superfícies impermeáveis e edifícios irregulares e densos. Estas características podem modificar o balanço de energia e umidade e gerar o efeito da ICU.

A complexidade da cobertura urbana gera algumas dificuldades na tentativa de estabelecer um modelo para estudar a camada limite urbana [Kondoh e Nishiyama, 2000]. A condutividade térmica, a capacidade térmica, o albedo de irradiância de onda curta, a reflexão e a absorção da irradiância de onda longa e a evaporação superficial precisam ser considerados assim como as suas respectivas incertezas [Oke, 1982]. Os modelos para representar o balanço de energia superficial (BES) da cobertura urbana podem ser classificados em três categorias: 1) modelos empíricos; 2) modelos de vegetação, com ou sem

termos de arrasto, adaptados e modificados para se adaptarem à física da cobertura urbana (os modelos atmosféricos de mesoescala operacionais utilizam esses esquemas vegetativos) e 3) modelos de cobertura urbana (MCU) [Masson, 2006].

Os MCU representam com mais precisão a física da cobertura urbana, resolvendo o BES para uma cobertura urbana realista 3D. Eles consideram as superfícies horizontais e verticais (cânion urbano) e portanto, são mais capazes de representar o comportamento energético da cobertura urbana [Masson, 2006]. Estes modelos têm em comum as seguintes parametrizações: (a) os edifícios têm uma forma 3D; B) os sistemas dispõem de balanços energéticos separados para o(s) telhado(s), rua(s) e parede(s) e (c) as interações radiativas entre a(s) rua(s) e a(s) parede(s) são explicitamente considerados.

Estes modelos podem ser separados em duas categorias: (1) aqueles onde o ar da cobertura urbana é parametrizada como no esquema TEB [Masson, 2000] e tTEB [Karam et al., 2010] chamados de modelos de camada única, uma vez que existe interação direta com apenas uma camada atmosférica acima do nível superior do telhado. Isto significa que, quando é acoplado com um modelo atmosférico de mesoescala, a base do modelo atmosférico está localizada no nível do telhado e (2) aqueles que utilizam uma abordagem de arrasto denominada modelos multi camadas, porque várias camadas de ar são explicitamente influenciadas pelos edifícios (até a superfície da rua, porque as camadas de ar se estendem para baixo na cobertura).

Do ponto de vista meteorológico, um esquema de camada limite urbana é aquele com escala horizontal limitada mas com suficiente resolução horizontal . Como foi mencionado acima, a maneira mais comum de lidar com áreas urbanas é usando um modelo meteorológico de mesoescala com uma grade refinada. Vários modelos atmosféricos regionais não hidrostáticos, como o MM5 [Dudhia et al., 2000], RAMS [Pielke et al., 1992], ARPS [Xue et al., 1995] e WRF [Kusaka et al., 2009] são adequados para resoluções de grade de alguns quilômetros até dezenas de quilômetros. No entanto, esses modelos não possuem uma classificação urbana detalhada para simulações com resoluções mais finas de 0.5 a 2 km. Os primeiros estudos de Uno et al. [1989], Urano et al. [1999] e Yamada [2000] desenvolveram esquemas para simular fenômenos atmosféricos de camada limite urbana no âmbito de um modelo de mesoescala.

A contribuição de Chen et al. [2011] integrou o modelo WRF juntamente com vários esquemas de balanço de energia urbana para fechar as lacunas entre a modelagem tradi-

cional de mesoescala e a modelagem de microescala. Este estudo explorou a sensibilidade do modelo acoplado a parâmetros urbanos e avaliou a capacidade do WRF/urbano para representar as ilhas de calor urbano, estruturas complexas na camada limite em altos níveis e a pluma urbana para várias regiões metropolitanas. Além disso, Hua Tong et al. [2005] aplicou um modelo de camada limite urbana com resolução de 500 m na cidade de Hong Kong. O modelo foi aplicado para a simulação de um evento de poluição e simulou com sucesso a ilha de calor urbano e a ocorrência da circulação das brisas marítima e terrestre.

Sarkar e De Ridder [2011] explorou a capacidade de uma simples parametrização de superfície urbana, incorporada no modelo meteorológico de mesoescala ARPS, para reproduzir os valores observados da intensidade de ICU sobre a área mais ampla de Paris. Conclui-se que o modelo ARPS, estendido com a física da superfície urbana, é capaz de capturar as diferenças de temperatura do ar urbano rural observadas no período estudado. Além disso, a contribuição de Wouters et al. [2013] utiliza uma parametrização urbana com 1 km de resolução para simular a ICU sobre a cidade de Paris durante o verão do ano 2016. O estudo idealizado demonstra que a redução do resfriamento adiabático vertical sobre a cidade, em comparação com as terras cultivadas circundantes, induz uma acumulação adicional de ICU de 25%.

O estudo de Chen et al. [2014] simula a ICU sobre Hangzhou, leste da China durante uma onda de calor de longa duração, usando o modelo WRF acoplado com um modelo de cobertura urbana em uma resolução horizontal de 1 km. A análise do balanço energético superficial mostrou que a ICU é causada principalmente por um maior armazenamento de calor na cobertura urbana durante o dia e a sua liberação durante a noite. Para a cidade de Manaus, Brasil, Oliveira de Souza et al. [2016] avaliaram os possíveis mecanismos físicos relacionados com o processo de urbanização observados através do sistema acoplado entre o modelo RAMS [Cotton et al., 2003] e o esquema de balanço de energia urbano TEB [Masson, 2000]. Seus resultados mostram que há uma relação direta entre o crescimento urbano e as mudanças no microclima local.

### *1.3 Tempestades convectivas associadas a circulações locais*

As tempestades convectivas podem ser organizadas de muitas formas, desde células comuns até grandes complexos de mesoescala. Em geral, a organização das tempestades

convectivas influencia as ameaças que elas representam, como tornados, inundações repentinas, ventos em linha reta, grandes quantidades de granizo, etc. A organização da convecção úmida profunda (CUP) que provoca tempestades convectivas pode ser afetada pelo cisalhamento vertical do vento, pela energia potencial convectiva disponível (CAPE), pela umidade relativa, e as distribuições verticais destas variáveis, entre outras [Moller et al., 1994]. Destas variáveis, o cisalhamento vertical do vento provavelmente exerce a maior influência sobre o tipo de tempestade [Markowsky e Richardson, 2010].

Moller et al. [1994] classificaram as tempestades em duas categorias: supercélulas e não supercélulas. Elas são produzidos por ambientes que possuem de moderada a alta fluutuabilidade ou energia potencial convectiva disponível (CAPE) e amplo cisalhamento de vertical do vento [Browning, 1964, Klemp, 1987]. Existem várias características associadas a estas tempestades, incluindo uma pro-pensão para a estabilidade e longevidade (duração de tempestade de duas horas ou mais, corrente principal intensa e de rotação ciclonicamente ascendente e grandes quantidades de granizo). A influência do ar seco troposférico na evolução de tempestades supercelulares foi investigada por Honda e Kawano [2015]. Eles mostraram que em um ambiente com (sem) uma camada seca de nível médio, a convecção supercelular decai rapidamente (persiste por um longo período).

Nos últimos 95 anos, várias tentativas têm sido feitas para prever quantitativamente o estado de atmosfera futura com base em leis físicas, tais como a dinâmica de fluidos e a termodinâmica. Estes modelos evoluíram de modelos de equilíbrio como os modelos barotrópicos até modelos menos filtrados ou modelos baroclínicos para melhorar a precisão. Modelos primitivos tinham obtido sucesso no campo de Previsão Numérica do Tempo (PNT) de previsões regionais até circulações globais globais. No entanto, os modelos primitivos possuem aproximações que substituem a equação do momento vertical com a equação de equilíbrio hidrostático. Portanto, eles não podem ser aplicados à simulação de fenômenos de pequena escala onde a relação de aspecto se aproxima a unidade [Saito et al., 2007].

Assim, vários modelos atmosféricos não hidrostáticos foram desenvolvidos e aplicados para simulações numéricas de PNT operacional. Entre eles, o Sistema de Previsão Regional Avançado (ARPS) [Ming Xue et al., 2000] foi desenvolvido no Centro de Análise e Previsão de Tempestades (CAPS) da Universidade de Oklahoma. O modelo ARPS é projetado para servir como uma ferramenta eficaz para pesquisa básica e aplicada e como um sistema

adequado para a previsão explícita de tempestades convectivas, assim como de sistemas meteorológicos em outras escalas. O componente de previsão do ARPS é um modelo tridimensional compressível, não hidrostático formulado em coordenadas generalizadas que seguem o relevo. O modelo inclui esquemas de parametrização física, importantes para predição explícita de tempestades convectivas, assim como a previsão de fluxos em escalas maiores.

As áreas urbanas influenciam a atmosfera mais baixa e podem gerar tempestades convectivas [Bornstein e Lin, 2000]. Os processos da camada limite são modificados pela ilha de calor urbano (ICU). Nas cidades, as superfícies naturais são substituídas por superfícies artificiais que possuem propriedades térmicas diferentes. Tais superfícies são tipicamente mais capazes de armazenar energia solar e convertê-la em calor sensível Oke [1987]. Outros fatores que contribuem para a geração da ICU podem ser atribuídos às diferenças no albedo de superfície, à liberação de calor antrópico na área urbana [Pereira Filho et al., 2007] e à turbidez atmosférica [Flores et al., 2016].

Neste contexto, o METROMEX foi um estudo extensivo que teve lugar nos Estados Unidos na década dos 70s [Huff, 1986, Changnon Jr. et al., 1977] para investigar a modificação da precipitação de mesoescala e convectiva gerada por grandes cidades. Os resultados do METROMEX [Huff e Vogel, 1978, Sanderson e Gorski, 1977] mostraram que os efeitos urbanos produzem maior precipitação observada dentro de 50 - 75 km a favor do vento da cidade, refletindo aumentos de até 5% - 25 % sobre os valores médios.

Para uma cidade tropical brasileira, os estudos de Pereira Filho e Dos Santos [2007] e Vemado e Pereira Filho [2015] investigaram a interação entre a circulação de brisa marítima (CBM) com a circulação da ilha de calor urbano (CICU) gerada pelo ambiente urbano, na formação da precipitação em dias com baixa atividade sinótica na Região Metropolitana de São Paulo (RMSP). Eles descobriram que a precipitação máxima é apenas sobre a área urbana da RMSP e mostraram que a alta rugosidade dos edifícios e a atividade humana presente no ambiente urbano, aumentam as concentrações de aerossóis e pode levar à redução da precipitação. No entanto, no caso de tempestades convectivas, os efeitos termodinâmicos são muito maiores do que os efeitos dos aerossóis.

O estudo de Vemado e Pereira Filho [2015] indica que a CBM alcança a RMSP mais da metade dos dias ao longo do ano. A virada do vento de NE para SE e a intensificação do vento de SE entre as 1500 UTC e 1600 UTC sobre a RMSP associado à CBM foi indicado

pelo estudo de Oliveira e Silva Dias [1982]. Além disso, o estudo de Pereira Filho et al. [2005] analisou os efeitos da CBM e da CICU sobre o acúmulo de chuvas na RMSP. Eles mostraram que a temperatura do ar e o ponto de orvalho acima de 30°C sob condições sinóticas fracas nas horas da tarde tendiam a resultar em chuvas fortes. A intensidade da ICU sobre a RMSP gera uma circulação térmica mais profunda e mais forte entre a manhã e o meio da tarde, quando a instabilidade úmida e a convecção profunda com precipitação subsequente é aumentada pela advecção de umidade da CBM [Pereira Filho e Dos Santos, 2007].

Estes estudos indicam que tais tempestades convectivas estão diretamente relacionadas com a formação da ICU sobre a RMSP. Em consequência, os mecanismos de disparo dos sistemas convectivos estão relacionados com a interação entre os efeitos da ICU e os efeitos da circulação da brisa marítima. Estes atuam como fatores pré condicionais da atmosfera para favorecer a convecção profunda e a penetração da frente da brisa marítima, como o mecanismo dinâmico para o levantamento de algumas parcelas de ar próximas da superfície. Também destacam o papel das interações entre as circulações locais com a topografia regional e local e com as frentes de rajadas provenientes de células convectivas primárias como fatores indutores da convecção.

Os primeiros estudos propuseram que as mudanças induzidas pela cobertura urbana na precipitação natural são mais prováveis devido a uma ou à combinação das seguintes quatro causas: (1) o aumento, a criação ou o deslocamento da circulação de mesoescala que causa a desestabilização atmosférica, (2) a rugosidade superficial, que gera um aumento de convergência de baixo nível (3) a adição de núcleos de condensação modifica os processos microfísicos e dinâmicos e (4) a adição de fontes industriais urbanas de umidade modificam o conteúdo de umidade atmosférica de baixo nível [Bornstein e Lin, 2000].

O estudo de Arnfield [2003] mostra que a forma 3D fortemente heterogênea da cobertura urbana modifica o comportamento dos diferentes termos do balanço de energia superficial: 1) a captura de irradiância na cobertura; 2) a alta captação de armazenamento de calor durante o dia, devido às propriedades térmicas dos materiais de construção e à forma 3D da superfície; 4) geralmente o calor sensível é favorecido sobre o calor latente por causa da evaporação reduzida e às vezes causada por grandes fluxos antrópicos [Masson, 2006].

Por exemplo, o esquema de balanço de energia urbana tropical (tTEB) [Karam et al., 2010], que é um esquema que modela o balanço energético da superfície urbana (SEB),

foi utilizado para simular a ocorrência diurna da ilha de calor urbano (ICU) observado na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) localizado na região tropical do Brasil, ao longo do ano 2007 [Karam et al., 2010, Marques Filho et al., 2009]. Além disso, o estudo de Ichinose et al. [1999] analisou o impacto dos fluxos antrópicos em grandes cidades japonesas devido à sua alta densidade populacional. O estudo conclui que os fluxos antrópicos explicam as áreas de ICU máximo na cidade de Tóquio.

Neste contexto, o uso de esquemas urbanos 3D realistas em modelos atmosféricos permite agora a separação dos respectivos papéis dos diferentes efeitos urbanos sobre a atmosfera. Por exemplo, para a cidade de St. Louis, Missouri, em 8 de junho de 1999, Rozoff et al. [2003] mostram, com o esquema de balanço de energia (TEB) acoplado no sistema de modelagem atmosférica regional (RAMS), que na verdade não é a alta rugosidade que provoca a aparição de uma tempestade a favor do vento, mas são os fluxos de calor devido ao BES urbano característico. Eles concluíram que a interação não linear do arrasto de momento urbano e a ICU faz com que a convecção abaixo do vento entre em erupção mais tarde, porque o arrasto de momento sobre a cidade regula a intensidade da ICU.

Ainda mais, o estudo de Lei et al. [2008] investigou se a representação explícita da superfície urbana melhora os resultados da simulação do evento de precipitação intensa com 24 horas de duração que ocorreu sobre Mumbai, Índia o dia 26 de Julho de 2005. Eles conduziram experimentos utilizando o modelo RAMS, acoplado com e sem o esquema explícito de balanço energético urbano TEB, para estudar o papel das interações da atmosfera terrestre urbana modulando o evento de chuva intensa sobre a região de monção indiana. Os resultados indicam que, mesmo para este evento de precipitação associado a um sistema de escala sinótica, o vento vertical e a precipitação são significativamente influenciados pela heterogeneidade das temperaturas de superfície devido à urbanização.

O estudo numérico de Gatunya Ganbat et al. [2015] investigou as interações entre a circulação térmica urbana e os ventos inclinados de montanha, utilizando um sistema acoplado entre o modelo WRF (Weather Research and Forecasting) com o Modelo de Cobertura Urbana da Universidade Nacional de Seul (SNUUCM). O estudo examinou as sensibilidades das interações de circulação de brisa urbana com os ventos de encosta e a intensidade das ilhas de calor urbano com a altura da montanha e a fração urbana. Eles descobriram que, à medida que a altura da montanha diminui e a fração urbana aumenta, a transição do lado urbano do vento inclinado para cima para o vento inclinado para baixo

ocorre mais cedo e o vento inclinado para baixo do lado urbano persiste mais.

## Objetivos

### 2.1 *Objetivos Gerais*

O primeiro objetivo da presente contribuição é propor um novo método para estimar intensidades de longo prazo (2001-2014) de baixa resolução da ilha de calor urbano superficial (ICUS) para duas regiões urbanas: a RMSP e a RMRJ [Flores R. et al., 2016]. O método baseia-se na análise quantitativa estatística de dados da temperatura superficial do solo (TSS) obtidos a partir do sensor MODIS a bordo dos satélites TERRA e AQUA. Estes resultados serão comparados com os obtidos com o método de Streutker [2002]. Além disso, será a relação entre a Temperatura Superficial do Solo (TSS) e cobertura vegetal através dos índices de vegetação (NDVI e EVI) do sensor MODIS.

O segundo objetivo é integrar o esquema de balanço de energia urbana tTEB [Karam et al., 2010] com o modelo atmosférico não hidrostático ARPS [Ming Xue et al., 2000] para analisar a interação das circulações de brisa marítima, vale montanha e ilha de calor urbana sobre a RMSP para o evento de brisa marítima típico do dia 22 de Agosto de 2014.

O terceiro objetivo é utilizar o sistema integrado ARPS-tTEB a fim de simular os efeitos dinâmicos e energéticos da cobertura urbana sobre a gênese e o desenvolvimento de tempestades convectivas. O sistema integrado foi testado para condições idealizadas usando a sondagem para a tempestade do dia 20 de maio de 1977 na cidade de Del City, Oklahoma como condição inicial em experimentos numéricos. Além disso, será analisada a influência dos fluxos de energia urbana (momento, sensível e latente) no desenvolvimento do evento de chuvas intensas do dia 12 de Janeiro de 2015 ocorrido na RMSP, utilizando condições iniciais e de fronteira reais.

## 2.2 *Objetivos Específicos*

Os objetivos específicos da presente contribuição são os seguintes:

- Analisar as principais características dos dados de sensoriamento remoto do MODIS: TSS e índices de vegetação (NDVI e EVI) (Seção 4.1). Descrever os métodos para a estimativa da ICU superficial: método de Streutker (Seção 4.3) e método de quantis (Seção 4.4).
- Analisar os padrões espaciais e temporais da TSS sobre a RMSP e a RMRJ (Seção 5.1). Calcular as intensidades da ICU em períodos diurnos e noturnos para a RMSP e a RMRJ (Seção 5.3). Identificar a relação entre a TSS e os índices de vegetação para a RMSP e a RMRJ (Apêndice C).
- Descrever em forma detalhada o acoplamento ARPS-tTEB e o procedimento passo a passo para integrar ambos esquemas (Apêndice A). Descrever a configuração do modelo e o desenho experimental utilizados nos experimentos (Seção 4.7).
- Descrever as condições sinóticas para o evento da brisa marítima do dia 22 de Agosto de 2014 com os dados do modelo GFS e do NCAR reanalyse (Seção 5.5.1). Comparar os resultados simulados e observados de temperatura, umidades relativas e intensidade do vento de sondagens e estações meteorológicas na RMSP (Seção 5.5.3).
- Avaliar os efeitos da topografia sobre as circulações locais (Seção 5.5.4). Avaliar os efeitos da topografia sobre as circulações locais (Seção 5.5.4).
- Descrever os índices estatísticos utilizados para quantificar a precisão dos resultados da simulação em comparação com as estimativas de radar e satélite.
- Avaliar a influencia dos fluxos de energia turbulentos da superfície urbana sob a tempestade convectiva ocorrida sobre na RMSP do dia 12 de Janeiro de 2015 (Seção 5.6).

## Conceitos

### 3.1 A Circulação da Brisa Marítima

A brisa marítima é uma circulação local que ocorre em áreas costeiras ao redor do mundo. Tem sido observada desde o equador até as regiões polares [Masselink e Pattiaratchi, 1998]. A brisa marítima proporciona alívio ao tempo abafado opressivo, proporciona umidade para névoa ou nevoeiro e pode melhorar ou reduzir a qualidade do ar perto da superfície terrestre. A brisa marítima também tem fundamental importância porque pode desencadear tempestades convectivas intensas [Miller et al., 2003].

A pesquisa associada ao processo de formação da brisa marítima e as suas interações com outro tipo de circulações de meso e micro escala é importante devido a que uma grande parte da população humana mora em grandes cidades localizadas em zonas costeiras. Em geral, a brisa marítima ocorre sob céus relativamente claros, quando a superfície da Terra aquece mais rapidamente do que o mar. O contraste térmico gera uma força do gradiente de pressão (FGP) de escala local dirigido do mar para o continente, e em consequência gera uma camada superficial de ar marinho que se movimenta em direção da superfície terrestre.

Os componentes da circulação de brisa marítima (CBM) são os seguintes segundo Miller et al. [2003]:

- A Circulação de brisa marítima (CBM) é uma célula de mesoescala giratória na vertical, com fluxo em direção à superfície da Terra. Gera correntes de ar ascendentes em direção no interior da superfície continental, difunde correntes profundas vários quilômetros em direção ao continente e gera um fluxo de retorno em direção ao mar nas proximidades do nível de 900 hPa.

- A corrente de gravidade da brisa marítima (GBM) é o fluxo em direção da superfície terrestre do ar marinho frio e úmido na parte inferior do braço horizontal da CBM.
- A frente de brisa marítima (FBM) é a borda em direção à terra da GBM e da CBM, muitas vezes associada a mudanças bruscas de temperatura, umidade e vento. A sua chegada pode ser marcada pelo desenvolvimento de nuvens cumulus (Cu).
- O topo da brisa marítima (TBM) é a parte superior acima e imediatamente atrás da FBM, gerada pelas correntes de ar ascendentes no interior das massas de ar continentais e marinhas. O TBM tem uma altura próxima de duas vezes da altura do fluxo gerado pela FBM.
- As ondas de Kelvin-Helmholtz (OsKH), são ondas que se desenvolvem ao longo do limite superior da GBM durante períodos de baixa estabilidade estática (meio-dia).
- A camada limite convectiva interna (CLCI) é uma região instável dentro da massa de ar marinho, aparecendo na encosta e crescendo em profundidade com a distância para o continente, onde os poluentes de baixo nível podem se aprisionar e concentrar.

A Figura 3.1 mostra as componentes do sistema de brisa marítima, descritas acima. CBM: circulação de brisa marítima, GBM: corrente de gravidade da brisa marítima, FBM: frente de brisa marítima, TBM: topo da brisa marítima, OsKH: ondas de Kelvin-Helmholtz e CLCI: camada limite convectiva interna. A camada remanescente na parte posterior da CBM é a camada superficial de ar marinho.

Os principais fatores que afetam a CBM são Simpson [1994]: a) variação diurna da temperatura do solo, b) difusão de calor, c) estabilidade atmosférica, d) força de Coriolis, e) difusão de momento, f) topografia do terreno e g) vento predominante. Os dois primeiros são essenciais para a CBM e o terceiro para o seu movimento ao interior do continente. A advecção térmica também foi identificada como essencial para o avanço da frente de rajada da brisa marítima [Innocentini, 1981]. A força de Coriolis limita a extensão da penetração no interior da CBM devido a que produz uma rotação horizontal da CBM ao longo do tempo.

A topografia, incluindo o tamanho e a forma das massas terrestres e a sua estrutura sobre a região costeira, é um dos fatores importantes na CBM. O terreno complexo, com ou sem fluxo de escala sinótica diferente de zero, pode produzir várias CBM separadas ao

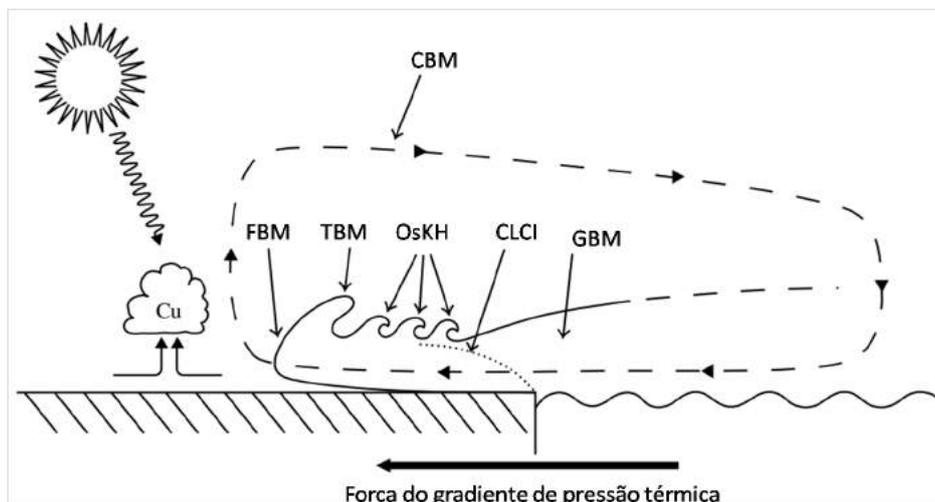


Figura 3.1: Sistema de brisa marítima (CBM). Os detalhes são discutidos no texto. Figura adaptada de Miller et al. [2003].

longo de diferentes partes da região costeira. A presença destes sistemas independentes podem não ser simultâneas, e podem não chegar com as mesmas intensidades. As características topográficas do continente canalizam o fluxo de vento de baixo nível, gerando áreas de convergência e reforçando o movimento vertical ascendente. O movimento vertical ascendente também é reforçado nas regiões continentais onde convergem diferentes CBMs.

### 3.1.1 Estrutura da brisa marítima

A CBM consiste de fenômenos que ocorrem em diversas escalas temporais (Fig.3.1). Entre elas estão: a) as ondas sonoras iniciais, discutidas por Tijn e van Delden [1999], (b) a brisa marítima precursora e ondas pre frontais similares [Sha et al., 1993], (c) a circulação de célula fechada prevista por Bjerknes [Holton, 1994], (d) a corrente de gravidade da brisa marítima e todos os seus fenômenos associados [Simpson, 1994], (e) a frente de brisa marítima e de todos os seus fenômenos associados [Reible et al., 1993], (f) e os fenômenos de menor escala, como a camada limite convectiva interna, dentro da massa de ar marinho que se movimenta para o continente [Rao e Fuelberg, 2000]. É preciso incluir as interações entre todos esses fenômenos com os fenômenos originados por outros processos, tanto na atmosfera como no oceano [Gibbs, 2000].

### 3.1.1.1 Função das ondas sonoras

A brisa marítima é causada pela diferença de temperatura entre a Terra quente e as superfícies mais frias do mar. Como esta diferença aumenta durante o dia, um gradiente de pressão é produzido em níveis baixos da atmosfera, iniciando a CBM perto da superfície terrestre [Simpson, 1994]. O aparecimento da força do gradiente de pressão (FGP) de mesoescala que aciona a CBM tem sido bem compreendido. Porém, Tijm e van Delden [1999], examinou cuidadosamente três diferentes propostas sobre o processo de formação da CBM encontrados na literatura e concluiu que os três são fisicamente inconsistentes.

A primeira é a teoria "ascendente" [Tijm e van Delden, 1999], em que um fluxo em direção ao mar (às vezes chamado fluxo de retorno) desenvolve-se no ar em primeiro lugar, por causa da expansão vertical do ar quente sobre a Terra. Então, o fluxo em direção ao continente perto da superfície da Terra, desenvolve-se em resposta ao fluxo de ar em direção ao mar acima.

A segunda é a chamada teoria "lateral" [Simpson, 1994], em que o fluxo de nível baixo em direção ao continente, desenvolve-se pela primeira vez em resposta à expansão horizontal do ar quente sobre a Terra. O fluxo em direção ao mar desenvolve-se acima em resposta ao fluxo de nível baixo. A terceira é a chamada teoria "mista", em que o ar mais quente sobre a terra expande-se tanto na vertical como na horizontal, gerando um desenvolvimento simultâneo da brisa marítima na superfície e o fluxo do ar de retorno em altos níveis [Tijm et al., 1999].

As três versões, apesar de algumas evidências nas observações sinóticas e de superfície para apoiá-los, negligenciam o processo de ajuste hidrostático. Isso ocorre no desenvolvimento da CBM e é acompanhada pela criação de ondas de som (compressão), que são gerados na superfície da Terra quando o ar se expande por causa do aquecimento diabático e, em seguida, propagam-se a  $300 \text{ m s}^{-1}$  em todas as direções [Tijm e van Delden, 1999].

Utilizando um modelo numérico não hidrostático, [Tijm e van Delden, 1999] concluiu que as ondas sonoras desempenham um papel fundamental no estabelecimento do gradiente de pressão. Walsh [1974] concluiu anteriormente que as simulações das circulações de brisa marítima usando modelos não hidrostático diferem muito pouco daqueles produzidos por modelos hidrostáticos, mas os resultados de [Tijm e van Delden, 1999] indicam que a pequena diferença entre os dois tipos de modelo é importante, porque os modelos hi-

drostáticos não incorporam as ondas sonoras e, portanto, não incluem o mecanismo correto para estabelecer o gradiente de pressão de meso-escala.

Em poucos minutos, as ondas sonoras que viajam para cima induzem um aumento da pressão através de toda a atmosfera acima da superfície da terra aquecida. As ondas que se propagam na horizontal induzem a queda de pressão sobre a terra, e pressão da superfície aumenta sobre o mar. O gradiente de pressão horizontal resultante inicia o movimento em direção ao continente, da massa de ar marítimo associado com a CBM.

### 3.1.1.2 Fenômenos pre-frontais

Além das ondas sonoras que iniciam a força do gradiente de pressão (FGP) de meso-escala perpendicular à costa, outro tipo de onda transitória precede a chegada da frente a brisa marítima sobre a Terra. A brisa marítima precursora é na verdade um conjunto de ondas que são iniciadas quando o contraste térmico perpendicular à costa aparece acima da interface terra-mar (Fig.3.2). As ondas de maior amplitude chegam à regiões do interior em primeiro lugar, movendo-se a velocidades muito mais rápidas do que a frente de brisa marítima.

Progressivamente com o tempo, as ondas de menor tamanho chegam ao interior. Os observadores na superfície em terra experimentam um vento na direção do mar consistindo do ar local (continental) antes da chegada da frente de brisa marítima. Outro tipo de onda pré-frontal pode ocorrer no final da noite, quando a frente brisa marítima interage com uma camada estável interior noturna [Geisler e Bretherton, 1969]. Estas ondas consistem em pequenas células com comprimento de onda característico de 10 km, propagam-se para o interior com uma rapidez de  $3.5 \text{ m s}^{-1}$  e é rapidamente dissipado no campo de fluxo do ambiente [Sha et al., 1993].

### 3.1.1.3 Resposta da CBM ao vento de escala sinótica

A CBM começa quando uma componente de vento superficial é adicionada ao vetor de vento médio de baixo nível em resposta à força de gradiente de pressão (FGP) térmica de mesoescala, o que resulta numa divergência na componente perpendicular do vento sobre o mar. A região paralela à costa em que o novo componente de vento é adicionado cresce horizontalmente no sentido transversal à costa, expandindo mais rapidamente em direção ao mar do que em direção ao continente Finkle et al. [1995]. Uma camada superficial do

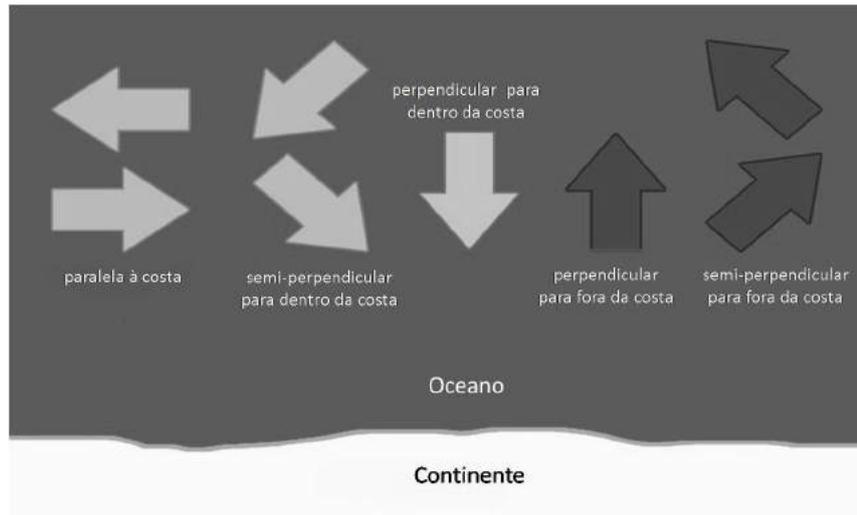


Figura 3.2: Possíveis direções do vento perto da fronteira entre o continente e o oceano.

ar marinho começa a fluir em direção à terra, convergindo com ar continental e gera uma região de correntes verticais de ar ascendentes.

Um fluxo de retorno em direção ao mar, geralmente se desenvolve em regiões altas, acima do limite superior do ar marinho, gerando uma zona de cisalhamento onde o fluxo muda de direção desde a terra para o mar [Oliphant et al., 2001]. Este fluxo de retorno é necessário se a CBM é considerada fechada, isto é, conservadora de massa. Vários autores, no entanto, mostram que a ausência completa deste fluxo de retorno ou a sua insuficiência em contrabalançar o fluxo de baixo nível em terra, implica que a CBM pode não ser um sistema fechado, em algumas circunstâncias [Banta et al., 1993]. O limite superior da CBM varia desde algumas centenas de metros até 1 km ou 2 km, dependendo das condições sinóticas [Xian et al., 1991].

Correntes de afundamento fracas foram observadas em medições in situ e em resultados de modelos atmosféricos, sobre uma área ampla de várias dezenas de quilômetros sobre a costa, suportando uma CBM fechada com conservação de massa, pelo menos parcial [Chiba et al., 1999]. O vento predominante (VP) desempenha um rol importante na determinação da forma e localização relativa da CBM. O VP é importante para determinar se ou não a brisa marítima será localizada em terra (VP muito fortes impedem que a CBM cheguem à costa), também exercem influência sobre o seu comportamento Finkele et al. [1995].

### 3.1.2 *Categorias genéricas da circulação de brisa marítima*

A CBM pode ser dividido em três categorias dependentes do vento predominante (VP), as quais são: a) pura, b) em espiral e c) escondida [Adams, 1997]. A brisa marítima pura ocorre sob condições de VP fracas, quando a força geostrófica existente aponta em direção ao mar num ângulo reto para o litoral, e se aproxima da descrição geral descrita acima (Figuras 3.3a-b-c). Este tipo de brisa marítima é precedida por condições de tempo calmos, quando o gradiente de força de pressão de escala sinótica está em equilíbrio com o gradiente de força de pressão térmico. Ohashi e Kida [2002] notou a sua presença no Japão, observando uma frente de GBM avançando por baixo de 800 m acima do nível do solo.

A brisa marítima em espiral [Adams, 1997] ocorre quando o VP tem componentes paralelas e perpendiculares à costa (Fig.3.3d-e-f). A componente paralela à costa está em direção ao norte, na costa leste da hipotética massa terrestre. Segundo a lei de Buys-Ballot, um componente do vento em direção ao norte implica menor pressão sobre a terra e maior pressão sobre o mar [Lutgens e Tarbuck, 2001].

Quando são tidos em conta as diferenças no coeficiente de atrito da superfície, uma componente de vento em direção norte e uma menor pressão sobre o continente, gera uma área de divergência de baixo nível em regiões próximas da costa. O ar dos níveis superiores afunda na zona de divergência e auxilia o início da brisa marítima. Uma vez que a força de gradiente de pressão térmica e a força de gradiente de pressão de escala sinótica não estão totalmente orientadas ao longo da mesma direção, o primeiro pode não superar a intensidade deste último e, portanto, não há período de calma antes do início da brisa marítima [Miller et al., 2003].

Isto também implica que a brisa marítima em espiral pode chegar à costa com uma força de gradiente de pressão mais fraca, em relação a brisa marítima pura. A chegada da brisa marítima em espiral é marcada por um apoio gradual (rotação no sentido antihorário) do vento do sudoeste ao sudeste. Como a brisa marítima pura, a brisa marítima em espiral circula numa célula vertical, mas o componente do vento sinótico ao longo da costa, faz com que a circulação assuma forma helicoidal, em vez de laço simples [Adams, 1997].

A brisa marítima escondida [Adams, 1997] também ocorre quando o VP tem componentes paralelas e perpendiculares à costa (Fig.3.3g-h-i). Neste caso, a componente paralela

à costa está em direção ao sul, na costa leste da hipotética massa terrestre. Segundo a lei de Buys-Ballot, um componente do vento em direção ao sul implica menor pressão sobre o mar e maior pressão sobre a terra [Lutgens e Tarbuck, 2001].

Isto, combinado com a variação perpendicular à costa do coeficiente de atrito da superfície, resulta numa área de convergência de baixo nível em regiões próximas da costa. Esta convergência de superfície impede o afundamento do ar dos níveis superiores e inibe o progresso da brisa marítima para o continente. Isto também implica que a brisa marítima escondida só pode chegar à costa com uma força de gradiente de pressão térmica mais forte, em relação a brisa marítima pura ou em espiral [Miller et al., 2003].

A brisa marítima escondida também gira de forma helicoidal, embora neste caso a componente do vento geostrófico paralela à costa, faz com que a hélice em espiral gire para o sul, em vez de para o norte. Outras diferenças importantes entre a brisa marítima em espiral e escondida é que a última é muito mais fraca, chega em terra no final do dia, e pode se manifestar em pulsos ao invés de um fluxo forte e estável [Adams, 1997].

As características dinâmicas e térmicas da CBM podem ser simuladas fazendo uso de um modelo atmosférico não-hidrostático como o modelo ‘Advanced Regional Prediction System’ (ARPS) descrito na Seção 3.2.

### 3.2 O modelo ARPS

O modelo ‘Advanced Regional Prediction System’ (ARPS) [Ming Xue et al., 2000], desenvolvido no Centro de Análise e Previsão de Tempestades (CAPS) da Universidade de Oklahoma é um modelo tridimensional, não hidrostático e compressível formulado em coordenadas de acompanhamento do relevo generalizadas. O modelo utiliza as equações dinâmicas e termodinâmicas originais com aproximações mínimas. O esquema de divisão explícita [Klemp e Wilhelmson, 1978] é utilizado para integrar as ondas de som que contém as equações, o que permite a estratégia de decomposição de domínio horizontal executada de forma eficiente pela memória distribuída massivamente em computadores paralelos.

O modelo emprega técnicas numéricas avançadas, incluindo esquemas de advecção para o transporte escalar e o esquema de conservação de variância de advecção de quarta ordem para as outras variáveis. Uma descrição detalhada das equações dinâmicas e termodinâmicas primitivas utilizadas no modelo ARPS, assim como das parametrizações mi-

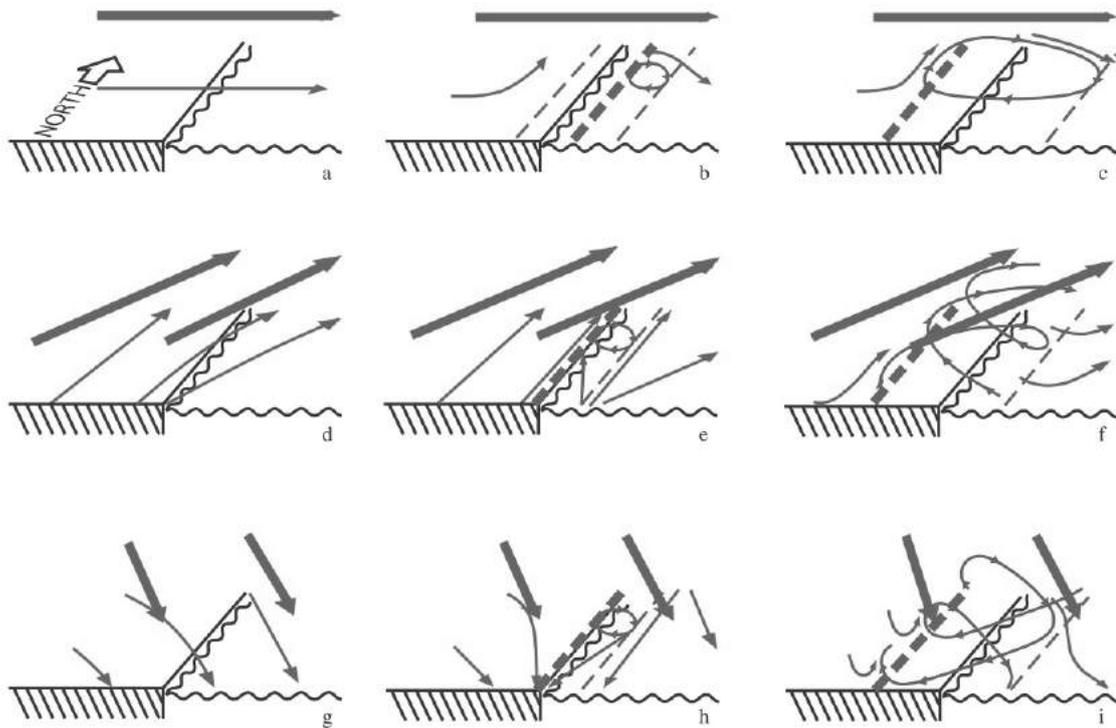


Figura 3.3: Desenvolvimento da brisa marítima pura, em espiral e escondida. A superfície terrestre se encontra do lado esquerdo; a superfície marítima do lado direito. Setas escuras grossas indicam a direção do vento no topo da camada limite planetária. Setas finas cinzas indicam a direção do vento perto da superfície não relacionada com a circulação de brisa marítima (CBM). Setas finas indicam ventos superfície relacionados com a CBM. As linhas pontilhadas grossas indicam o limite interior da CBM. A linha fina pontilhada indica a extensão da CBM em direção ao mar. (a,b,c) Desenvolvimento da brisa marítima pura. A linha tracejada indica a extensão da região calma ao interior. (d,e,f) Desenvolvimento da brisa marítima em espiral. (g,h,i) Desenvolvimento da brisa marítima escondida. Figura adaptada de Miller et al. [2003].

crofísicas de Lin et al. [1983] podem ser encontradas nos apêndices A e B da tese do Hallak [2007], respectivamente.

O modelo ARPS também inclui esquemas modernos de parametrizações físicas que são importantes para a previsão explícita de tempestades convectivas, assim como a previsão dos fluxos em escalas maiores [Ming Xue et al., 2000]. Entre eles as parametrizações da camada limite planetária e da camada superficial são necessárias, a fim de avaliar o estado da superfície da terra que tem um impacto direto sobre a troca de calor sensível e latente com a atmosfera, assim como a temperatura e umidade da superfície do solo que aparecem diretamente nos cálculos dos fluxos de superfície.

No modelo ARPS, a evolução temporal do estado da superfície do solo é previsto pelas equações de balanço de energia e umidade da superfície, baseados no esquema ‘Force

Restore' de Noilhan e Planton [1989] and Jacquemin e Noilhan [1990]. Este esquema foi desenhado para simular os processos essenciais envolvidos nas interações atmosfera-superfície com o menor número de parâmetros e complexidades possíveis. O modelo de vegetação - solo inclui equações prognósticas para (1) a temperatura do solo e da vegetação e (2) a umidade do solo utilizando um algoritmo 'Force Restore' de duas camadas.

Para a simulação prognóstica da temperatura da superfície, o balanço de energia superficial que inclui: (a) irradiância líquida, (b) fluxo de calor sensível, (c) fluxo de calor latente e (d) fluxo de calor no solo é utilizada como força de condução. Da mesma forma, a umidade da superfície do solo é impulsionada pelo balanço de umidade da superfície, o que inclui: (a) formação de precipitação e orvalho, (b) evapotranspiração, (c) evaporação a partir do solo e da cobertura, e finalmente (d) o fluxo de umidade no solo. Além disso, um algoritmo analógico de resistência estomática foi utilizado para modelar a transpiração através da vegetação diretamente da camada de solo inferior (zona de raiz).

Em geral, a previsão numérica do tempo é muitas vezes sensível a os fluxos de calor, momento e umidade da superfície. Um modelo de fluxos de superfície dependente da estabilidade e do comprimento de rugosidade está disponível no ARPS utilizando uma formulação modificada proposta por Businger et al. [1971]. O estudo analisou os perfis de vento e temperatura para uma ampla gama de condições de estabilidade no contexto da teoria da similaridade de Monin-Obukhov. A determinação do comprimento de Obukhov, uma variável independente chave no estado estacionário da camada superficial atmosférica horizontalmente homogênea, foi estimada por medições diretas. Uma comparação entre os fluxos medidos e derivados do perfil mostra boa concordância ao longo de toda a gama de condições de estabilidade derivadas por observações.

Além disso, um procedimento proposto por Byun [1990], baseado em soluções analíticas exatas dos parâmetros de estabilidade de Monin-Obukhov em termos do gradiente de Richardson e do número de Richardson para as condições atmosféricas estáveis e instáveis, foram utilizados nos cálculos de fluxo para uma muito maior eficiência em vez do método de iteração comumente utilizado. Além disso, a formulação de Businger foi modificada de modo que os resultados são mais realistas para ambientes altamente estáveis ou altamente instáveis [Deardorff, 972b]. Atualmente, o modelo de superfície utilizado pelo ARPS não leva em conta o BES gerado pela cobertura urbana. Em consequência, para analisar os efeitos da cobertura urbana sobre a origem e o desenvolvimento de tempestades convectivas

é necessário acoplar-o com um modelo de balanço de energia para cidade como os esquemas TEB ou tTEB descritos nas Seções 3.3 e 3.4, respectivamente.

### 3.3 O esquema TEB

O estudo de Masson [2000], apresentou o esquema de balanço de energia de superfícies urbanas para modelos atmosféricos de mesoescala TEB (Town Energy Budget). O esquema TEB é uma generalização da geometria de cânion urbano local, em lugar da formulação de solo com cobertura vegetal habitualmente utilizado pelos modelos atmosféricos para representar cidades. Isso permite um refinamento dos balanços radiativos, assim como dos balanços dos fluxos turbulentos de momento e calor da superfície urbana. O esquema é geral e pode ser configurado para representar qualquer cidade do mundo para diversas condições de tempo e clima.

O esquema TEB permite recuperar, sem hipóteses "ad hoc", a curva de histerese que descreve o padrão diurno típico e o retardo de fase entre o fluxo de calor sensível turbulento e o fluxo de calor armazenado na cobertura urbana. O esquema também reproduz o amortecimento diurno do fluxo de calor sensível turbulento pelo fluxo de calor armazenado observado em centros urbanos. O fluxo de calor latente é insignificante, em média, mas pode ser grande quando são consideradas escalas de tempo curtas (especialmente após a precipitação). Ele também sugere que em áreas densamente construídas, aquecimento doméstico pode sobrecarregar o saldo de irradiância, e fornecer um fluxo de calor turbulento contínuo para a atmosfera. Isto torna-se muito importante no inverno para climas continentais Masson [2000].

A comparação com o esquema de vegetação, mostra que o ambiente sub urbano pode ser representado com uma formulação de solo com cobertura vegetal para grandes médias temporais ou espaciais (típicos de estudos climáticos globais), mas um esquema de superfície dedicada à superfície urbana é necessária quando escalas menores são considerados: previsões meteorológicas para cidades, estudos locais e de mesoescala.

#### 3.3.1 Descrição geométrica da cidade

O esquema TEB utiliza o conceito de cânion urbano, desenvolvido por climatologistas de cidade [Oke, 1987], que conta com a seguinte estrutura: o cânion considera uma única

rua, delimitada por prédios localizados frente a frente. O TEB tem como objetivo parametrizar as interações dinâmicas e termodinâmicas da cobertura urbana com a atmosfera. É aplicável para modelos atmosféricos de mesoescala (com espaçamento da grade da ordem de algumas centenas de metros). Os processos atmosféricos de mesoescala podem ser definidos como aqueles que tem uma escala horizontal da ordem de alguns quilômetros a várias centenas de quilômetros e uma escala temporal de minutos a dias. No esquema TEB são calculadas as médias espaciais das características da cidade e o seu efeito sobre a atmosfera. As formas individuais de cada edifício, não são levados em consideração, de modo que a geometria no TEB baseia-se na hipótese de cânion. No entanto, um único cânion seria demasiado restritivo para a escala horizontal considerada. Portanto, o TEB utiliza a seguinte representação para a estrutura da cidade [Masson, 2000]:

- Os edifícios têm a mesma altura e largura (na grade do modelo), com o nível do telhado ao nível da superfície do modelo atmosférico.
- As construções estão localizadas ao longo de ruas idênticas, o comprimento delas é considerado muito maior que a sua largura. O espaço contido entre dois edifícios localizados frente a frente é definido como cânion.
- Qualquer orientação das ruas é possível, e todas existem com a mesma probabilidade. Esta hipótese permite o cálculo da média forçada para pavimentos e paredes. Em outras palavras, quando a orientação do cânion aparece numa fórmula geral (em relação ao sol ou em direção ao vento), é feita a média sobre  $360^\circ$ . Deste modo, a orientação não é discretizada.

Estas hipóteses, juntamente com as formulações escolhidas para a física das interações entre o cânion e a atmosfera, permitem o desenvolvimento de um esquema relativamente simples. Os parâmetros geométricos que descrevem a cidade são apresentados na Tabela 3.1. A geometria do cânion urbano pode ser caracterizada por três principais descritores [Erell et al., 2011]:

- A relação do aspecto do cânion ( $H/W$ ), descreve as proporções seccionais do cânion urbano. É definida como a razão entre a altura média dos elementos verticais adjacentes (por exemplo, fachada dos prédios) e a largura média do espaço (distância

Símbolo	Nome do parâmetro	Unidade
Parâmetros geométricos		
$a_{town}$	Fração da área ocupada pelo material artificial	-
$a_{bld}$	Fração da área artificial ocupada pelos prédios	-
$1 - a_{bld}$	Fração da área artificial ocupada pelas ruas	-
H	Altura dos prédios	m
H / L	Relação de aspecto dos prédios (L = comprimento dos prédios)	-
H / W	Relação de aspecto do cânion (W = largura dos prédios)	-
$z_{town}$	Comprimento de rugosidade dinâmica para o sistema de cânion urbano	m
Parâmetros radiativos		
$\alpha_R, \alpha_r, \alpha_w$	albedo dos telhados, ruas e paredes	-
$\epsilon_R, \epsilon_r, \epsilon_w$	emissividade dos telhados, ruas e paredes	-
Parâmetros térmicos		
$dR_k, dr_k, dw_k$	Espessura da capa kth dos telhados, ruas e paredes	m
$\lambda R_k, \lambda r_k, \lambda w_k$	Conductividade térmica da capa kth dos telhados, ruas e paredes	$W m^{-1} K^{-1}$
$CR_k, Cr_k, Cw_k$	Capacidade térmica da capa kth dos telhados, ruas e paredes	$J m^{-3} K^{-1}$

Tabela 3.1 - Parâmetros do esquema TEB. Note-se que  $a_{town}$  não é estritamente um parâmetro do esquema TEB, mas é usado para calcular a média da saída dos fluxos do TEB com aquelas calculadas para as porções de vegetação e de água da grade. Note-se também que algumas superfícies entre as construções, tais como jardins ou parques, por exemplo, não são considerados pelo esquema TEB, mas podem modificar a largura do cânion (w). Tabela adaptada do Masson [2000].

de parede à parede em frente). Enquanto a relação de aspecto aplica se mais diretamente para cânions simétricos cujos prédios adjacentes são de altura contínua e tem um revés comum, a altura média e a largura permitem uma categorização geral das ruas do mundo real que são quase sempre irregulares de uma forma ou outra. Uma medida adicional, que é, as vezes, utilizada em conjunto com H/W, é o comprimento do cânion L, embora em muitos casos, L é muito maior do que qualquer um H ou W e a rua pode ser tratada como semi infinita.

- O eixo de orientação do cânion ( $\theta$ ) representa a direção do espaço alongado, medido (em graus) como o ângulo entre uma linha traçada norte-sul e o eixo principal ao longo do comprimento da rua, medido no sentido horário. Muitas vezes, a orientação do eixo do cânion é simplesmente descrito pela direção cardinal mais próxima (e.g N-S, E-W) ou diagonal (NW-SE, NE-SW).
- O fator de visão do céu (FVC) do cânion urbano está fortemente relacionada com a sua relação de aspecto (H/W), como também descreve as proporções de corte transversal do cânion. O FVC é a proporção da cúpula do céu que é visto por uma superfície, seja a partir de um ponto particular na superfície ou integrado ao longo

de toda a sua área.

### 3.3.2 *Evolução das temperaturas*

O modelo TEB não utiliza uma única temperatura urbana de superfície (representativa de toda a cobertura da área urbana), mas utiliza três temperaturas de superfície, representativa dos telhados, ruas e paredes. As razões para isso são as seguintes:

- Os climatologistas urbanos consideram casos de geometria complexas (não planas), em particular, a geometria do 'cânion'. A fim de ser coerente com as suas conclusões, o modelo TEB utiliza uma superfície complexa que consiste em vários balanços de energia explícitos.
- Uma média espacial da temperatura de superfície, é muitas vezes utilizada em esquemas de vegetação do solo, a fim de calcular os fluxos turbulentos para a atmosfera de acordo com a teoria da similaridade de Monin-Obukhov. No entanto, ao longo das cidades, a utilização de apenas uma única temperatura deve ser discutível, pois observa-se que a teoria da similaridade de Monin-Obukhov não se aplica para a temperatura na sub camada de rugosidade urbana.

Os parâmetros do esquema TEB, dependem diretamente das formas e dos materiais de construção. Isso faz com que o esquema seja fácil de inicializar, sem a necessidade de dados atmosféricos para o ajuste dos parâmetros. As características dos materiais de construção podem ser encontrados na literatura (por exemplo, Oke [1987]). Portanto, é necessário tratar separadamente as ruas e as paredes, à medida que todos os processos físicos em consideração ocorrem de forma diferente (fator de visão do céu, estrutura térmica, fonte de aquecimento no interior dos prédios, ou presença de água ou neve na rua).

Em contraste, as paredes não iluminadas e sombreadas são tratadas separadamente, como as duas paredes de frente são idênticas para todos os processos, exceto uma, a irradiância solar direta. Note-se que as duas paredes se comportam de forma semelhante para a irradiância solar difusa (isto é, em condições nubladas) [Masson, 2000]. O problema aqui é que não está claro como separar paredes não iluminadas pelo Sol e as paredes sombreadas. A situação seria relativamente simples se houvesse apenas uma única direção da rua, mas na escala de cidade, isso não é assim, e podem ser encontradas ruas paralelas ou perpendiculares à direção do Sol.

Para tratar separadamente as paredes, de acordo com a iluminação do Sol, seria necessário um tratamento separado para as direções da rua. A discretização da orientação das ruas devem ser realizadas pelo menos a cada  $45^\circ$  ou  $30^\circ$ , gerando, respectivamente, quatro ou seis equações do balanço de energia para as ruas, e duas vezes mais para as paredes.

Como foi discutido acima, a superfície urbana é muito heterogênea em relação à forma e materiais de construção. Os climatologistas urbanos precisam de pelo menos quatro componentes de superfície para descrevê-lo: o telhado, a rua, e duas paredes frente a frente. No problema aqui considerado (a avaliação dos fluxos turbulentos e radiativos da cobertura urbana para a atmosfera) permite-se o tratamento de apenas três tipos de superfícies (telhado, rua e parede), mantendo a precisão suficiente para representar corretamente os diferentes termos do balanço de energia superficial.

É por isso que o modelo TEB usa três temperaturas de superfície,  $T_R$ ,  $T_r$  e  $T_w$ , representativos dos telhados, ruas e paredes, respectivamente. Além disso, a fim de tratar os fluxos de condução de ou para o interior do prédio (telhado, paredes) ou do solo (rua), cada tipo de superfície é discretizada em várias camadas. Por convenção, a camada superior é aquela em contato com o ar ('camada superficial').

As equações que descrevem a evolução das temperaturas das camadas (no meio de cada camada) são baseadas em considerações de balanço de energia. As equações prognósticas para a temperatura das camadas superficiais do telhado, parede e rua, podem ser encontradas no capítulo 2.3 do estudo Masson [2000] ou no capítulo 3.2 da tese de Freitas [2003].

### 3.3.3 Evolução do reservatório de água

Devido à presença das temperaturas de superfície no esquema TEB, a umidade específica de saturação, e, portanto, o fluxo de calor latente turbulento pode ser calculado de forma direta. A precipitação líquida é interceptada pelos telhados e as ruas, e não há escoamento de telhados e ruas para o sistema de esgoto. Ruas e telhados podem ser cobertos por uma certa quantidade de água, parametrizado pelas variáveis  $W_r$  and  $W_R$ , respectivamente [Masson, 2000].

Estas superfícies são impermeáveis, então, em vez de definir uma umidade relativa, é mais conveniente considerar a fração da superfície coberta pela água,  $\delta_r$  e  $\delta_R$ . Esta parte

se encontra saturada, enquanto a outra parte é assumido seca. A água evapora quando a umidade do ar se encontra não saturada até que toda a água tenha desaparecido da superfície impermeável.

A fração livre de neve da superfície ocupada por água líquida é calculada como  $\delta_* = (W_*/W_{*max})^{2/3}$  [Noilhan e Planton, 1989], onde  $W_{*max}$  é a quantidade máxima de água na superfície. Além disso, o orvalho urbano é tomado em conta (no caso de fluxo de calor latente negativo), já que a sua ocorrência pode ter efeitos significativos, como apontado no trabalho de Richards e Oke [1998].

Isso requer um tratamento especial: quando as condições estão presentes para a formação do orvalho (a umidade do ar maior do que a umidade de saturação da superfície), a superfície é considerada molhada ( $\delta_*=1$ ). Isso permite a formação de um fluxo negativo de calor latente e, portanto, permite que o orvalho possa abastecer os reservatórios de interceptação. Estes tratamentos foram deduzidos daquelas feitos para os reservatórios de interceptação de folhagem em esquemas de vegetação [Noilhan e Planton, 1989].

A adição de uma fonte de água antrópica não foi mantida no esquema TEB, porque não é calculada a evaporação dos jardins ou parques. A entrada de água de irrigação devem ser tidas em conta através do regime de vegetação dedicada a estas superfícies. No entanto, os fluxos antrópicos de vapor de água lançado diretamente no ar são considerados no esquema TEB. A equação de evolução do reservatório de água (para telhado ou rua) é mostrada na Seção 2.4 no estudo do Masson [2000] ou na Seção 3.2.1 da tese de Freitas [2003].

### 3.3.4 Balanço de irradiância de onda curta e onda longa

As trocas radiativas que ocorrem sobre qualquer superfície pode ser descrita pela seguinte equação de balanço radiativo:

$$Q^* = (K_{dir} + K_{dif})(1 - \alpha) + L \downarrow - L \uparrow \quad (3.1)$$

sendo  $Q^*$  é a irradiância líquida,  $K_{dir}$  é a irradiância direta de onda curta (raios solares incidentes que vêm diretamente do Sol),  $K_{dif}$  é a irradiância difusa de onda curta (irradiância solar que é refletida pelas nuvens ou pelos aerossóis na atmosfera, e que faz com que a cúpula inteira da atmosfera apareça brilhante),  $\alpha$  é o albedo de superfície e  $L \uparrow$  e  $L \downarrow$  são a irradiância de onda longa emitida pela superfície e espalhada pela atmosfera,

respectivamente.

A urbanização afeta a absorção e reflexão da irradiância solar incidente tanto como a absorção e emissão da irradiância de onda longa da superfície. Isto é devido aos efeitos combinados da geometria urbana (que resulta na interferência com a transmissão de energia radiativa), diferenças nas propriedades da superfície de materiais artificiais e na poluição atmosférica. A geometria da cidade afeta a absorção da irradiância de formas complexas [Oke, 1987].

O sombreamento mútuo de edifícios altos num tecido urbano denso pode dar origem a dois fenômenos aparentemente contraditórios. Enquanto várias reflexões de raios solares em superfícies de construção resultam em maior absorção global em comparação a uma superfície horizontal plana, a quantidade de irradiância solar direta penetrante ao nível da rua é menor.

Esta descrição é particularmente relevante para as cidades de latitudes médias, e tem um efeito reduzido em cidades equatoriais, onde a elevação do Sol ao meio dia é maior. A proporção de energia que é refletida pela superfície urbana de volta para a atmosfera, em vez de ser absorvida pela superfície, é determinada em dois níveis [Erell et al., 2011]:

- As propriedades das facetas urbanas individuais. Para um fóton de luz que incide sobre a superfície terrestre, a probabilidade de ser refletida é determinada pelo ângulo de incidência e pela refletividade ponderada pelo comprimento de onda e estimando a média espacial da irradiância solar (albedo). O albedo das superfícies urbanas pode variar de 0.5 para o asfalto escuro até 0.8 para telhados brancos.
- O arranjo tridimensional das facetas individuais que compreendem a superfície urbana. O albedo de uma área construída é afetado não só pela refletividade de elementos individuais, mas também pela textura geral do tecido urbano. Certas configurações de edifícios levam a um aumento da probabilidade de múltiplas reflexões e absorções na cobertura urbana, resultando num albedo urbano baixo.

Numerosos estudos foram realizados para avaliar o efeito da geometria urbana sobre o albedo, utilizando uma variedade de métodos - incluindo modelos analíticos, modelos e observações de campo com resultados um pouco diferentes. No entanto, a análise de sensibilidade efetuada utilizando modelos resultou numa melhor compreensão dos efeitos sobre o albedo das seguintes características da cobertura urbana [Erell et al., 2011]:

- A densidade de área coberta por edifícios: em áreas densas, uma grande proporção de irradiância solar é refletida ao nível do telhado, e o efeito de múltiplas reflexões no cânion urbano é proporcionalmente menor. O albedo urbano é também alto em áreas urbanas de baixa densidade, devido a que o número de reflexões das ruas não são interceptadas pelas paredes adjacentes. Máxima absorção (ou albedo baixo) ocorre em configurações de densidade média, por exemplo quando a largura do cânion urbano é aproximadamente o dobro da largura dos edifícios.
- Altura dos edifícios: Os edifícios altos criam cânions urbanos profundos. Para uma determinada largura das ruas, isto tende a aumentar as reflexões mútuas e a absorção de irradiância entre edifícios com facetas adjacentes, e, assim, reduz o albedo. Esta é a principal razão pela qual os valores pico da irradiância líquida ( $Q^*$ ) durante o dia tendem a ser maiores para superfícies urbanas com cânions profundos do que para aqueles com edifícios baixos.
- Uniformidade da altura dos edifícios: Quando as superfícies do telhado dos edifícios num bloco de cidade, tem todos a mesma altura, há menos probabilidade de que reflexões que caíam fora de qualquer superfície do telhado sejam interceptadas por outro edifício. Alturas de construção uniformes, portanto, resultam num maior albedo, enquanto os edifícios de diferentes alturas geram uma superfície mais áspera (e menos refletora), absorvendo uma maior quantidade da irradiância solar incidente.
- Orientação das ruas: Embora a orientação do cânion afete a penetração da luz solar direta ao nível da rua em padrões que variam de acordo com os padrões sazonais e diurnos regulares, o efeito global sobre o albedo urbano parece ser insignificante.

Em geral, é esperado que a irradiância direta de onda curta incidente ( $K_{\downarrow}$ ) seja menor em áreas urbanas do que em regiões rurais adjacentes devido ao efeito de atenuação dos aerossóis da atmosfera poluída que pode atenuar  $K_{\downarrow}$  entre 10% e 20%. Mas este déficit é parcialmente compensado por um menor albedo de superfície. Por isso, exceto para as condições de cobertura de neve, as diferenças entre o balanço de irradiância de onda curta para regiões urbanas e rurais não é significativo.

Por outro lado, a área urbana é geralmente mais quente do que seus arredores rurais, e como resultado, ele emite maior quantidade de irradiância de onda longa para a atmosfera

( $L\uparrow$ ). Este é o caso, apesar da probabilidade de que a emissividade urbana é ligeiramente mais baixa e o fato de que a geometria do cânion restringe a emissão de irradiância de onda longa para a atmosfera que sai dos cânions urbanos, devido ao seu reduzido fator de visão do céu.

O fluxo emitido da irradiância de onda longa pela atmosfera ( $L\downarrow$ ) é também maior na área urbana devido à existência da camada de poluição em níveis baixos e médios da atmosfera. Os poluentes ajudam a fechar a janela atmosférica. Como com os termos de irradiância de onda curta, as mudanças nos fluxos de irradiância de onda longa tendem a opor-se uns aos outros, portanto as diferenças urbano/rurais de  $L^*$  são pequenas. Em horas noturnas a perda de irradiância de onda longa é provavelmente maior nas cidades. Portanto, embora a urbanização altera cada componente dos fluxos do balanço de irradiância, o efeito líquido sobre as diferenças de irradiância urbano/rural é pequeno [Oke, 1987].

As equações do balanço de irradiância de onda curta para cada superfície do cânion urbano que leva em conta as reflexões múltiplas entre os elementos do cânion urbano (paredes e ruas) podem ser encontradas no capítulo 2.7 do estudo de Masson [2000] ou na Seção 3.2.3 da tese do Freitas [2003]. Além disso, as equações de balanço de irradiância de onda longa emitida pelo cânion urbano em função dos fatores de visão do céu para as paredes e as ruas são mostradas no capítulo 2.6 do estudo de Masson [2000] ou na seção 3.2.2 da tese do Freitas [2003].

### 3.3.5 Fontes antrópicas de calor e água

A atividade humana gera várias fontes de calor e água no interior da cidade (eletricidade, gás, carvão, conversão solar, gasolina, etc) com a finalidade de aquecimento ambiental, fabricação, transporte, iluminação, etc. A energia per-capita utilizada depende de vários fatores, incluindo a afluência e a natureza da economia e a necessidade de aquecimento do espaço no inverno. Em algumas cidades, o termo ( $Q_F$ ) é significativamente a maior fonte de energia, se aproximando ou ultrapassando a irradiância líquida, especialmente no inverno.

Por outro lado, consideráveis quantidades de vapor de água são emitidas para a atmosfera quando combustíveis fósseis tais como gás natural, gasolina, petróleo e carvão são queimados. O uso de água para absorver o calor residual de centrais elétricas e outros processos industriais também aumenta muito a vaporização de torres de arrefecimento, ar-

refecimento de lagoas, rios e lagos. Em combinação estes fornecem uma fonte preferencial de vapor para a atmosfera urbana (F). A importação de água para a cidade (I) é necessária para atender às demandas de usuários residenciais, industriais e outros.

A fonte de combustão foi dividida em duas contribuições no modelo TEB: do tráfego e da indústria. Para cada um, os fluxos de calor e umidade, em média na superfície da cidade ( $H_{traffic}$  and  $LE_{traffic}$ ,  $H_{industry}$ , and  $LE_{industry}$ ) são especificadas pelo usuário (a partir de informações disponíveis sobre a atividade da cidade). No entanto, esses fluxos não modificam diretamente os balanços de energia de superfície, uma vez que são liberados no ar. Os fluxos relacionados com o tráfego modificam o balanço do ar no cânion. Os fluxos da indústria influenciam diretamente a atmosfera [Masson, 2000].

### 3.3.6 Balanço de energia e água no cânion urbano

Existe uma certa dificuldade na formulação dos limites do sistema conformado pela superfície urbana e a camada limite atmosférica em contato direto com ela. A diversidade de forma, composição e arranjo dos elementos dentro da cobertura urbana significa que é difícil atribuir uma escala apropriada para cada um dos parâmetros que descrevem a superfície urbana. Descrições altamente detalhadas estão necessariamente limitadas a extensões espaciais relativamente pequenas como cânions urbanos, e portanto a descrição do balanço energético de uma área mais vasta requer uma maior simplificação ou generalização.

Tipicamente, o balanço da energia superficial urbano é visto como um fenômeno local ou de mesoescala, com a área construída representada como uma superfície rugosa, que pode ser caracterizada pelas suas propriedades médias (tais como rugosidade aerodinâmica ou albedo). A transferência de energia entre esta superfície e a atmosfera é quantificada através dos fluxos de energia medidos ou simulados acima da cobertura urbana, a uma altura que é suficiente para assegurar que esses fluxos são representativos da superfície urbana global [Erell et al., 2011]. Tendo em conta as características referidas acima, a forma geral do balanço da energia superficial de uma área urbana pode se expressar como:

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A \quad (3.2)$$

sendo  $Q^*$  a irradiância líquida,  $Q_F$  o fluxo de calor antrópico,  $Q_H$  o fluxo de calor sensível turbulento,  $Q_E$  o fluxo de calor latente turbulento,  $\Delta Q_S$  o fluxo de calor líquido

armazenado e  $\Delta Q_A$  o fluxo líquido de calor advectado (Fig.3.4a). Por outro lado, a forma geral do balanço de água pode ser expressa com a seguinte fórmula [Oke, 1987]:

$$p + F + I = E + \Delta r + \Delta S + \Delta A \quad (3.3)$$

sendo  $p$  a quantidade de precipitação,  $F$  a quantidade de água lançada para a atmosfera por combustão,  $I$  o abastecimento de água urbana pelos rios e reservatórios,  $E$  é a evapotranspiração que é a perda de água para o ar considerando todas as fontes,  $\Delta r$  é o escoamento líquido,  $\Delta S$  é a mudança líquida no conteúdo de umidade do solo e  $\Delta A$  é a advecção de umidade líquida de ou para o volume da cidade (Fig.3.4b).

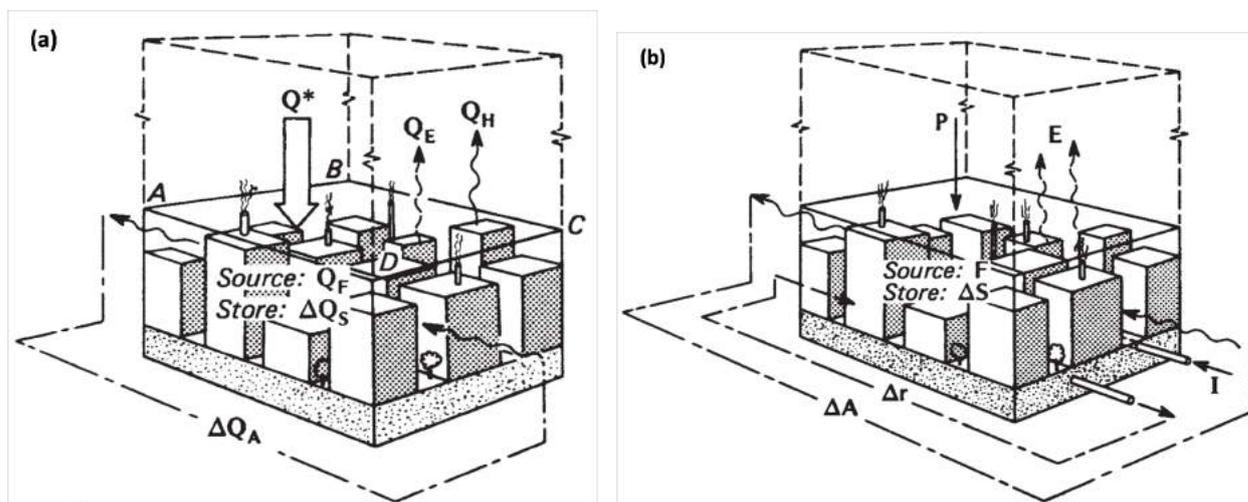


Figura 3.4: Representação esquemática dos fluxos envolvidos no (a) balanço de energia e no (b) balanço de água, do volume do ar da cobertura urbana. Figuras adaptadas do capítulo 7 do Oke [1987].

A partir das equações de balanço de água (Eq.3.3) e energia (Eq.3.2), os termos  $\Delta Q_S$  e  $\Delta S$  referem-se a trocas de calor e de armazenamento de água na superfície do solo, nos edifícios e no ar contido dentro do volume urbano. Além disso, os termos  $Q_F$  e  $F$  referem-se as fontes de calor e água na cidade que estão associados com processos de combustão. Note-se que  $Q_F$ ,  $F$  e  $I$  são os fluxos de massa e energia que estão diretamente relacionadas com decisões humanas e respondem a ritmos de atividades humanas relacionadas só indiretamente com o ciclo solar. Os termos advectivos são originados pela transferência horizontal líquida dos fluxos de calor sensível e latente ( $\Delta Q_A$ ), do vapor de água e água líquida ( $\Delta A$ ) através dos lados do volume urbano [Oke, 1987].

O tratamento da sub-camada rugosa urbana e dos fluxos de momento turbulentos no esquema TEB são descritos no capítulo 2.9.1 no estudo do Masson [2000]. Diversas

Símbolo	Nome da variável	Unidade
Variáveis prognosticas		
$T_{Rk}, T_{rk}, T_{wk}$	Temperatura da kth capa do telhado, rua e parede	K
$W_R, W_r$	Reservatório de interceptação de água do telhado e da rua	kg m <sup>-2</sup>
$W_{snowR}, W_{snowr}$	Reservatório de interceptação de neve do telhado e da rua	kg m <sup>-2</sup>
$T_{snowR}, T_{snowr}$	Temperatura da neve no telhado e na rua	K
$\rho_{snowR}, \rho_{snowr}$	Densidade da neve no telhado e na rua	kg m <sup>-3</sup>
$\alpha_{snowR}, \alpha_{snowr}$	Albedo da neve no telhado e na rua	kg m <sup>-3</sup>
Variáveis diagnósticas		
$T_{can}$	Temperatura do cânion urbano	K
$q_{can}$	Umidade específica do cânion urbano	kg kg <sup>-1</sup>
$U_{can}$	Vento horizontal ao longo do cânion urbano	m s <sup>-1</sup>
$\alpha_{town}$	Albedo efetivo do cânion urbano	-
$T_{town}$	Temperatura radiativa média da superfície urbana	K
Fluxos de energia de entrada		
$L\downarrow$	irradiância infravermelha incidente sobre a superfície horizontal	W m <sup>-2</sup>
$S\downarrow$	irradiância solar difusa incidente sobre a superfície horizontal	W m <sup>-2</sup>
$S\downarrow$	irradiância solar direta incidente sobre a superfície horizontal	W m <sup>-2</sup>
$H_{traffic}$	Fluxo antrópico de calor sensível lançado no cânion urbano	W m <sup>-2</sup>
$LE_{traffic}$	Fluxo antrópico de calor latente lançado no cânion urbano	W m <sup>-2</sup>
$H_{industry}$	Fluxo antrópico de calor sensível lançado pelas indústrias	W m <sup>-2</sup>
$LE_{industry}$	Fluxo antrópico de calor latente lançado pelas indústrias	W m <sup>-2</sup>
Outras energias de entrada		
$T_{ibld}$	Temperatura interior dos prédios	K
Fluxos de energia de saída		
$S_R^*, S_r^*, S_w^*$	irradiância solar líquida do telhado, rua e parede	W m <sup>-2</sup>
$L_R^*, L_r^*, L_w^*$	irradiância infravermelha líquida do telhado, rua e parede	W m <sup>-2</sup>
$H_R^*, H_r^*, H_w^*$	Fluxo turbulento de calor sensível do telhado, rua e parede	W m <sup>-2</sup>
$LE_R^*, LE_r^*, LE_w^*$	Fluxo turbulento de calor latente do telhado, rua e parede	W m <sup>-2</sup>
$G_{k,k+1}^R, G_{k,k+1}^r, G_{k,k+1}^w$	Fluxos de condução de calor entre a k <sup>th</sup> e k <sub>th+1</sub> do telhado, rua e parede	W m <sup>-2</sup>
$H_{town}$	Fluxo turbulento médio de calor sensível do cânion urbano	W m <sup>-2</sup>
$LE_{town}$	Fluxo turbulento médio de calor latente do cânion urbano	W m <sup>-2</sup>

Tabela 3.2 - Fluxos de energia e variáveis do esquema TEB. Tabela adaptada do Masson [2000].

considerações para o cálculo dos fluxos turbulentos de umidade são mostrados no capítulo 2.9.2 do Masson [2000]. As equações para o cálculo dos fluxos turbulentos entre o telhado e a atmosfera e os padrões de vento no interior de cânion urbano e a atmosfera são mostrados nos capítulos 2.9.4 e 2.9.5 do estudo de Masson [2000], respectivamente. As considerações e equações para o cálculo dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente no interior do cânion urbano, incluindo os fluxos entre o ar do cânion e a atmosfera e os fluxos entre as paredes e as ruas e o ar no interior do cânion são mostrados no capítulo 2.9.6 do Masson [2000]. Finalmente, as considerações e equações para o cálculo da temperatura e umidade no interior de cânion urbano e os fluxos totais médios no topo da cobertura urbana são

mostrados nos capítulos 2.9.7 e 2.9.8 do estudo de Masson [2000]. As mais importantes variáveis de entrada e saída do esquema *TEB* são mostradas na Tabela 3.2 com as opções do esquema das resistências aerodinâmicas e do perfil do vento dentro e acima do cânion urbano mostradas na Figura 3.5.

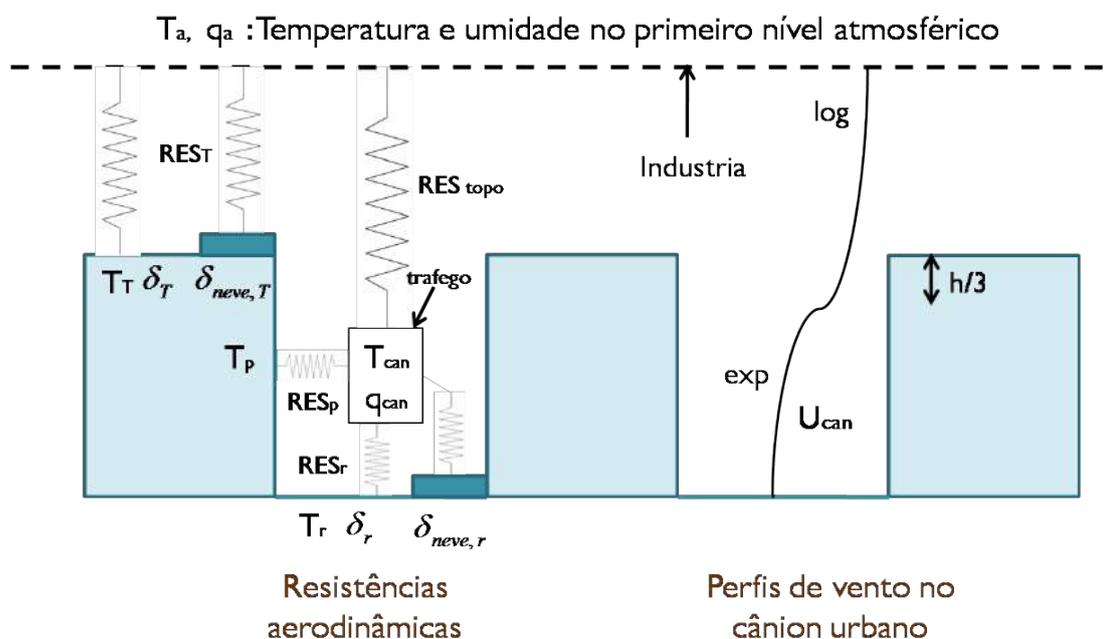


Figura 3.5: Opções do esquema *TEB* para: (a) resistências aerodinâmicas; (b) perfil de vento dentro e acima do cânion. Figura adaptada do Masson [2000]

### 3.4 O esquema *tTEB*

Modelos que representam o BES da cobertura urbana podem ser classificados em três categorias principais: 1) modelos empíricos, 2) modelos de vegetação, com ou sem termos de arrasto, adaptados ou modificados para encaixar a física da cobertura urbana; a maioria dos modelos atmosféricos operacionais de mesoescala utilizam tais regimes de vegetação e 3) modelos de cobertura urbana.

Os modelos de cobertura urbana representam e modelam com maior precisão os processos físicos que acontecem no interior da cobertura urbana. Estes modelos resolvem o BES para coberturas urbanas realistas tridimensionais. Eles consideram superfícies verticais e horizontais e portanto, são mais capazes de representar o comportamento energético especial da cobertura urbana [Masson, 2006]. Estes modelos compartilham em comum as

seguintes parametrizações: (a) Edifícios têm forma 3D; (b) Os esquemas possuem balanços energéticos separados para os telhados, as ruas e as paredes e (c) As interações radiativas entre as ruas e as paredes são explicitamente consideradas.

Estes modelos podem ser separados em duas categorias: (1) Aqueles onde o ar no interior do cânion é parametrizado como nos esquemas TEB [Masson, 2000] e tTEB [Karam et al., 2010], que são referidos como modelos de camada única, porque existe interação direta com apenas uma camada atmosférica, acima do nível do telhado mais elevado. Isto significa que, quando é acoplado com um modelo atmosférico de mesoescala, a base do modelo atmosférico está localizado ao nível do telhado; e (2) aqueles que utilizam uma abordagem de arrasto [Martilli et al., 2002] chamados modelos de multicamadas, porque várias camadas de ar são explicitamente influenciadas pelo edifício.

O mais simples dos modelos de camada única é o esquema de TEB [Masson, 2000] descrito na Seção 3.3. Para cidades localizadas em regiões tropicais, o esquema tTEB, utiliza as equações originais do esquema TEB. Embora, várias modificações foram implementadas para torná-lo capaz de simular as condições de superfície das cidades tropicais, como foi mostrado na Tabela 3.3. As modificações mais importantes incluem: (a) Abordagens de escalonamento local para a obtenção de relações de fluxo de gradiente na sub-camada de rugosidade; (b) A teoria de similaridade de Monin-Obukhov na sub-camada inercial; (c) aumento da condutância aerodinâmica para condições mais instáveis; (d) um sistema de drenagem urbana de sub-superfície modificada para transferir a água da chuva interceptada pelos telhados para as ruas e (e) Irradiâncias de onda longa dentro do cânion urbano (UC) foram calculadas utilizando reflexões múltiplas [Arnfield e Mills, 1994].

Abordagem	TEB [Masson, 2000]	tTEB [Karam et al., 2010]
Temperatura do UC	Divergência de $Q_H$	Divergência de $Q_H$ e $R_N$
Fluxo calor sensível	Perfil do fluxo modificado na CS [Mascart et al., 1995]	Dimensionamento local na SCR e a teoria MOS na SCI [Kastner-Klein e Rotach, 2003]
Fluxo calor latente	Idem acima	Idem acima mais a formulação composta de Penman-Monteith [Monteith e Unsworth, 2008]
Fluxo momento	Idem acima	Idem acima
Balanço de água	Drenagem infinito de nos dutos sub-superficiais Noilhan [1981]	Drenagem limitado nos dutos sub-superficiais [Grimmond e Oke, 1991] Oke [1987]
Fatores de visão do céu	Reflexões de primeira ordem	Múltiplas reflexões [Arnfield e Mills, 1994]
Irradiâncias infravermelhas	Abordagem polinomial de convecção livre [Mascart et al., 1995]	Comportamento assintótico da teoria MOS [Grachev et al., 2000]
Convecção livre	Constantes (definidos pelo usuário)	Fórmulas morfométricas [Kastner-Klein e Rotach, 2003]
Comprimento de rugosidade e deslocamento		

Tabela 3.3 - Diferenças entre as formulações TEB [Masson, 2000] e tTEB [Karam et al., 2010].  $Q_H$  é o fluxo de calor sensível,  $R_N$  é o fluxo de irradiância líquida, CS é a camada superficial, SCR é a sub-camada rugosa, SCI é a sub-camada inercial e MOS é a teoria de similaridade de Monin-Obukhov.

Os fluxos turbulentos na camada superficial (CS) sob diferentes condições de estabilidade são calculadas com a teoria de similaridade de Monin-Obukhov (MOS), utilizando escalas características Garrat [1980], Rotach [1995]. Em condições quase estacionárias sobre uma superfície horizontal homogênea, segundo a teoria MOS, a CS é uma camada fluxo constante. Devido à complexidade da CS urbana, que pode ser dividida em duas sub-camadas [Rotach, 1995]: uma sub camada inercial (SCI) onde as escalas características podem ser determinadas pela teoria MOS, e a sub-camada de rugosidade (SCR), onde os fluxos turbulentos não são constantes ao longo da vertical (e não é possível utilizar a teoria MOS).

No esquema tTEB, o modelo de superfície urbana considera a teoria MOS para obter as escalas características universais:  $u_*$ ,  $T_*$  and  $q_*$  na SCI e as escalas locais:  $u_f$ ,  $T_f$  and  $q_f$  na SCR [Kastner-Klein e Rotach, 2003]. Em geral, o fluxo turbulento da camada superficial sobre superfícies rugosas é dinamicamente influenciado pela rugosidade média assim como pelos elementos individuais presentes na superfície urbana. A fim de expressar a ação do arrasto numa superfície complexa sobre o fluxo atmosférico, são utilizados dois parâmetros aerodinâmicos: o deslocamento do plano zero ( $d$ ) e o comprimento de rugosidade ( $z_o$ ). No tTEB, são utilizadas as fórmulas morfométricas para calcular  $d$  e  $z_o$  de Kastner-Klein e Rotach [2003].

Além disso, o esquema tTEB utiliza a formulação de Penman-Monteith (PM) proposta por Grimmond e Oke [1991, 2002] para calcular o fluxo de calor latente sobre cidades. As superfícies urbanas devem ser consideradas com reservatórios de água pluvial com capacidade limitada. Particularmente, os telhados são capazes de drenar rapidamente o excesso de água que ultrapassa a sua capacidade de retenção e transfere o excesso para as ruas. Como foi mencionado no estudo de Karam et al. [2010], no caso da maioria das cidades tropicais, a água em excesso sobre os telhados cai diretamente sobre as ruas, aumentando a entrada de água resultante sobre esta superfície inferior da cidade.

No esquema tTEB, o excesso de água da chuva que transborda é descarregada para dentro do canal subterrâneo, com o excesso de água correspondente lançado ao longo das ruas, contribuindo para o fluxo de entrada do reservatório da rua, e é drenada lentamente para o canal subterrâneo. Portanto, quando a precipitação é suficientemente grande, a água pode inundar áreas propensas. A ordem de grandeza do fluxo de drenagem urbana de uma superfície pavimentada é aproximadamente  $1.4 \text{ kg m}^{-2}\text{h}^{-1}$  correspondente a 100

mm h<sup>-1</sup> de taxa de precipitação recebidas numa superfície plana [Akan, 1993, Grimmond e Oke, 1991].

A fim de definir o forçamento atmosférico do esquema tTEB durante a análise de sensibilidade, foram utilizados os dados de METAR medidos no aeroporto Santos Dumont localizado na Região Metropolitana de Rio de Janeiro (RMRJ) na região sudeste do Brasil, para o dia de céu claro no mês de Fevereiro 2007 [Karam et al., 2010]. Uma simulação de 24 horas foi realizada para avaliar a sensibilidade dos parâmetros que são discutidos para todos os parâmetros e medidas de desempenho (para as variáveis de saída prognósticas e diagnósticas dos resultados do esquema tTEB).

Uma série de 106 variáveis de saída do desempenho de sensibilidade para 93 parâmetros de entrada do modelo foram analisados e organizados na seqüência de uma ordem crescente do índice de sensibilidade. Em relação ao balanço de irradiância na superfície da cobertura urbana, as variáveis de desempenho parecem ser mais sensíveis à emissividade do que ao albedo da superfície. Devido à grande sensibilidade das variáveis de desempenho em relação à altura do edifício, o parâmetro geométrico mais importante emergente a partir das análises, é a relação de aspecto dos prédios (H/L) e do cânion (H/W) [Karam et al., 2010].

Além disso, o BES da cobertura urbana é sensível aos valores iniciais das temperaturas de superfície. A temperatura da superfície das paredes e das ruas são mais eficazes do que a temperatura da superfície do telhado, isto é, para produzir variações no BES modelado. A temperatura interna dos edifícios apresenta apenas um impacto relativamente pequeno na sensibilidade de desempenho das variáveis. No entanto, os resultados são realmente muito sensíveis à composição do material dos edifícios e das ruas, como mostram os impactos relativos da capacidade térmica associada a condutividade. O sistema de acoplamento entre o esquema tTEB e o modelo ARPS é apresentado na Seção 4.5.

## Metodologia e Dados

### 4.1 *Dados do sensor MODIS*

O sensor MODIS é carregado a bordo dos satélites TERRA e AQUA pela ‘National Aeronautics and Space Administration’ (NASA) lançados em maio do ano 2000. O satélite TERRA fornece informações sobre a superfície da Terra em 36 bandas espectrais, incluindo espectros no canal infravermelho próximo e no canal visível. O TERRA tem uma órbita polar sincronizada com o Sol, que passa em vista de qualquer ponto da Terra duas vezes por dia, em horários próximos de 1030 LT e 2230 LT. Os sensores do MODIS no canal infravermelho térmico (IR) medem as irradiâncias no topo da atmosfera, a partir do qual a temperatura de brilho pode ser derivada utilizando a lei de Planck. Estas temperaturas de brilho são diferentes das temperaturas da superfície do solo (TSS), com uma diferença entre 1 e 5 K, devido ao ângulo não vertical de visualização do satélite, a geometria urbana, à variação da temperatura de superfície dos sub píxeis, emissividade variável da superfície e vários efeitos atmosféricos [Dousset e Gourmelon, 2003].

A fim de eliminar esses efeitos e estimar a TSS desde o espaço, um método de separação dia-noite de TSS do MODIS foi empregado para aproveitar a capacidade única do instrumento [Wan, 1999]. Este método utiliza dados pares de dados dia-noite no canal infravermelho térmico em sete bandas espectrais para recuperar simultaneamente as temperaturas de superfície e as emissividades médias nas bandas 20, 22, 23, 29, e 31-33 sem saber os perfis de vapor de água e temperatura atmosférica de alta precisão [Wan e Li, 1997]. Além disso, a fim de gerar estimativas de temperatura urbanas regionalmente mais representativas, considerou-se a rugosidade tridimensional das superfícies urbanas, que é dependente da escala das imagens do satélite [Voogt e Oke, 2003].

Classe	IGBP (Type 1)	Índice de cobertura do solo
0		Water
1		Evergreen Needleleaf forest
2		Evergreen Broadleaf forest
3		Deciduous Needleleaf forest
4		Deciduous Broadleaf forest
5		Mixed forest
6		Closed shrublands
7		Open shrublands
8		Woody savannas
9		Savannas
10		Grasslands
11		Permanent wetlands
12		Croplands
13		Urban and built-up
14	Cropland/Natural vegetation mosaic	
15		Snow and ice
16		Barren or sparsely vegetated

*Tabela 4.1* - Tipos de cobertura do solo: Esquema global de classificação da vegetação do Programa Internacional Geosfera Biosfera (IGBP). Os nomes dos tipos de cobertura são mantidos com seu nome original em Inglês. O tipo 13 corresponde à cobertura urbana.

O produto do MODIS contém campos de TSS e emissividade dos níveis 2 e 3, recuperadas a partir dos dados do MODIS como resoluções espaciais de 1 e 5 km, sobre superfícies terrestres globais sob condições de céu claro. No presente estudo, foram utilizados dados de nível 3 de TSS sobre superfícies globais (MOD11A2), que são compostos de dados dos produtos diários de TSS com 1km de resolução (MOD11A1) e armazenados numa grade sinusoidal de 1 km de resolução como os valores médios de céu claro durante um período de 8 dias. Em seguida, foi feita uma média mensal e foi escalada até uma resolução de 5 km, para analisar os efeitos de redimensionamento sobre os padrões estatísticos de TSS e então comparar com o produto global MOD11C3, que é uma média composta mensalmente, derivado do produto global diário MOD11C1. Estes dados são armazenados como valores de TSS em condições de céu claro durante o período de um mês e resolução de 0.05° (5600 metros).

Com o objetivo de separar áreas urbanas e rurais, foram utilizados o produtos do MODIS de tipo de cobertura de solo na grade de modelagem climática (CMG-MCD12C1) com resolução de 0.05°. Estes dados foram utilizados para categorizar a superfície da terra de acordo com os 17 tipos de cobertura de solo de acordo com o Projeto Internacional Geosfera-Biosfera (IGBP) mostrados na Tabela 4.1. Este esquema primário de cobertura da Terra identifica 17 classes de cobertura terrestre definidos pelo IGBP, que inclui 11 classes naturais de vegetação, 3 classes de terras desenvolvidos em mosaico, e 3 classes de

terra não-vegetadas. Neste categorização, uma categoria urbana foi obtida a partir das observações da versão 4 do MODIS, seguindo a contribuição de Schneider et al. [2002].

Por outro lado, os índices globais de vegetação (NDVI e EVI) do MODIS, são projetados para fornecer comparações espaciais e temporais consistentes das condições de vegetação. Para determinar os índices de vegetação diárias, MODIS usa refletâncias azuis, vermelhas, e do infravermelho próximo, centrado em 470 nanômetros, 648 nanômetros e 848 nanômetros, respectivamente. O produto NDVI do MODIS contém refletâncias de superfície bidirecionais corrigidas atmosféricamente, mascarados por água e nuvens. Para o presente estudo, o produto MOD13C2 de cobertura global foi utilizado. O produto contém compostos espaciais livres de nuvens para 16 dias na grade de 1 km (MOD13A2), e são fornecidos mensalmente como um produto de nível-3 projetadas numa grade geográfica de modelagem climática (CMG) com resolução de  $0.05^\circ$  (5600 metros). A cobertura global livre de nuvens é conseguida através da substituição de nuvens com o recorde temporal da série climatologia histórica do MODIS.

## 4.2 Características da RMSP e da RMRJ

As duas áreas urbanas, a RMSP e a RMRJ estão localizadas da região sudeste do Brasil, estendendo-se aproximadamente entre  $14^\circ\text{S}$  e  $25^\circ\text{S}$  de latitude e entre  $40^\circ\text{W}$  e  $50^\circ\text{W}$  de longitude. A população da região sudeste é de aproximadamente 78 milhões, correspondendo a 42.6% da população total do Brasil. Apesar do fato de que ambas áreas urbanas estão localizadas na região sudeste do Brasil, as diferenças na localização geográfica, variação de altitude, proximidade de influências oceânicas, características das regiões vizinhas e distribuição das áreas urbanas e rurais, geram diferenças importantes entre as ilhas de calor urbanas (ICU) de ambas cidades.

A RMSP ( $23.55^\circ\text{S}$ ,  $46.38^\circ\text{W}$ ) (Fig.4.1a) esta localizada a 770 m de altura e 60 km do oceano Atlântico. É o maior complexo industrial da América do Sul composto por trinta e nove distritos com uma área de 8051 km<sup>2</sup>. Seu desenvolvimento econômico resultou num crescimento populacional desde 1 milhão até 20 milhão de pessoas no século passado. A urbanização associada tem sido intensa e com vários impactos ambientais como o aumento da temperatura média do ar em  $2^\circ\text{C}$ , a diminuição da umidade relativa média de 7%, entre outras alterações, como a acumulação de precipitação anual em cerca de 400 milímetros

[Pereira Filho e Dos Santos, 2007].

As Figuras 4.1b e 4.1c mostram a distribuição horizontal da média mensal da temperatura da superfície do solo (TSS) sobre a RMSP para o mês de Outubro 2001 para períodos diurnos e noturnos, respectivamente. Para este mês, a máxima TSS sobre a área urbana da RMSP é próxima de 35°C para períodos diurnos e próxima de 20°C para períodos noturnos.

As principais condições climáticas indicam uma estação seca no inverno (Junho-Agosto) e uma estação úmida no verão (Dezembro-Fevereiro). Agosto é o mês mais seco com precipitação acumulada mensal igual a 35 mm e o valor máximo de precipitação acumulada mensal ocorre no mês de Fevereiro (255 mm) [Pereira Filho e Dos Santos, 2007]. A umidade relativa média é máxima entre os meses de Dezembro e Abril. O máximo de luz solar mensal ocorre em Julho (183 h) e o mínimo em Setembro (149 h). A nebulosidade média diária mensal máxima ocorre no Dezembro (8/10) e a mínima em Julho (6/10).

O valor máximo das temperaturas médias mensais diurnas ocorre em Fevereiro (22.5°C) e o valor máximo de umidade relativa média diária mensal ocorre de Dezembro a Janeiro e de Março a Abril (81%) [INMET, 2015]. Alguns estudos mostram que as precipitações de verão são mais intensas sobre a RMSP, devido aos efeitos da ilha de calor urbana (ICU) e as circulações de brisa marítima [Pereira Filho e Dos Santos, 2007, Vemado e Pereira Filho, 2015]. Os resultados mostram um núcleo de precipitação de 650 mm por cima do centro da cidade, com valores sobre o limite de aproximadamente igual a 300 mm. Eles concluem que a ICU tende a produzir uma baixa térmica e de convergência sobre a RMSP [Pereira Filho e Dos Santos, 2007].

Os padrões de circulação do ar na RMSP são predominantemente fluxos do nordeste durante a noite e manhã, associados com o sistema semi-estacionário de alta pressão do Atlântico subtropical. Durante a tarde e o início da noite, a brisa marítima penetra a cidade, mudando a direção do vento para o sudeste e aumentando a intensidade do vento na superfície. O padrão de grande escala é freqüentemente perturbado pela passagem de frentes frias. Os efeitos de bloqueio causados pelos edifícios e a canalização do fluxo de vento causado por cânions e vales são os efeitos dominantes quando os ventos são fortes. Quando o vento é fraco ( $\leq 2 \text{ m s}^{-1}$ ), a circulação térmica induzida pela circulação vale - montanha desempenha um papel forte na circulação local [Oliveira et al., 2003].

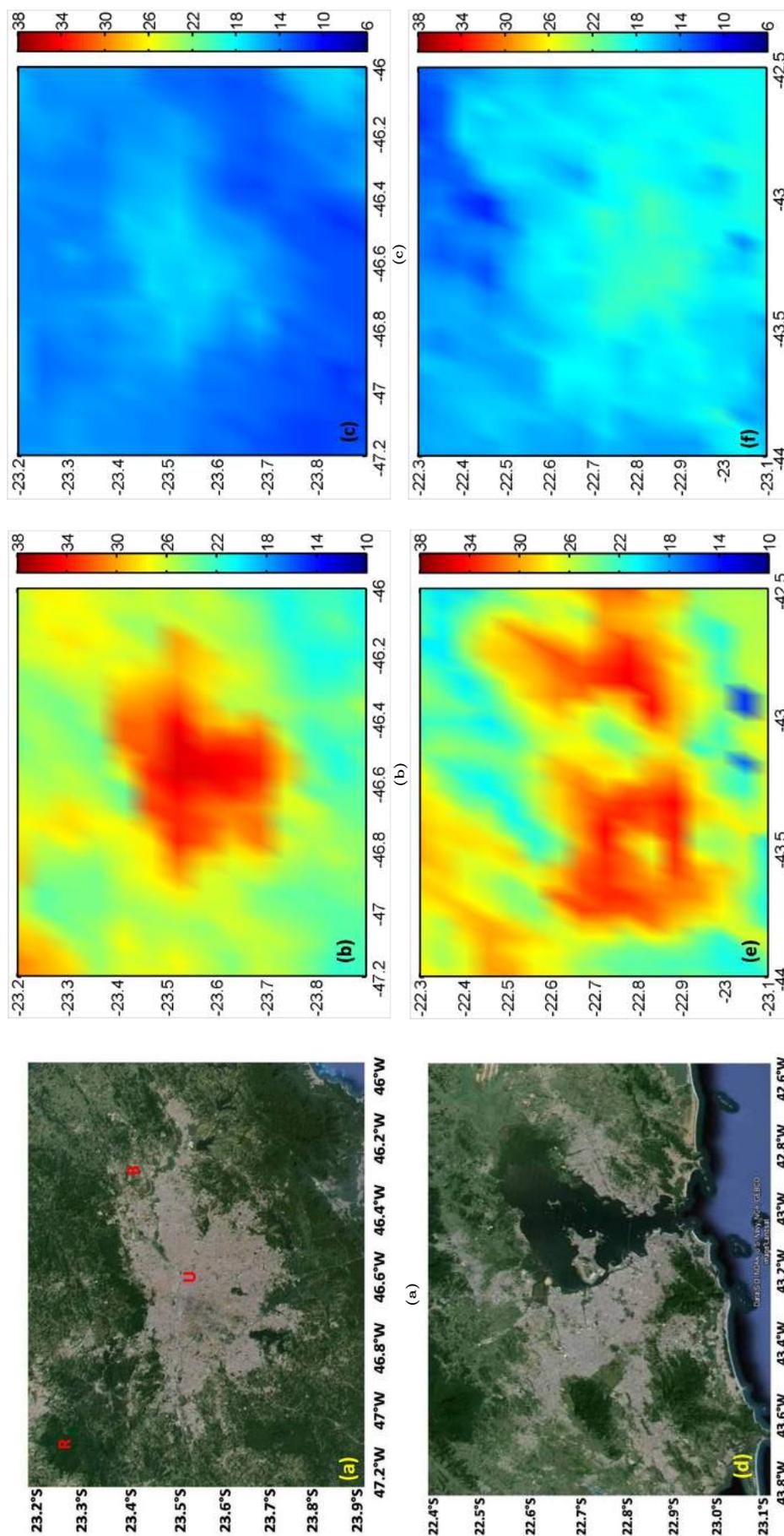


Figura 4.1: (a) Domínio espacial da RMSP (EOS 2008) e média mensal da TSS para períodos (b) diurnos e (c) noturnos para o mês de Outubro de 2001. A imagem do satélite mostra as localizações dos pontos: rural (R) (23.31°S, 46.99°W, 777 m), central urbano (U) (23.52°S, 46.57°W, 788 m) e de fronteira (23.42°S, 46.37°W, 936 m) da cidade de São Paulo, selecionados para o presente estudo. (d) Domínio espacial da RMRJ (EOS 2008) e média mensal da TSS para períodos (e) diurnos e (f) noturnos para o mês de Outubro de 2002.

O estudo de Karam et al. [2010] utiliza o método de conservação de massa aplicada para estimar o campo de vento sobre a topografia complexa da RMSP. O campo de vento ajustado resultante e seus padrões de divergência horizontal comparam bem com campo de vento observado, indicando que a topografia tem um efeito importante na área investigada. A fim de distinguir os diferentes comportamentos de TSS ao longo do ano para as zonas rurais e urbanas e sua relação com cobertura vegetal sobre a RMSP, foram selecionados três pontos com cobertura de superfície diferentes para o presente estudo. A Figura 4.1a mostra a localização do ponto rural (R) ( $23.31^{\circ}\text{S}$ ,  $46.99^{\circ}\text{W}$ , 936 m), centro urbano (U) ( $23.52^{\circ}\text{S}$ ,  $46.57^{\circ}\text{W}$ , 777 m) e fronteira rural-urbana (B) ( $23.42^{\circ}\text{S}$ ,  $46.37^{\circ}\text{W}$ , 788 m) na RMSP.

Na RMSP ocorrem sistemas meteorológicos de origem tropical provenientes das regiões norte e centro-oeste do Brasil, assim como os baroclínicos provenientes das regiões sul e sudeste do país [Hallak, 2007]. Para uma descrição detalhada dos sistemas meteorológicos que ocorrem na RMSP, classificados em dois grandes grupos: Sistemas sinóticos e sistemas convectivos de mesoescala, pode se revisar o organograma da Fig.2.1 da tese de Hallak [2007]. Entre outros existem, frentes frias e sistemas de mesoescala, vírgulas invertidas, complexos convectivos de mesoescala, orográficos na faixa litorânea, linhas de instabilidade, vórtices ciclônicos e rajadas de vento de alta intensidade, como as microexplosões ou tornados.

Os mecanismos de disparo de convecção profunda podem ser divididos em três categorias: locais, advectivos e dinâmicos [Johnson e Mapes, 2001]. Entre os mecanismos locais se encontram as circulações térmicas da camada limite, os efeitos topográficos e os efeitos de superfície. Os mecanismos advectivos incluem as linhas de convergência e as frentes de brisa e as rajadas. Entre os mecanismos dinâmicos encontram-se as ondas de gravidade e os rolos convectivos horizontais. De especial interesse para a RMSP são os mecanismos advectivos e os dinâmicos [Hallak, 2007].

Por outro lado, a RMRJ ( $22.90^{\circ}\text{S}$ ,  $43.21^{\circ}\text{W}$ ) se encontra localizada em latitudes tropicais sobre um terreno muito complexo ao longo da costa do mar do Atlântico Sul, que está parcialmente coberto com a floresta tropical e inclui várias bacias hidrográficas que alimentam a Baía de Guanabara localizada perto do centro da área de estudo (Fig.(4.1c)). As Figuras 4.1d e 4.1f mostram a distribuição horizontal da média mensal da temperatura do solo (TSS) sobre a RMRJ para Outubro 2002 para períodos diurnos e noturnos, respectivamente. Para este mês, a máxima temperatura de TSS sobre a área urbana da RMRJ

é próxima de 36°C em períodos diurnos e de 24°C em períodos noturnos.

Devido à sua localização geográfica particular, topografia complexa e heterogeneidades de superfície da RMRJ, as condições meteorológicas são dominadas pelo clima tropical - com fluxo fraco de vento, brisas marítima e terrestre, circulações de mesoescala e níveis perigosos de poluição atmosférica [Rodrigues et al., 2007]. Durante os meses de verão (Dezembro a Fevereiro) o clima do Rio de Janeiro é ensolarado, úmido e chuvoso, com uma grande amplitude térmica diurna e afetada pela Zona de Convergência do Atlântico Sul [Liebmann et al., 1999]. Durante o inverno, uma seqüência de frentes frias fracas gera pequenas quantidades de precipitação. De acordo com o Dereczynski et al. [2009], a precipitação máxima ocorre sobre três afloramentos rochosos de granito, com valores entre 1200 e 2000 mm por ano, enquanto sobre os terrenos costeiros baixos, densamente povoadas do noroeste da cidade do Rio de Janeiro, a precipitação é próxima de 1000 mm por ano.

### 4.3 Estimativa da ICU superficial (Método de Streutker)

Um dos métodos mais simples utilizados para a comparação das características de um conjunto de medições de ICUs individuais foi proposto por Streutker [2002]. O método é formalmente um ajuste gaussiano da distribuição espacial da intensidade de ICU e tem a finalidade de caracterizar completamente a ICU em grandeza e extensão espacial sem o uso de medições in-situ. Este método é adequado para estudos comparativos de ICUs de superfície para várias cidades, porque a quantidade estimada não é a temperatura absoluta, mas a diferença de temperatura simultânea entre áreas urbanas e rurais. Este procedimento de diferenciação remove parcialmente as influências das condições meteorológicas locais e outras fontes de erro [Hung et al., 2006]. A técnica utiliza um ajuste de mínimos quadrados para ajustar a ICU total com uma superfície Gaussiana da forma:

$$T_{(x,y)} = T_o + a_1x + a_2y + a_o \exp\left[-\frac{(x - x_o)^2}{2a_x^2} - \frac{(y - y_o)^2}{2a_y^2}\right] \quad (4.1)$$

sendo  $T_{(x,y)}$  a temperatura total da superfície, incluindo píxeis urbanos e rurais.  $T_o$ ,  $a_1$  e  $a_2$ , são os componentes lineares e constantes da temperatura rural, respectivamente. Estes valores foram obtidos pelo método de ajuste de mínimos quadrados para um plano com o padrão de temperatura de superfície dos píxeis rurais. Para quantificar os componentes

lineares e constantes da Equação 4.1, os píxeis da área urbana geral e de águas abertas são mascarados. Os componentes da TSS rurais (os três primeiros termos do lado direito da Equação 4.1) foram subtraídos aos campos da temperatura de superfície, deixando apenas a assinatura de ilha de calor.

Finalmente, os campos de temperatura da ICU superficial é ajustada a uma superfície gaussiana pura (o termo exponencial no lado direito da equação 4.1), a fim de determinar a magnitude da ICU superficial que é a altura da função de Gauss ( $a_o$ ). Na seqüência do estudo de Streutker [2002], as extensões de latitude e longitude da ICU superficial foram definidas utilizando  $1^\circ\text{C}$  acima da temperatura média ambiente rural ( $a_x^1$  e  $a_y^1$ ). A área da impacto de cada ICU foi aproximada como a área de uma elipse com os eixos maior e menor equivalentes aos parâmetros associados à latitude e longitude:

$$\text{Área de Impacto} = \frac{\pi a_x^1 a_y^1}{4} \quad (4.2)$$

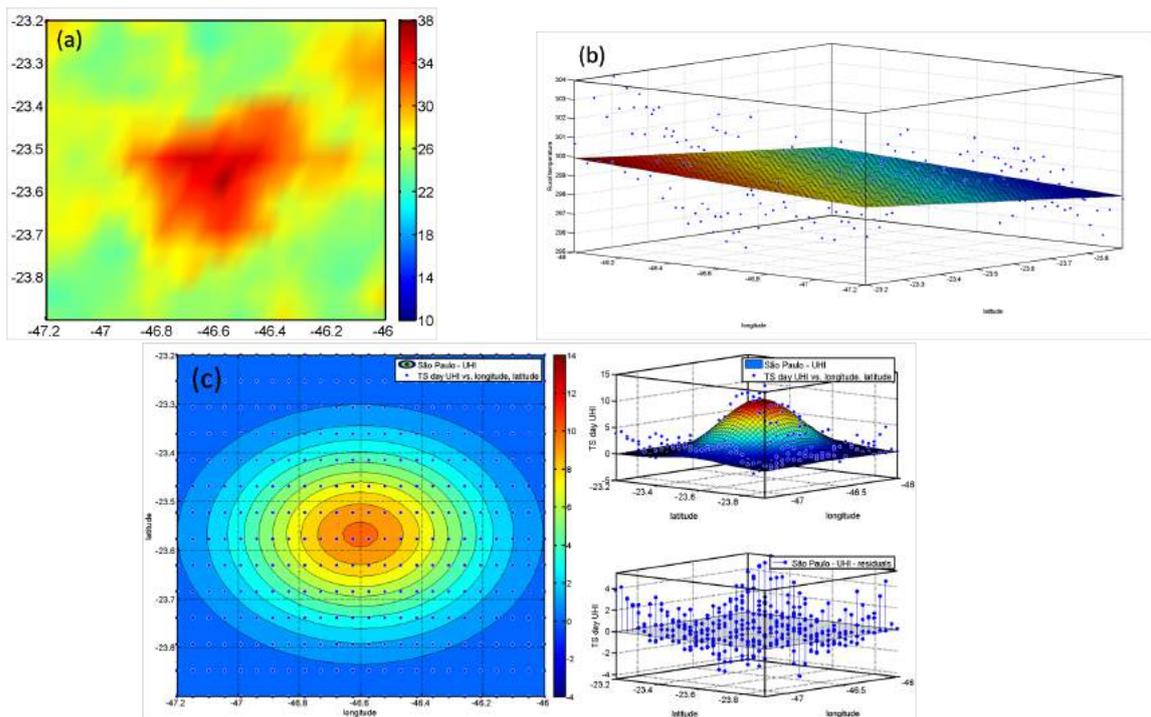


Figura 4.2: (a) Média mensal de TSS para períodos diurnos sobre a área total da RMSP em Janeiro 2001. (b) Ajuste de mínimos quadrados do plano para os campos de TSS rural. (c) Ajuste da intensidade de ICU superficial urbana para uma superfície gaussiana e as diferenças entre os dados da ICU real e as ajustadas.

Como um exemplo, os resultados do método de Streutker sobre a RMSP para o mês de Janeiro 2001 é mostrado nas Figuras 4.2b e 4.2c. A Figura 4.2b mostra o ajuste de

mínimos quadrados do plano para os campos de TSS rural desse mes, como foi descrito na Equação 4.1, os componentes lineares são:  $T_o = 24.58^\circ\text{C}$ ,  $a_1 = 0.706$  e  $a_2 = 1.926$ . A Figura 4.2c o ajuste dos campos de ICU para uma superfície gaussiana com coeficientes descritos na parte exponencial da Equação 4.1 que são iguais a:  $a_o = 10.23^\circ\text{C}$ ,  $a_x^1 = 102.20$  km,  $a_y^1 = 43.08$  km,  $x_o = -46.60^\circ$  and  $y_o = -23.57^\circ$ . A área de impacto calculada com a Equação 4.2 é igual a  $3457.93$  km<sup>2</sup>. A Figura 4.2c também mostra os resíduos entre os dados do campo da ICU e o ajuste gaussiano, com valores entre  $-2^\circ\text{C}$  até  $3^\circ\text{C}$ . O coeficiente de correlação de ajuste gaussiano é igual a 0.63.

Contudo, o método de Streutker [2002] para estimar a intensidade e a extensão espacial da ICU tem alguns inconvenientes. Por exemplo, o campo do TSS rural pode não ser corretamente representada por um plano, também a utilização de dados com maior resolução espacial que permite a identificação de padrões de temperatura mais pequenas, mas provavelmente o ajuste gaussiano não encaixaria bem, e portanto, seria necessário regradear os campos de TSS. Além disso, o método funciona bem para cidades com formas elipsoidais, mas tem problemas para cidades de formas diferentes, como as que se desenvolvem em torno de lagos e baías, e tendem a ter uma forma de ferradura, como da RMRJ, mostrado na Figura 4.1d. Por último, em períodos noturnos a intensidade da ICU pode diminuir o suficiente para não ter uma forma gaussiana, devido a que as temperaturas urbanas e rurais, as vezes, podem ficar muito próximas.

#### 4.4 Estimativa da ICU superficial (Método de quantis)

Em contraste ao método desenvolvido por Streutker [2002] para estimar a intensidade da ICU superficial, o método apresentado é baseado num análise estatística quantitativa dos padrões de TSS urbanos e rurais separados por mascaramento de zonas urbanas utilizando o produto de tipo de cobertura de solo do MODIS (MCD12C1) com 5.6 km de resolução. Os produtos de TSS agrupados cada 8 dias do MODIS (MOD11A2) com 1 km de resolução, foram regradeados até a resolução de 5.6 km, para mascarar e separar píxeis urbanos e rurais. Os efeitos estatísticos de esta regradeação para a RMSD são mostrados na Figura 4.3.

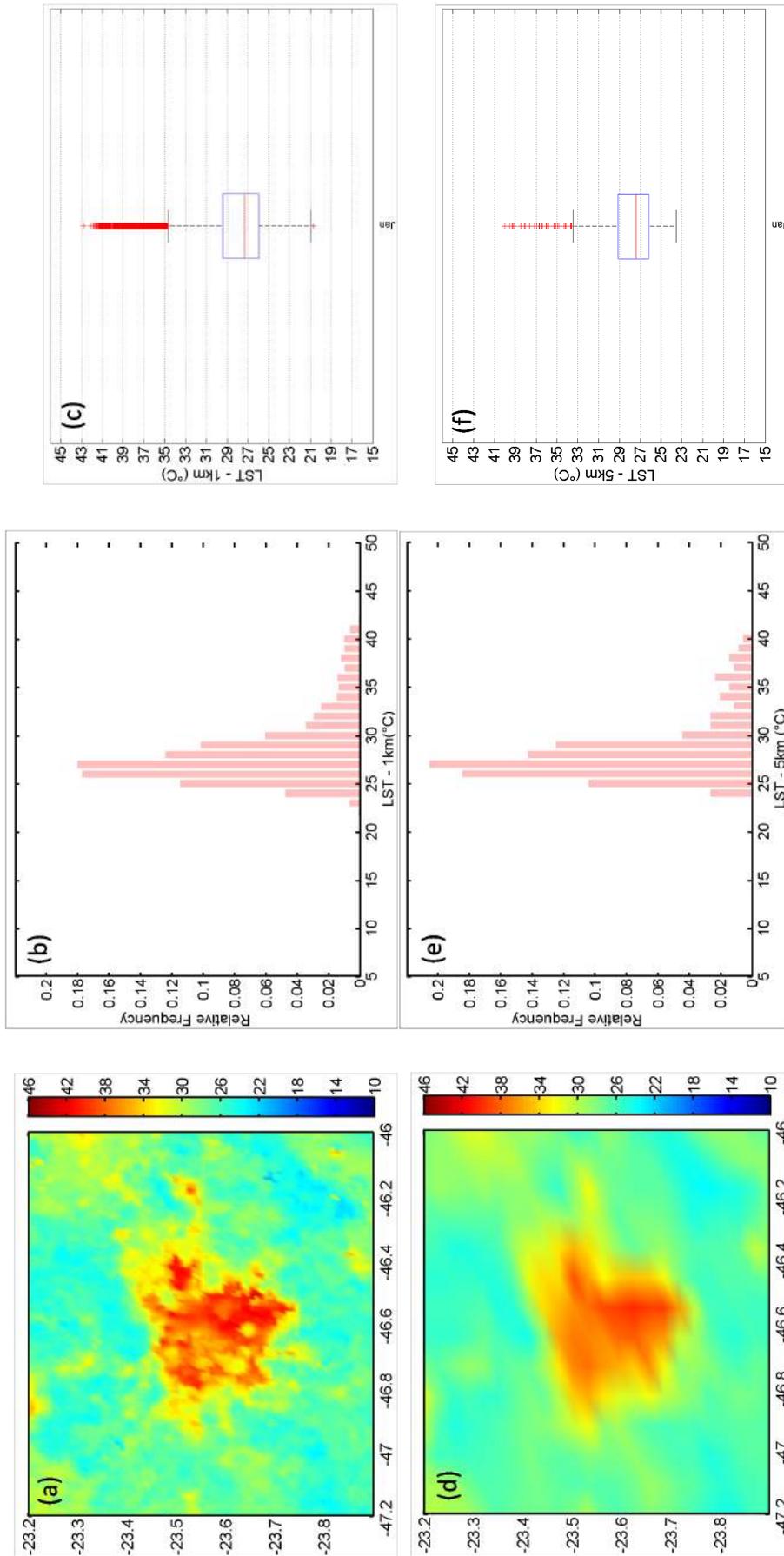


Figura 4.3: (a) Média mensal de TSS para períodos diurnos sobre a RMSP em Janeiro 2002 (resolução 1 km), obtidos como o produto do MODIS (MOD11A2). (b) Histograma com frequências relativas de TSS sobre a RMSP para Janeiro 2002. (c) Boxplot com quantis de TSS sobre a RMSP para Janeiro 2002. (d) Média mensal de TSS para períodos diurnos sobre a RMSP para Janeiro 2002 (re-dimensionado resolução 5 km), obtidos como o produto do MODIS (MOD11A2). (e) Histograma com frequências relativas de TSS sobre a RMSP para Janeiro 2002. (f) Boxplot com quantis de TSS sobre a RMSP para Janeiro 2002.

As Figuras 4.3a e 4.3d mostram os padrões espaciais de TSS sobre a RMSP com resolução de 1 km e 5 km para Janeiro 2002, respectivamente. O histograma com as frequências relativas e o boxplot de TSS sobre a RMSP com resolução de 1 km e 5 km, são mostradas nas Figuras 4.3b,c e 4.3e,f; respectivamente. Além disso, os efeitos estatísticos do re-dimensionamento de TSS sobre a RMRJ são mostrados na Figura 4.4, com as mesmas variáveis estatísticas, como no caso da RMSP. De todas estas figuras, observa-se que os efeitos de regradar o campo da TSS com resoluções de 1 km até 5 km são basicamente para remover os valores atípicos e reduzir a grandeza do TSS máximo e mínimo ao longo de todo o domínio da RMSP e da RMRJ, que tem uma pequena frequência relativa em comparação com a totalidade dos píxeis do domínio. Portanto, a forma básica da distribuição de quantis de TSS são aproximadamente mantidos com a distribuição mais acentuada para a RMSP com a mediana próxima a 25°C e uma distribuição mais ampla para a RMRJ com a mediana próxima a 31°C.

Utilizando o produto composto global CMG MOD11C3 do MODIS que contém valores médios de TSS com resolução de 0.05° e de forma semelhante ao procedimento de Streutker [2002], procedeu-se a separar os píxeis urbanos e rurais utilizando o produto de tipo de cobertura de solo MCD12C1 do MODIS com a mesma resolução (0.05°). Os diferentes tipos de cobertura de solo para a RMSP e a RMRJ são mostradas nas Figuras 4.5a e Figure 4.5b, respectivamente. Para as regiões em torno da RMSP, o principal tipo de cobertura rural é ‘Evergreen broadleaf forest’ (tipo 2 na Tabela 4.1) com algumas áreas de ‘cropland/Natural vegetation mosaic’ (tipo 14 na Tabela 4.1) no nordeste da região. Para regiões em torno da RMRJ, o principal tipo de cobertura rural é ‘Grasslands’ (tipo 10 na Tabela 4.1), também são significativas áreas com ‘Evergreen broadleaf forest’.

Em seguida, foi realizada uma análise estatística dos campos de TSS urbana e rural separados para a RMSP (Fig.4.6) e a RMRJ (Fig.4.7). Por exemplo, as Figuras 4.6a e 4.6b mostram os campos diurnos e o boxplot com os quantis urbanos de TSS para a RMSP no mês de Janeiro 2001, respectivamente. Para a região rural da RMSP no mesmo mês, as Figuras 4.6c e 4.6d, mostram os campos diurnos e o boxplot com os quantis rurais de TSS no mês de Janeiro 2001, respectivamente. Para a RMSP, os píxeis com máximo TSS são observados em torno da localização do centro urbano, com uma diminuição contínua até atingir os limites com a área rural. Além disso, existem píxeis urbanos isolados dentro da região rural com temperaturas mais baixas em relação com os píxeis do centro urbano.

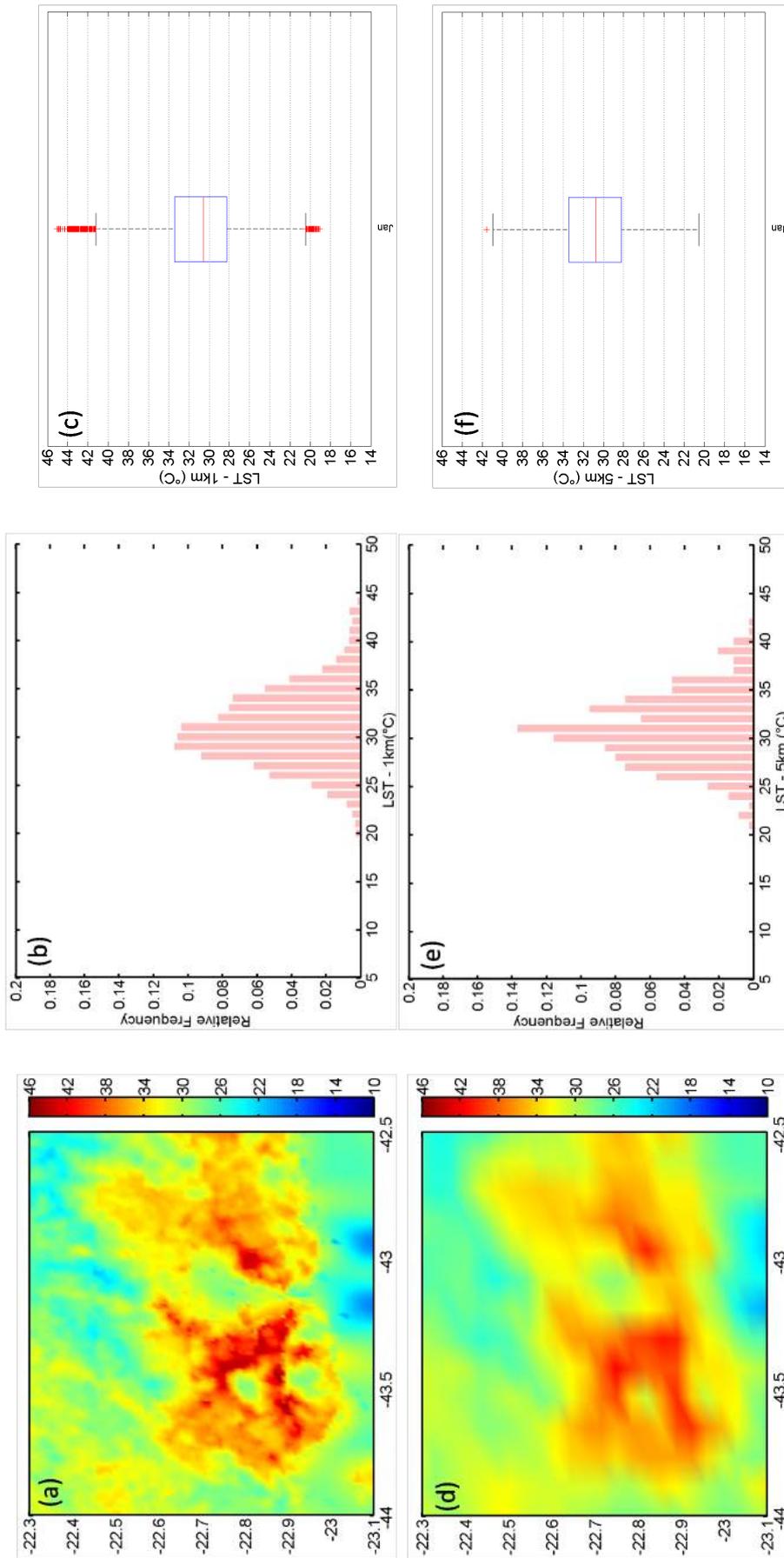


Figura 4.4: (a) Média mensal de TSS para períodos diurnos sobre a RMRJ para o mês de Janeiro 2014 (resolução 1 km), obtidos como o produto do MODIS (MOD11A2). (b) Histograma com frequências relativas de TSS sobre a RMRJ para Janeiro 2014. (c) Boxplot com quantis de TSS sobre a RMRJ para Janeiro 2014. (d) Média mensal de TSS para períodos diurnos sobre a RMRJ para Janeiro 2014 (re-dimensionado resolução 5 km), obtidos como o produto do MODIS (MOD11A2). (e) Histograma com frequências relativas de TSS sobre a RMRJ para Janeiro 2014. (f) Boxplot com quantis de TSS sobre a RMRJ para Janeiro 2014.

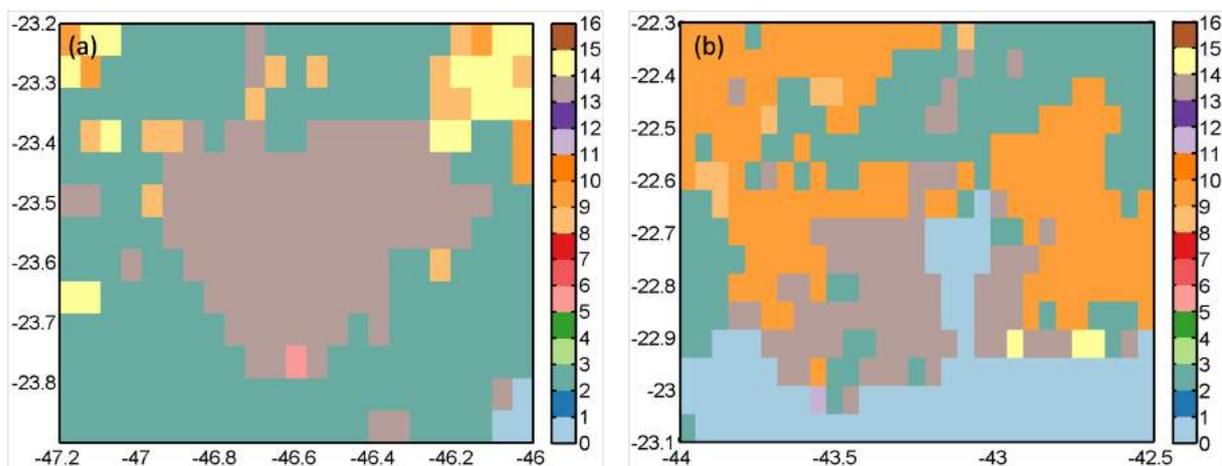


Figura 4.5: (a) Tipos de cobertura de solo sobre a RMSP para o mês de Janeiro de 2001, de acordo com o IGBP mostrado na Tabela 4.1. (b) Tipos de cobertura de solo sobre a RMRJ para o mês de Janeiro de 2001, de acordo com o IGBP mostrado na Tabela 4.1. A categoria urbana corresponde ao tipo 13 (marrom claro).

De um modo semelhante, as Figuras 4.7a e 4.7b mostram os campos diurnos e o boxplot com os quantis urbanos de TSS para a RMRJ no mês de Janeiro 2001, respectivamente. Para a área rural de RMRJ, as Figuras 4.7c e 4.7d, mostra os campos diurnos de TSS e o boxplot com os quantis para o mês de Janeiro de 2001, respectivamente. Em contraste com a RMSP, os píxeis com máximo TSS são observados na localização ao lado oeste da RMRJ, com um gradiente espacial menor da TSS até alcançar os limites com a área rural. Também são observados píxeis urbanos isolados dentro da região rural, com temperaturas mais baixas em relação aos píxeis do centro urbano. Com base na análise estatística anterior, propôs se a seguinte fórmula, a fim de estimar a intensidade da ICU superficial para a resolução de 5 km [Flores R. et al., 2016]:

$$\text{SUHI intensity} = Q_5^{urban} - Q_3^{rural} \quad (4.3)$$

sendo  $Q_5^{urban}$  o quantil 0.95 da distribuição de TSS sobre a área urbana e  $Q_3^{rural}$  é a mediana da distribuição de TSS sobre a região rural, ambas com resolução de 5 km. O presente método permite estimar um valor aproximado da intensidade da ICU superficial separando áreas urbanas e rurais com informações de tipo de cobertura de solo, mesmo quando a forma da cidade não seja elipsoidal ou quando a resolução espacial seja tão alta que não permita que um ajuste gaussiano da superfície. Uma desvantagem é que não seria possível calcular uma área de impacto superficial da ICU porque os campos de TSS não

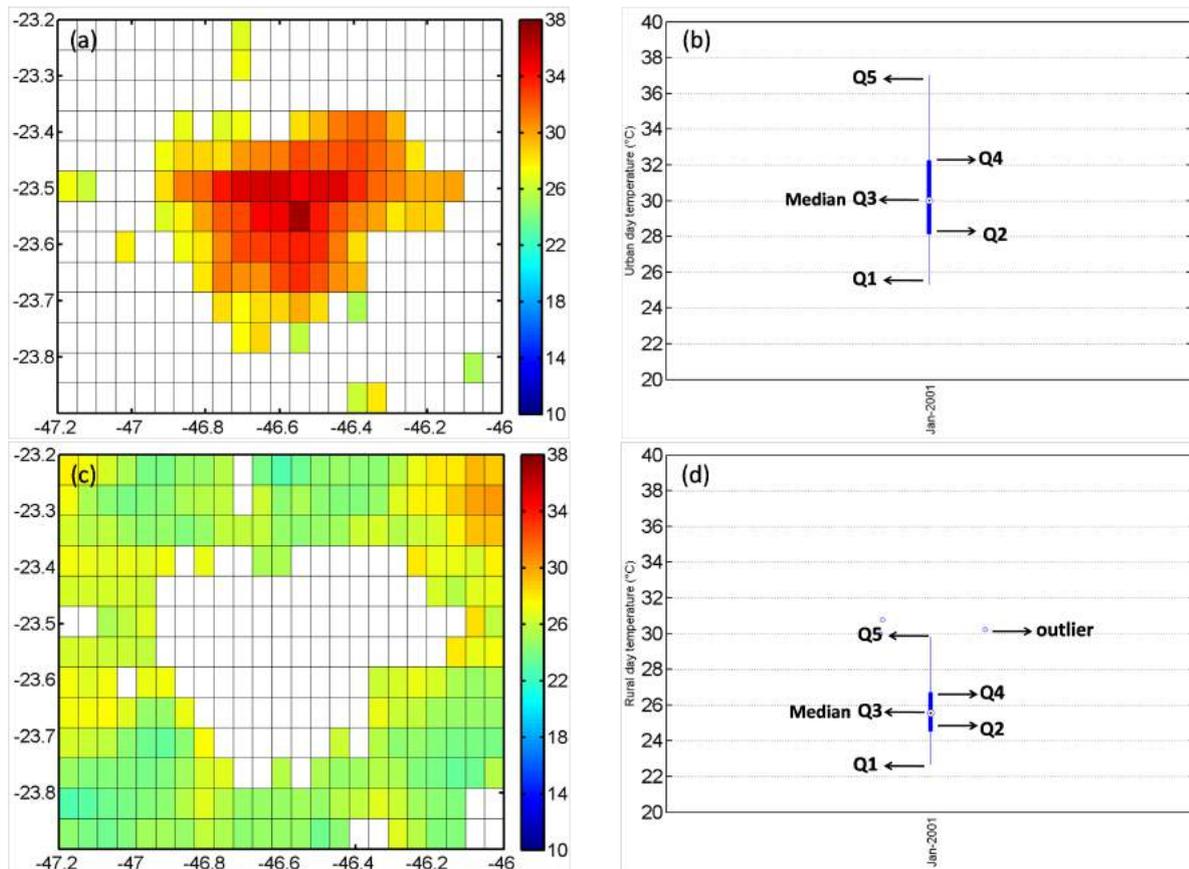


Figura 4.6: (a) Média mensal diurna de TSS (com 5 km de resolução) sobre a área urbana da RMSP para o mês de Janeiro 2001. (b) Diagrama do Boxplot para os valores de TSS mostrados em (a), indicando o quantil 0.05 ( $Q_1$ ), quantil 0.25 ( $Q_2$ ), mediana ( $Q_3$ ), quantil 0.75 ( $Q_4$ ) e quantil 0.95 ( $Q_5$ ). (c) Média mensal diurna de TSS (com 5 km de resolução) sobre a área rural da RMSP. (d) Igual a (b) para valores rurais de TSS.

se ajustam a nenhuma superfície. Esta formulação mantém basicamente a essência do método de Streutker para estimar a intensidade da ICU.

#### 4.5 Acoplamento ARPS-tTEB

A modelagem do BES adquire uma importância crucial quando os efeitos urbanos são simulados pelos modelos atmosféricos. Os modelos atmosféricos de alta resolução (até  $0.5 \text{ km} \times 0.5 \text{ km}$ ) permitem a representação explícita das áreas urbanas. Esta Seção descreve passo a passo o processo de acoplamento entre o modelo atmosférico não hidrostático ARPS (Seção 3.2) e o esquema de balanço de energia para cidades tropicais tTEB (Seção 3.4). Considerou-se que a integração destes modelos permitirá avanços na investigação de microclimas urbanos e pode contribuir para aumentar a precisão dos modelos de previsão

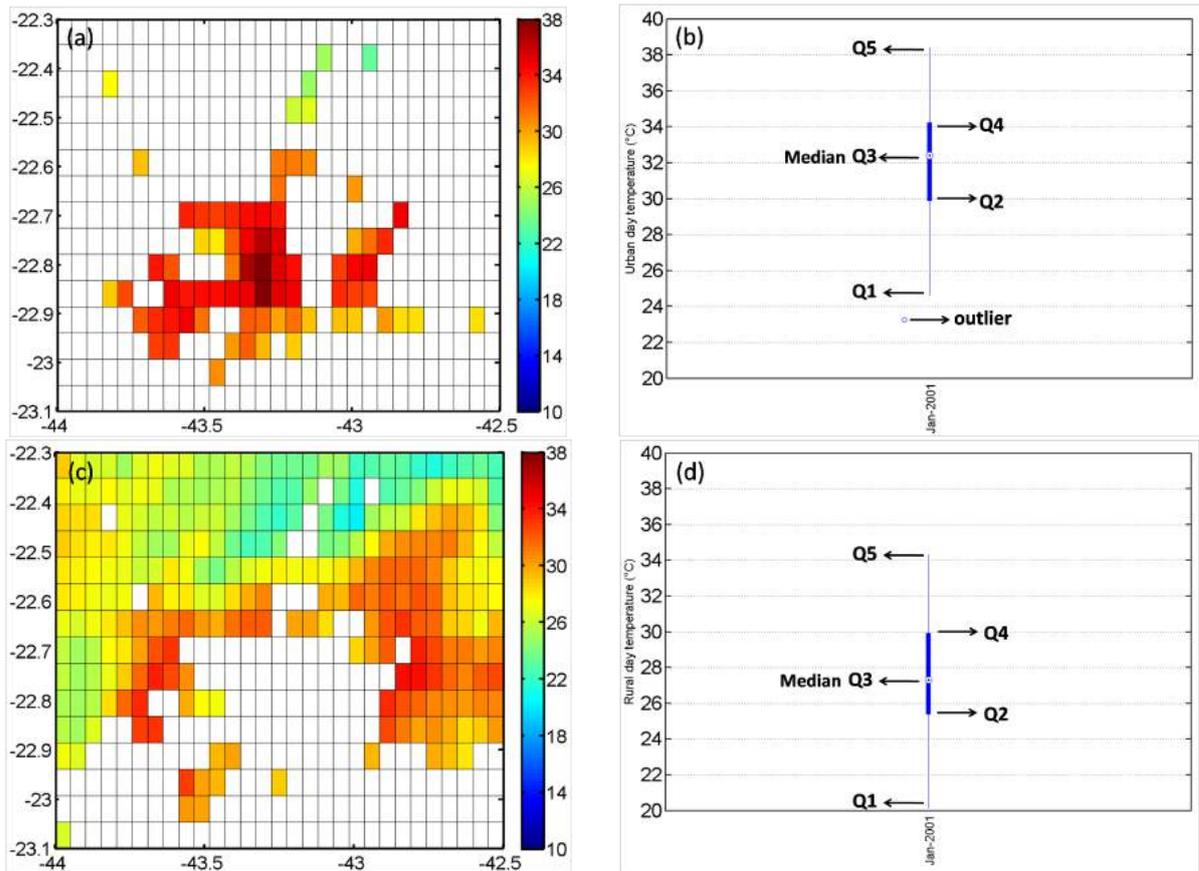


Figura 4.7: (a) Média mensal diurna de TSS (com 5 km de resolução) sobre a área urbana da RMRJ para o mês de Janeiro 2001. (b) Diagrama do Boxplot para os valores de TSS mostrados em (a), indicando o quantil 0.05 ( $Q_1$ ), quantil 0.25 ( $Q_2$ ), mediana ( $Q_3$ ), quantil 0.75 ( $Q_4$ ) e quantil 0.95 ( $Q_5$ ). (c) Média mensal diurna de TSS (com 5 km de resolução) sobre a área rural da RMRJ. (d) Igual a (b) para valores rurais de TSS.

de curto prazo (nowcasting). O fluxograma da Figura 4.8 mostra os principais passos do acoplamento ARPS - tTEB.

De acordo com o fluxograma mostrado na Figura 4.8, as variáveis do esquema tTEB são transferidas à subrotina principal do ARPS e às subrotinas de integração numérica e da física de superfície. Se a cobertura vegetal é do tipo urbano (semi-deserto em ARPS como é mostrado na Tabela 4.3), em seguida, as variáveis dinâmicas e radiativas do ARPS são transferidos para o esquema tTEB. Os parâmetros urbanos do tTEB são definidos como constantes. Em seguida, as variáveis de saída do tTEB modificam as variáveis do ARPS e recalculam os fluxos de energia superficial sobre a cobertura urbana. Finalmente, os fluxos de energia urbanos são transferidos para o programa principal do ARPS, fechando o ciclo (Tabela 4.2). Uma descrição detalhada do processo de acoplamento ARPS-tTEB é apresentada no Apêndice A.

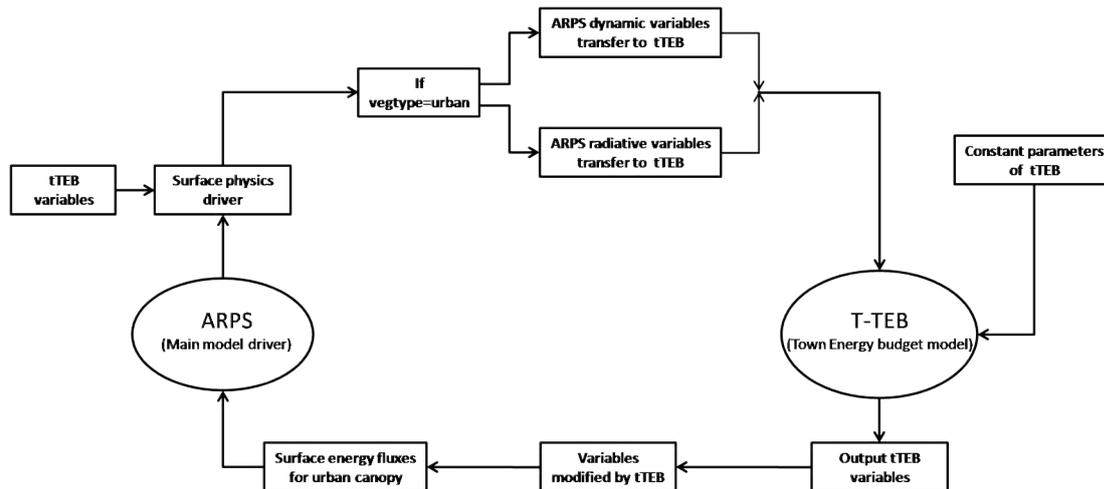


Figura 4.8: Fluxograma indicando o acoplamento ARPS - tTEB. As variáveis dinâmicas e radiativas do modelo ARPS são transferidos para o esquema tTEB e as variáveis da superfície de saída do tTEB são devolvidos ao ARPS.

Parâmetros	Valores
Camadas do telhado 1,2,3 espessuras (m)	0.1,0.1,0.1
Camadas da parede 1,2,3 espessuras (m)	0.1,0.1,0.1
Camadas de rua 1,2,3 espessuras (m)	0.1,0.1,0.1
Camadas do telhado 1,2,3 condutividade térmica $W m^{-1} K^{-1}$	0.81,0.81,0.81
Camadas da parede 1,2,3 condutividade térmica $W m^{-1} K^{-1}$	0.81,0.81,0.81
Camadas do rua 1,2,3 condutividade térmica $W m^{-1} K^{-1}$	0.81,0.81,0.81
Camadas do telhado 1,2,3 capacidade calorífica $J m^{-3} K^{-1}$	$10^6, 10^6, 10^6$
Camadas da parede 1,2,3 capacidade calorífica $J m^{-3} K^{-1}$	$10^6, 10^6, 10^6$
Camadas de rua 1,2,3 capacidade calorífica $J m^{-3} K^{-1}$	$10^6, 10^6, 10^6$
Albedos do telhado, parede e rua	0.10, 0.20, 0.10
Emissividades do telhado, parede e rua	0.90, 0.85, 0.94
Temperatura constante dentro do edifício (K)	297.15

Tabela 4.2 - Valores médios dos parâmetros para cobertura urbana usados em tTEB baseados nos estudos de Oke [1987] e Masson [2000].

O modelo ARPS (versão 5.3.4) usa um conjunto de dados de uso do solo global com 30 s de arco de resolução e dados globais do tipo de solo da camada superior com 30 s de arco de resolução. Estes conjuntos de dados foram adicionados desde a versão ARPS 5.2.2. Eles tem uma resolução espacial de  $30'' \times 30''$  com cobertura global e também é utilizado por WRFSI como tipos de vegetação e de solo, respectivamente. Os conjuntos de dados acima são utilizados pelo módulo ARPSSFC para derivar as seguintes características da cobertura, soiltyp: o tipo de solo, vegtyp: o tipo de vegetação, lai: o índice de área foliar e roufns: o comprimento de rugosidade da superfície. O módulo ARPSSFC primeiro converte os dados de solo e vegetação nas categorias consistentes com ARPS.

Tipo de vegetação	Definição	Índice USGS	Categorias
01	Desert	23	Bare Grnd. Tundra
02	Tundra	20	Herb. Tundra
		21	Wooden Tundra
		22	Mixed Tundra
03	Grassland	5	Crop./Grs. Mosaic
		7	Grassland
04	Grassland with shrub cover	9	Mix Shrb./Grs.
		10	Savanna
05	Grassland with tree cover	6	Crop./Wood Mosc
06	Deciduous forest	11	Decids. Broadlf.
		12	Decids. Needlf.
		15	Mixed Forest
07	Evergreen forest	13	Evergrn. Braodlf.
		14	Evergrn. Needlf.
08	Rain forest	25	Rain forest
09	Ice	24	Snow or ice
10	Cultivation	2	Drylnd Crop. Past.
		3	Irrg. Crop. Past.
		4	Mix. Dry/Irrg. C.P.
11	Bog or marsh	17	Herb. Wetland
		18	Wooded wetland
12	Dwarf shrub	8	Shrubland
13	Semi-desert	1	Urban
		19	Bar. Sparse Veg.
14	Water	16	Water Bodies

Tabela 4.3 - Conversão para tipo de vegetação no ARPS a partir de 25 classes USGS (30'' de arco). O tipo semi-deserto (13) inclui tipo urbano e vegetação esparsa.

A temperatura da superfície do cânion urbano tem três componentes: a temperatura dos níveis por baixo da superfície, a temperatura da superfície e a temperatura do ar no interior do cânion. No esquema tTEB, a evolução temporal da temperatura do substrato  $T_{sub}$  para os telhados, paredes e ruas é obtido com a equação de condução de calor de Fourier, que é uma função da difusividade térmica ( $\nu$ ) e da condutividade térmica ( $\gamma$ ) da superfície, como é mostrado na Eq.10 do Karam et al. [2010]. A temperatura de cada superfície utiliza a equação do BES [Oke, 1987]:

$$f(T)_i = (R_* - Q_G - Q_H - Q_E)_i = 0 \quad (4.4)$$

sendo  $(T)_i$  a temperatura externa da superfície  $i$ th (sem armazenamento de energia) o subscrito  $i$  representa os telhados, paredes ou ruas;  $R_*$  a irradiância líquida;  $Q_G$  a condução de calor molecular desde o exterior para o interior da superfície;  $Q_H$  e  $Q_E$  os fluxos de calor sensível e latente para cada superfície, respectivamente. A solução numérica é efetuada pelo

método de relaxação sucessiva. Para o acoplamento das temperaturas de telhados, paredes e ruas obtidos pelo esquema tTEB com a temperatura da superfície de saída utilizada pelo ARPS, a fim de calcular os fluxos de energia de superfície, foi utilizada a seguinte equação da temperatura do solo ( $t_{soil}$ ):

$$T_{soil} = a_{bld} * T_{roof} + (1 - a_{bld}) * T_{can} \quad (4.5)$$

sendo  $T_{roof}$  a temperatura da superfície do telhado,  $a_{bld}$  a fração de área artificial ocupada pelos edifícios e  $T_{can}$  a temperatura do cânion condicionada pela entrada do ar da camada limite urbana no cânion urbano, pelos fluxos de calor e umidade antropogênicos e pela divergência da densidade do fluxo de irradiância (infravermelha) através das superfícies do cânion urbano [Nunez e Oke, 1976], como é descrito na Eq.13 do Karam et al. [2010]. Por outro lado, para determinar a evolução temporal do acúmulo de água sobre os telhados e ruas, o esquema tTEB considera uma relação de drenagem variável com base no estudo de Grimmond e Oke [1991]:

$$\frac{\partial W_i}{\partial t} = P_i(1 + f_{ji} - f_{ij}) - D_i - \frac{(Q_E)_i}{L_v} \quad (4.6)$$

Sendo  $W_i$  a quantidade de água corrente sobre a superfície  $i$ , em ( $\text{kg m}^{-2} \text{s}^{-1}$ ),  $P_i$  a taxa de precipitação com as mesmas unidades,  $f_{ij}$  e  $f_{ji}$  a proporção de chuva que chega ou se desvia da superfície  $i$  para outra superfície  $j$ ,  $D_i$  a taxa de drenagem urbana média ao longo da superfície, e  $(Q_E)_i$  o fluxo cinemático líquido de calor latente (evaporação menos condensação). A fim de acoplar o esquema tTEB com o esquema de superfície do ARPS, foram atualizadas as variáveis de superfície conteúdo de água do solo e umidade específica da superfície. Foi utilizada a seguinte equação para modificar o conteúdo de água no solo ( $q_{soil}$ ):

$$q_{soil} = a_{bld} * q_{roof} + (1 - a_{bld}) * q_{can} \quad (4.7)$$

sendo  $q_{roof}$  o conteúdo de água do telhado,  $a_{bld}$  é a fração de área superficial ocupada pelos prédios e  $q_{can}$  é a umidade específica do ar no interior do cânion modificado pelo arrasto do ar da camada limite urbana. Além disso, a umidade superficial específica ( $q_{vsfc}$ )

é modificada pela umidade específica do ar do cânion urbano ( $q_{can}$ ) que é uma função do fluxo turbulento de vapor de água ( $\vec{Q}_E$ ) determinado localmente pelo fluxo de vapor de água antrópico ( $\vec{Q}_{EA}$ ) lançado no interior do cânion urbano.

As variáveis de superfície modificadas pelo esquema tTEB ( $T_{soil}, q_{soil}, q_{vsfc}$ ) são atualizadas em cada passo de tempo e os fluxos de superfície de calor, momento e umidade são calculados utilizando o modelo de fluxo de estabilidade e de superfície dependente do comprimento de rugosidade utilizando a formulação modificada de Businger [Businger et al., 1971] e logo são transferidas ao modelo ARPS. Os fluxos de calor sensíveis e latentes do tráfego e da indústria são constantes adicionadas aos fluxos de energia de superfície.

O arrasto de superfície complexo no escoamento atmosférico é expresso pelas fórmulas morfométricas de Kastner-Klein e Rotach [2003] que são utilizadas para calcular o deslocamento do plano zero ( $d$ ) e o comprimento de rugosidade ( $z_o$ ). Estes parâmetros são funções da proporção entre a área de construção ( $A_b$ ), a área total da cidade ( $A_c$ ) e a altura dos prédios. Este método toma em conta a variação de  $z_o$  e  $d_o$  com o aumento da densidade de construção e proporciona estimativas mais realistas do que outras aproximações. Estas fórmulas são os seguintes:

$$\begin{aligned} \frac{z_o}{h_b} &= 0.4 \exp[-2.2(\lambda_p - 1)] + 0.6\lambda_p \\ \frac{d}{h_b} &= 0.072\lambda_p \exp[-2.2(\lambda_p - 1)] \end{aligned} \quad (4.8)$$

sendo  $\lambda_p$  a razão entre a área dos prédios ( $A_b$ ) e a área total da cidade ( $A_c$ ), que é igual a:  $\lambda_p = A_b/(A_b + A_c)$ . O sistema acoplado ARPS-tTEB descrito acima foi testado com simulações idealizadas e reais descritos na Seção 4.7.

## 4.6 Tempestade da cidade Del city, Oklahoma

Os efeitos do BES da superfície urbana sobre a gênese e desenvolvimento da tempestade convectiva na cidade de Del City, Oklahoma do dia 20 de Mayo de 1977, foram simulados utilizando o sistema acoplado ARPS-tTEB. O evento da cidade de Del City, Oklahoma foi composto por uma série de tempestades severas, incluindo dezesseis tempestades de tipo tornado. A tempestade de tipo tornado da cidade de Del City foi observado por duas horas durante a sua fase de crescimento antes de se tornar tornado. Este processo tem sido bem

documentado e estudado.

Por exemplo, Ray et al. [1981] investigou a estrutura tridimensional do vento e da morfologia da tempestade com medições de radar Doppler. Brandes [1981] discutiu a geração do tornado e a relação entre o influxo da tempestade e o tornado, ele concluiu que o movimento vertical ascendente desempenha um importante papel durante a geração do tornádica. Klemp et al. [1981] compararam a simulação numérica tridimensional de alta resolução com observações da tempestade e mostraram a estrutura detalhada das correntes ascendentes, descendentes e as frentes de rajada da tempestade, assim como a distribuição de vorticidade.

A sondagem inicial da tempestade de Del City [Klemp et al., 1981] foi utilizada para testar o desempenho do sistema acoplado ARPS-tTEB para simular as influências dos fluxos de energia urbanas sobre a gênese e desenvolvimento de tempestades convectivas. As principais condições ambientais para a tempestade de Del City são ilustrados na Figura 4.9 que mostra os perfis de temperatura potencial ( $\theta$ ) e de temperatura potencial equivalente, ( $\theta_e$ ), que leva em conta conteúdo de umidade na atmosfera, indicam um ambiente com condições fortemente instáveis, devido ao fato do seu forte gradiente negativo em relação com a altura.

O hodógrafo de ventos horizontais mostra fortes vetores de corte vertical e vento relativo movendo-se à direção da tempestade. Em níveis médios e altos, a direção do vento zonal ( $u$ ) é invertida, e vai para zero na altura próxima de 4 km. Além disso, o giro no sentido horário do corte vertical do vento com a altura indica advecção de ar quente.

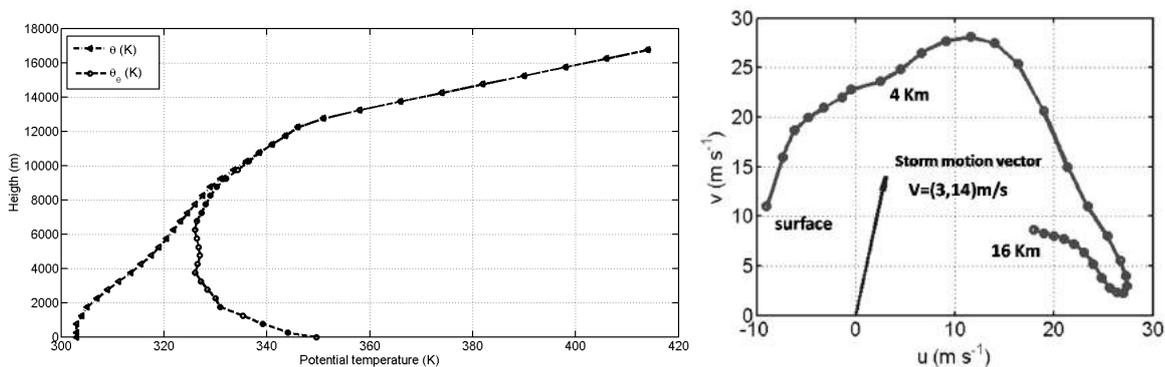


Figura 4.9: Sondagens iniciais do ambiente no ponto de superfície (64,16) km: (a) Perfis iniciais da temperatura potencial ( $\theta$ ) e da temperatura potencial equivalente ( $\theta_e$ ). (b) hodógrafo do vento com a seta indicando a direção do movimento da tempestade.

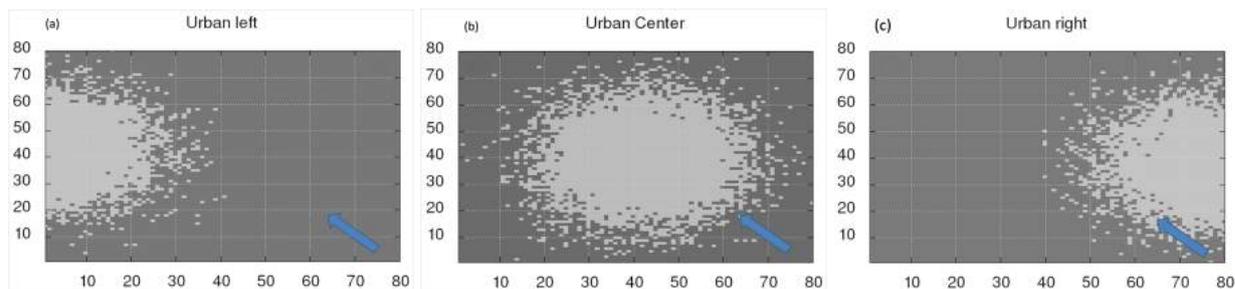


Figura 4.10: Experimento de cobertura urbana: (a) à esquerda (barlavento), (b) no centro (sotavento) e (c) à direita (sotavento). Os experimentos (a) e (c) têm uma área urbana aproximada de  $1413 \text{ km}^2$  e o experimento (b) tem uma área aproximada de  $2827 \text{ km}^2$ . A seta azul indica a direção do vento na superfície.

#### 4.7 Configuração do modelo e desenho experimental

A fim de avaliar o desempenho do sistema acoplado ARPS-tTEB para simular os efeitos dos fluxos de energia urbanos sobre a origem e o desenvolvimento de tempestades convectivas, foram concebidos dois conjuntos de simulações. O primeiro conjunto consiste em experimentos idealizados que utilizam a sondagem da tempestade ocorrida na cidade Del City, Oklahoma descrito na Seção 4.6.

O propósito destes experimentos foi avaliar a capacidade da superfície urbana, sem nenhuma perturbação inicial de temperatura, em gerar tempestades convectivas através da convergência de baixos níveis impulsionada pela rugosidade da superfície e pela ICU urbana ao longo e a sotavento das cidades, sob condições atmosféricas adequadas, tal como foi indicado por muitos estudos observacionais [Changnon Jr. et al., 1977, Jauregui e Romales, 1996, Bornstein e Lin, 2000] e de modelagem [Hjemfelt, 2000, Baik et al., 2001, Rozoff et al., 2003]. A capacidade da cobertura urbana para gerar tempestades convectivas foi avaliada pelas correntes ascendentes e descendentes, pela taxa de mistura de chuva e granizo, pela energia potencial convectiva disponível (CAPE) [Johns e C.A. Doswell III, 1992] e da helicidade relativa à tormenta (SREH) [Davies-Jones et al., 1990].

Estes experimentos idealizados consistem de três configurações com cobertura urbana sobre a área total. O primeiro tem uma área urbana aproximada de  $1413 \text{ km}^2$  localizada à esquerda do domínio (Fig.4.10a), correspondente à condição de barlavento; a segunda tem uma área próxima de  $2827 \text{ km}^2$  localizado no centro do domínio (Fig.4.10b) e o último com um área aproximada de  $1413 \text{ km}^2$  localizado à direita do domínio (Fig.4.10c), correspondente à condição de sotavento.

A resolução da grade horizontal foi definida em 1000 m e a resolução da grade vertical em 500 m. O domínio tem  $83 \times 83 \times 35$  pontos, com uma área de integração física de  $80 \times 80 \times 16$  pontos. Estas resoluções de grade são suficientes para resolver características em escala de tempestade, tais como a estrutura da corrente ascendente de nível médio e mesociclôgenese de baixo nível [Shiquiang e Zheming, 2000]. As áreas urbanas foram geradas aleatoriamente com pontos de alta densidade no centro e com menos densidade nos limites com as áreas rurais. Além disso, foi utilizado a condição de contorno lateral aberta de Orlansky [1976], mas com a estimativa de velocidade de fase média na coluna (opção 4 no ARPS). A condição de irradiância também é utilizada no limite superior. A Tabela 4.4 mostra as opções do ARPS utilizadas nas simulações.

Categoria	Opções
Equações governantes	3D, não hidrostática, compressível
Grade escalonada	Sem estiramento vertical - tangente hiperbólica vertical
Diferenciação tempo	Esquema 'Leapfrog' e avançado no tempo
Fechamento turbulência	Mistura turbulenta 1.5 TKE
Limite superior	Parede rígida (caso ideal). Modelo GFS (caso real)
Limites laterais	Radiação (aberto) (caso ideal). Modelo GFS (caso real)
Microfísica	Esquema microfísico de Lin et al. [1983] (caso ideal) Esquema microfísico de Schultz [1995] (caso real)
Parametrização de cumulus	Não utilizado (caso ideal). Esquema de Kain e Fritsch [1993] na Grade 27 km (caso real)
Física da irradiância	Parametrização de transferência radiativa atmosférica
Física de superfície	Esquema tTEB para cobertura urbana e modelo Force restore de duas camadas para a cobertura de vegetação

Tabela 4.4 - Resumo da configuração básica do modelo para os experimentos idealizado e real.

O segundo conjunto de simulações consiste de dois experimentos sob condições reais do evento de tempestade convectiva que ocorre sobre a RMSP no dia 12 de Janeiro de 2015. O primeiro experimento de controle não leva em conta o BES urbano e considera a área urbana como cobertura de semi deserto com parâmetros biofísicos mostrados na Tabela 4.5. O segundo experimento tTEB inclui os efeitos da BES urbano e considera as propriedades da superfície urbana mostradas na Tabela 4.6. O objetivo destes experimentos foi testar o impacto das características da superfície urbana real sobre a gênese e o desenvolvimento de tempestades convectivas, como foi relatado em estudos anteriores [Lei et al., 2008, Chen et al., 2001].

Para os experimentos tTEB e de controle do caso da tempestade convectiva no dia 12 de Janeiro 2015 sobre à RMSP, foram utilizadas três grades aninhadas com espaçamento

de 27, 9 e 3 km com o mesmo ponto central (23.54°S, 46.63°W) (Fig.4.11a). A grade 1 tem 143×143 pontos horizontais, que cobre a região leste da América do Sul modelado com passo de tempo de 10 s. Os domínios de 9 e 3 km simulam as condições sinóticas e de mesoescala gerais com 143×143 pontos horizontais utilizando um passo de tempo de 6 s.

Além disso, foram selecionados 43 camadas verticais utilizando escalonamento de tangente hiperbólica vertical. O espaçamento mínimo de eixo vertical é igual a 20 m e uma altura máxima igual a 20,5 km. O sistema acoplado ARPS-tTEB foi usado para simular a região mais interna, que abrange a RMSP. A cobertura vegetal para a grade de 3 km é mostrado na Figura 4.11c.

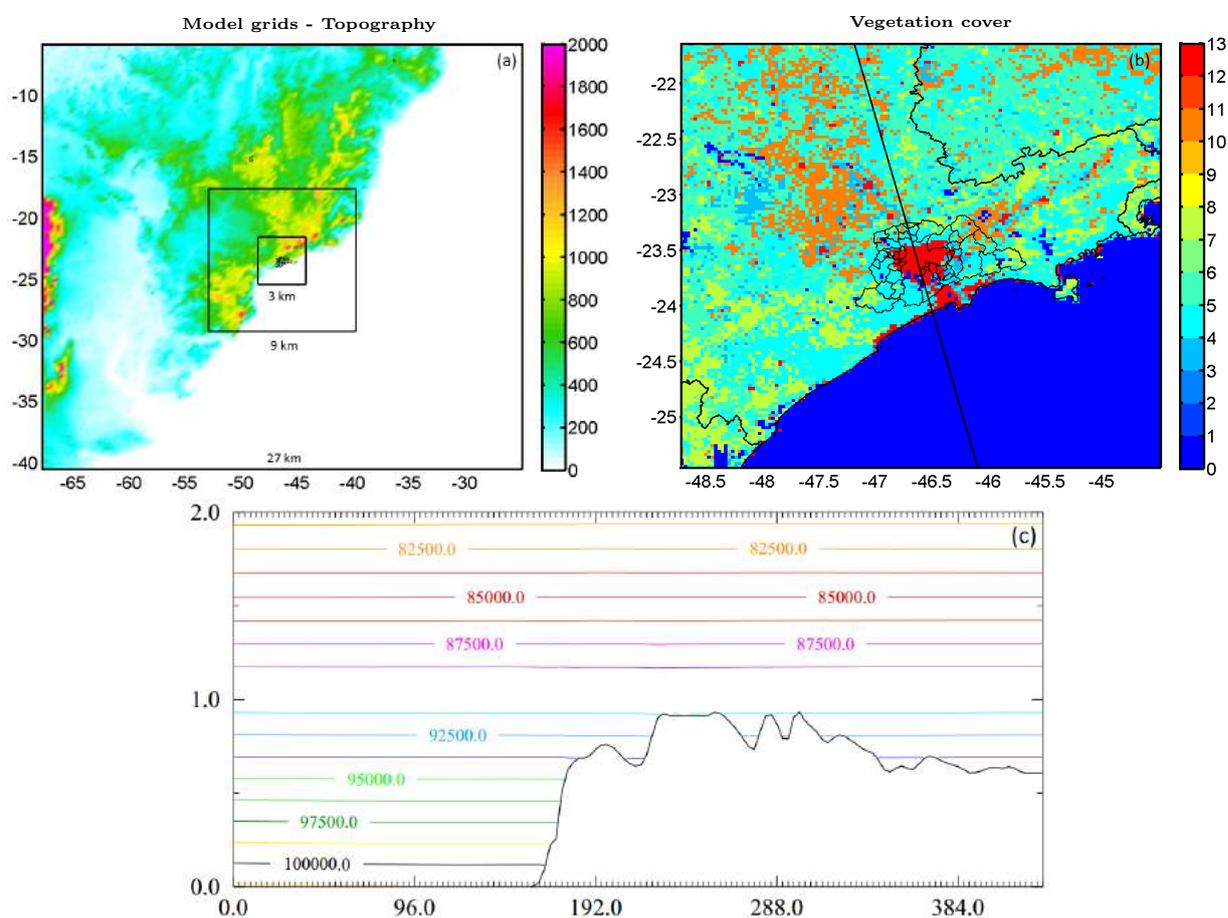


Figura 4.11: (a) Domínio das três grades do modelo utilizadas neste estudo (27, 9 e 3 km). No fundo é mostrada a topografia da região para o domínio interno (3 km). (b) Tipos de coberturas vegetais utilizadas pelo ARPS para o domínio interno (3 km) com a cobertura urbana em vermelho. (c) Seção transversal de elevação para a topografia do domínio interno (3 km) indicada pela linha preta em (b) com as isolinhas em Pa.

A inicialização do modelo foi horizontalmente não homogênea e utiliza dados para as condições iniciais e de fronteira do Sistema Global de Previsão (GFS). O GFS é um sistema

de previsão numérico de tempo global, que contém um modelo computadorizado e uma análise variacional global administrado pelo Serviço Meteorológico Nacional dos Estados Unidos (NWS), com 1° de resolução. A Tabela 4.4 mostra as opções do ARPS utilizadas nas simulações.

Para a turbulência de subgrade da camada limite, foi utilizado o esquema de fechamento TKE- 1.5. Além disso, foi utilizado o esquema microfísico de Lin et al. [1983] que inclui duas fases líquidas (nuvem e chuva) e três categorias de gelo (gelo de nuvem, neve e granizo ou graupel). O esquema pressupõe que as funções de distribuição de tamanho de partículas de chuva, neve e granizo/groupel têm uma forma exponencial e todas as partículas de gelo são de forma esférica. Os passos de tempo grande e pequeno são 6 s e 3 s, respectivamente. Considerou-se efeitos da força de Coriolis e a física de superfície com um tipo de solo arenoso e cobertura de vegetação de semi-deserto para o experimento de controle.

No presente estudo, foi utilizado a base de dados de Ecossistemas Globais (GED), que adapta parâmetros biofísicos, como o índice de área foliar, a fração de cobertura, a altura de deslocamento, o comprimento de rugosidade, o albedo e a emissividade, para modelar as porções urbanas e de vegetação dos pontos da grade. Dentro da RMSP, as classes de uso do solo da terra (GED) predominantes são pastagens, floresta decídua e semi-deserto (urbana). Os parâmetros biofísicos correspondentes a estes tipos de vegetação são apresentados na Tabela 4.5.

Parâmetro Classes	Albedo	Emissividade	Índice de área foliar	Comprimento de Rugosidade $z_o$ (m)	Altura de deslocamento $d$ (m)
Grassland - shrub cover	0.18	0.96	5.0	0.51	3.6
Grassland - tree cover	0.20	0.95	6.0	0.06	0.7
Semi-desert (urban)	0.15	0.90	4.8	0.80	1.1

Tabela 4.5 - Parâmetros bio-físicos utilizados no modelo ARPS para três diferentes tipos de cobertura vegetal. Os nomes dos tipos de cobertura vegetal são mantidos em inglês.

A fim de verificar os resultados de simulações com ARPS foram utilizados os produtos de terceira geração do reanálise do sistema de previsão climática (CFSR) fornecida pelo Centro Nacional de Previsão Ambiental (NCEP), que é um sistema de alta resolução acoplado oceano-atmosfera-terra e superfície-mar-gelo projetado para fornecer a melhor estimativa do estado destes domínios acoplados ao longo de um período de tempo. Os produtos e previsões analisados das condições atmosféricas, oceânicas e de superfície a

cada 6 horas, com resoluções horizontais de 0.2, 0.5, 1 e 2.5 graus são fornecidos desde o 1 de Janeiro de 2011 como uma extensão do CFSR. Para o presente estudo, foram utilizados os produtos com resolução horizontal de 0.5°.

Com o intuito de comparar os resultados simulados de precipitação obtidos pelo modelo ARPS, foram utilizados os produtos do sistema GPM (Global Precipitation Measurement) que é uma missão conjunta entre a JAXA e a NASA, bem como outras agências espaciais internacionais, para fazer observações de alta resolução espacial (0.1°) e temporal (a cada hora) da precipitação sobre a superfície da Terra. O GPM baseia-se nos notáveis sucessos da Missão de Medição de Precipitação Tropical (TRMM). Além disso, também foram utilizados dados de precipitação do CMORPH (técnica CPC MORPHing) que produz análises globais de precipitação com alta resolução espacial (0.25°) e temporal (três horas). Esta técnica utiliza estimativas de precipitação que foram derivadas exclusivamente de observações de microondas por satélite de baixa orbita.

A Tabela 4.5 mostra que o comprimento de rugosidade ( $z_o$ ) e o deslocamento do plano zero ( $d$ ), que afetam os fluxos de momento dentro da cobertura urbana e no primeiro nível do modelo, são demasiado pequenos para a RMSP. Para o caso de cidades regularmente construídas, verificou-se que comprimentos de rugosidade estão entre os valores de 0.7 a 1.5 m. No caso de uma elevada altura da superfície urbana, que é o caso da parte central da RMSP, Grimmond e Oke [1999] sugerem valores de comprimento de rugosidade superiores a 2.0. Como foi mencionado acima, na presente contribuição foram utilizadas as fórmulas morfométricas de Kastner-Klein e Rotach [2003] para estimar  $z_o$  e  $d$  (Eq.4.9).

Parâmetro	Urbano 1	Urbano 2	Média
Altura dos prédios (m)	50.0	5.0	10.0
Relação de aspecto dos prédios (altura/comprimento)	2.0	1.0	1.2
Relação de aspecto do cânion (altura/largura)	3.0	0.5	0.9
Fração de área coberta por material artificial	0.9	0.8	0.8
Fração de área coberta por prédios	0.9	0.8	0.8
Liberção de calor sensível do tráfego ( $W m^{-2}$ )	30.0	20.0	21.0
Liberção de calor latente de tráfego ( $W m^{-2}$ )	7.0	5.0	5.3
liberção de calor sensível industrial ( $W m^{-2}$ )	20.0	30.0	28.5
liberção de calor latente industrial ( $W m^{-2}$ )	40.0	50.0	48.5

Tabela 4.6 - Diferenças entre os parâmetros das duas áreas urbanas e os valores médios utilizados no experimento tTEB das simulações com ARPS.

De acordo com Flores R. et al. [2016], a área urbana da RMSP tem uma área total igual a 2700 km<sup>2</sup>, refletindo o aumento do processo de urbanização no Brasil [IBGE, 2011].

Para obter uma ICU mais realista, Tarifa e Azevedo [2001] dividiu a RMSP em duas classes de uso do solo diferentes: tipo urbano 1, que contém predominantemente prédios de grande altura e cobre aproximadamente 400 km<sup>2</sup> e tipo urbano 2 que contém principalmente regiões residenciais e industriais e cobre aproximadamente 2300 km<sup>2</sup> (Tabela 4.6). Estas duas regiões são definidas a partir das imagens do LANDSAT-5 e são classificadas de acordo com as categorias originais de cobertura do solo fornecidos pela ‘International Geosphere-Biosphere Programme’ (IGBP). Utilizando essas duas classes de tipos urbanos, calculou-se um conjunto de valores médios proporcionais às áreas urbanas para cada um dos parâmetros apresentados na Tabela 4.6.

Informações relativas a imóveis, materiais de ruas e geometria média da área urbana são necessários no esquema tTEB. Alguns valores para materiais de construção são encontrados em Masson [2000] e Oke [1987] (Tabela 4.2). O presente estudo não utiliza variações dos parâmetros no esquema tTEB, que harmoniza as condições médias da cobertura urbana. Tipos de cobertura não-urbanas no domínio do modelo são sempre parametrizados via o esquema ‘Force Restore’ [Noilhan e Planton, 1989]. Ressalta-se que os valores médios da Tabela 4.6 foram utilizadas principalmente para a configuração do modelo e tem um grau aceitável de aproximação. Ressalta-se também a necessidade de dados mais atualizados de morfologia urbana disponível para os modelos urbanos.

Por outro lado, Lei et al. [2008], através do acoplamento do modelo de mesoescala RAMS com um esquema de balanço de energia urbana explícito (TEB), concluiu que a cobertura urbana por si só não é a principal razão para o aumento de precipitação; em vez disso, foi a combinação dos campos da temperatura da superfície marítima (TSM) atualizados a partir dos dados do TRMM e dos efeitos urbanos simulados pelo modelo TEB, que criou gradientes mais realistas que mantiveram com precisão a zona de convergência sobre Mumbai, na Índia. Seguindo essa investigação, os dados padrão de TSM utilizados no ARPS obtidos com o modelo GFS (com resolução de 1°) foram substituídos com os dados diários de TSM do ‘Tropical Rainfall Measurement Mission’ (TRMM) (0.25°) para a simulação da tempestade do dia 12 de Janeiro de 2015 sobre a RMSP. Em comparação com os dados do GFS, os dados do TRMM mostram TSM inferiores e maiores gradientes de TSM em torno da costa do Estado de São Paulo, como é observado na Figura 4.12. Estas diferenças do TSM podem criar um gradiente de temperatura realista que mantém a zona de convergência sobre a RMSP.

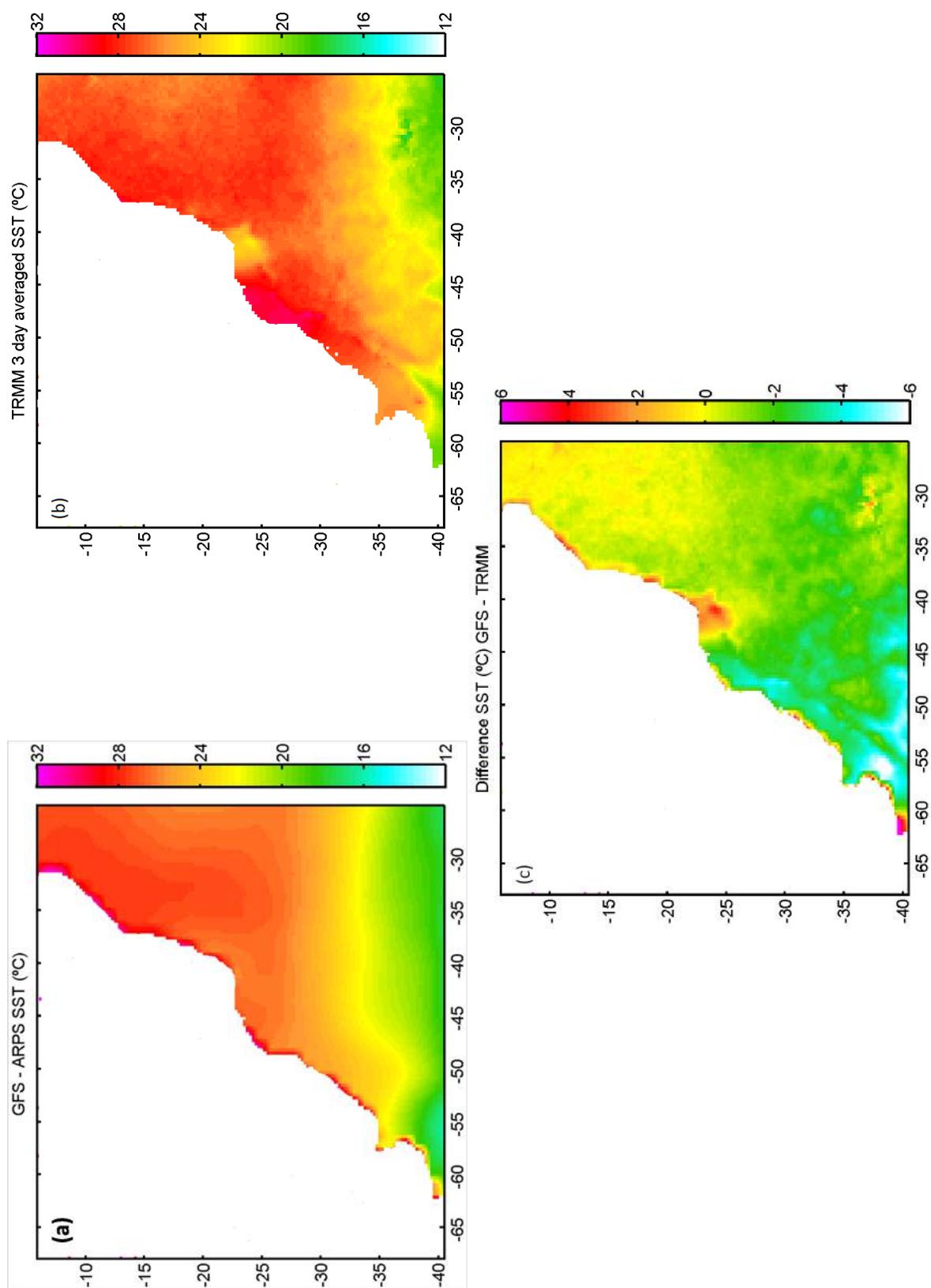


Figura 4.12: Comparação entre as condições iniciais de temperatura da superfície do mar para a grade de 27 km. (a) Campos de temperatura do mar do modelo GFS (°C) para o dia 12 de Janeiro de 2015. (b) Dados de temperatura do mar do TRMM (°C) para o dia 12 de Janeiro de 2015 e (c) Diferença entre os dois campos de temperatura do mar.

## 4.8 Índices estatísticos

Vários índices foram utilizados para verificar os resultados das simulações. Precipitação acumulada superior a um limiar específico foi avaliada em termos dos elementos de uma tabela de contingência  $2 \times 2$  (Table 4.7) juntamente com uma possível gama de valores [Tartaglione, 2009]. A tabela de contingência precisa de valores de observações e previsões. Assim, os resultados simulados (ARPS) e os dados de satélites (CMORPH e GPM) foram projetados na mesma grade de verificação.

Os limiares adequados ( $q$ ) são utilizados para converter os valores de precipitação observados pelos satélites ( $O_r$ ) e previstos pelo modelo de previsão ( $M_r$ ) em campos binários  $I_o$  e  $I_M$ , respectivamente (Eq.4.9). Todos os pixels que ultrapassam este limiar têm um valor de 1 e todos os outros um valor de 0. Foi utilizado o limiar ( $q$ ) do percentil 50th (mediana) para selecionar os 50% valores mais elevados de precipitação observados e previstos para comparação. A finalidade de fazer isto é remover o viés em quantidade de precipitação para focalizar a precisão espacial da previsão.

		Observação (r)		Total
		Sim	Não	
Previsão (f)	Sim	Acerto (a)	Falso alarme (b)	a + b
	Não	Ausente (c)	Negativo correto (d)	c + d
Total		a + c	b + d	N = a + b + c + d

Tabela 4.7 - Tabela de contingência utilizada para obter os índices estatísticos.

$$I_o = \begin{cases} 1, & O_r \geq q \\ 0, & O_r \leq q \end{cases} \quad I_M = \begin{cases} 1, & M_r \geq q \\ 0, & M_r \leq q \end{cases} \quad (4.9)$$

De acordo com Baldwin e Kain [2005], a ‘Probability of detection’ (POD) é a fração da região observada que foi corretamente previsto, e poder variar de 0 até 1. O ‘Threat score’ (TS) é a fração da união das áreas observadas e previstas que foram corretamente previstas e também varia de 0 até 1. A ‘Equitable threat score’ (ETS) ajusta o ‘Threat score’ para remover o tamanho esperado da área de previsão correta devido a chance aleatória. Este ajuste permite que a pontuação seja menor que zero; de fato o valor mínimo de ETS é igual a  $-1/3$  é encontrado quando os elementos ‘b’ e ‘c’ da tabela de contingência  $2 \times 2$  (Tabela 4.7) são iguais.

A ‘True skill statistic’ (TSS) é equivalente à ‘Probability of detection’ (POD) menos a probabilidade de falsa detecção (POFD =  $b/(b+d)$ ). POFD é a proporção da área de falso alarme para a região do domínio que não observou o evento, que também é conhecida como a taxa de falsos alarmes, TSS é equivalente ao valor econômico relativo máximo que pode ser obtido a partir de um sistema de previsão se a relação custo-perda é igual à frequência do evento e poder variar de -1 até 1.

Outro indicador estatístico foi proposto por Mesinger e Brill [2004], conhecido como o ‘bias-adjusted threat score’ (TSA). O TSA ajusta o ‘Threat score’ para ter em conta o impacto do viés, com o objetivo declarado de fornecer informações sobre a precisão da colocação de eventos de previsão. O TSA é maximizado para  $c=0$  (POD=1). Para uma previsão imparcial (Bias=1), o TSA e o TS são equivalentes, desde que  $b=c$  quando  $B=1$  (Tabela 4.8).

Índice	Definição	Alcance
Probability of detection	$POD = \frac{a}{a+c}$	$0 \leq POD \leq 1$
Threat score	$TS = \frac{a}{a+b+c}$	$0 \leq TS \leq 1$
Equitable threat score	$ETS = \frac{a - a_{rand}}{a+b+c - a_{rand}}$ $a_{rand} = (a+b)(a+c)/N$	$-1/3 \leq ETS \leq 1$
True skill statistic	$TSS = \frac{a}{a+c} - \frac{b}{b+d}$	$-1 \leq TSS \leq 1$
Bias-adjusted threat score	$TSA = \frac{(a+c)^{1/B} - c^{1/B}}{(a+c)^{1/B} + c^{1/B}}$ $B = \frac{a+b}{a+c}$	$-1 \leq TSA \leq 1$
Odds ratio skill score	$ODDS = \frac{ad-bc}{ad+bc}$	$-1 \leq ODDS \leq 1$

Tabela 4.8 - Definição de indicadores de desempenho estatístico.

#### 4.9 Estimativa Bayesiana com a distribuição t-Student

Para avaliar a similaridade entre séries temporais de estimativas de precipitação de modelos e de radar, foi implementada a ‘Bayesian Estimation Supersedes the t Test’ desenvolvido por Kruschke [2013]. A estimativa bayesiana para dois grupos de dados fornece distribuições completas de valores críveis para as médias do grupo e sua diferença, para os desvios padrão e sua diferença e para parâmetro de tamanho efetivo. O método lida com valores atípicos. O primeiro passo desta análise estatística é especificar um modelo descritivo para os dados.

A fim de acomodar os valores atípicos, os dados foram analisados com a distribuição t-Student para ambos grupos de dados, devido a que tem caudas mais altas do que a distribuição normal. Os parâmetros utilizados pelo método Bayesiano são: as diferenças dos parâmetros médios ( $\mu_1 - \mu_2$ ) que descreve a magnitude da diferença entre a tendência central dos grupos e a diferença dos parâmetros de desvio padrão ( $\sigma_1 - \sigma_2$ ) que descreve a magnitude da diferença entre a variabilidade dos grupos. O objetivo principal deste método é estimar essas magnitudes e avaliar a incerteza entre essas estimativas. O método Bayesiano fornece respostas para ambos objetivos simultaneamente.

Em resumo, o modelo descreve os dados com cinco parâmetros: média e desvio padrão para cada grupo e um parâmetro normalmente compartilhado pelos grupos. A alocação anterior de credibilidade através do espaço de cinco parâmetros é muito vaga e ampla, de modo que os dados dominam a inferência Bayesiana, porque a anterior tem mínima influência sobre a estimativa. A estimativa Bayesiana realocará a credibilidade dos valores dos parâmetros para acomodar melhor os dados observados. A distribuição resultante é uma distribuição conjunta entre os cinco parâmetros, revelando assim combinações dos cinco valores de parâmetros que são críveis, em concordância com os dados. Para cada combinação crível de médias e desvios padrão, o parâmetro de tamanho efetivo (ES) é calculado usando a seguinte equação:

$$ES = \frac{(\mu_1 - \mu_2)}{(\sigma_1^2/2 + \sigma_2^2/2)^{1/2}} \quad (4.10)$$

Assim, com base nos resultados da estimativa Bayesiana, dois grupos de dados são mais semelhantes (diferentes) se o parâmetro de tamanho do efeito for menor (maior). Os resultados de precipitação de ambos experimentos (tTEB e controle) foram comparados com os valores de precipitação estimados pelo radar meteorológico de São Paulo, os resultados desta comparativa são apresentados na Seção 5.6.6.

## Análise dos Resultados

### 5.1 Padrões espaciais e temporais de TSS

A Figura 5.1a mostra a distribuição espacial de média mensal diurna de TSS sobre América do Sul para o mês de Janeiro 2001 (verão) obtidos do produto MOD11C1 TSS do MODIS com  $0,05^\circ$  de resolução. Para este mês, as regiões de mais alta TSS estão localizadas ao redor dos  $40^\circ\text{S}$  de latitude sobre a região sul da Argentina com temperaturas próximas de  $42^\circ\text{C}$  e sobre o noreste do Brasil ao redor dos  $5^\circ\text{S}$  de latitude com temperaturas próximas de  $38^\circ\text{C}$ .

A costa oeste da América do Sul próximo do oceano Pacífico que se estende desde  $10^\circ\text{S}$  até  $40^\circ\text{S}$  é coberto por desertos e também apresentam altas temperaturas próximas de  $42^\circ\text{C}$ . As regiões de baixa TSS estão localizadas ao longo da cordilheira dos Andes no lado oeste de Sul-américa entre  $80^\circ\text{W}$  e  $70^\circ\text{W}$  de longitude e entre  $10^\circ\text{S}$  e  $20^\circ\text{S}$  de latitude. A região sul do Chile em torno de  $55^\circ\text{S}$  de latitude também mostra baixas temperaturas próximas a  $6^\circ\text{C}$ .

Os pixels de áreas urbanas foram obtidas a partir dos dados de cobertura do solo do MODIS com resolução de 5 km. A variação diurna de TSS urbana ao longo da latitude e longitude para o mês de Janeiro 2001 são mostradas nas Figuras 5.1b e 5.1c, respectivamente. A mais alta densidade de pontos urbanos estão localizados na Região Sudeste do Brasil, como se observa nos quadros destacados de todas as figuras. Para esta região, o TSS urbana máxima ao longo da latitude se encontra próximo de  $42^\circ\text{C}$  e a mínima próxima de  $10^\circ\text{C}$  que corresponde a cidades localizadas na cordilheira dos Andes em torno  $16^\circ\text{S}$ . Ao longo da longitude, o máximo TSS é próximo de  $38^\circ\text{C}$  e a mínima próximo de  $20^\circ\text{C}$ .

Em conseqüência, mesmo no mesmo mês, as áreas urbanas das regiões tropicais da

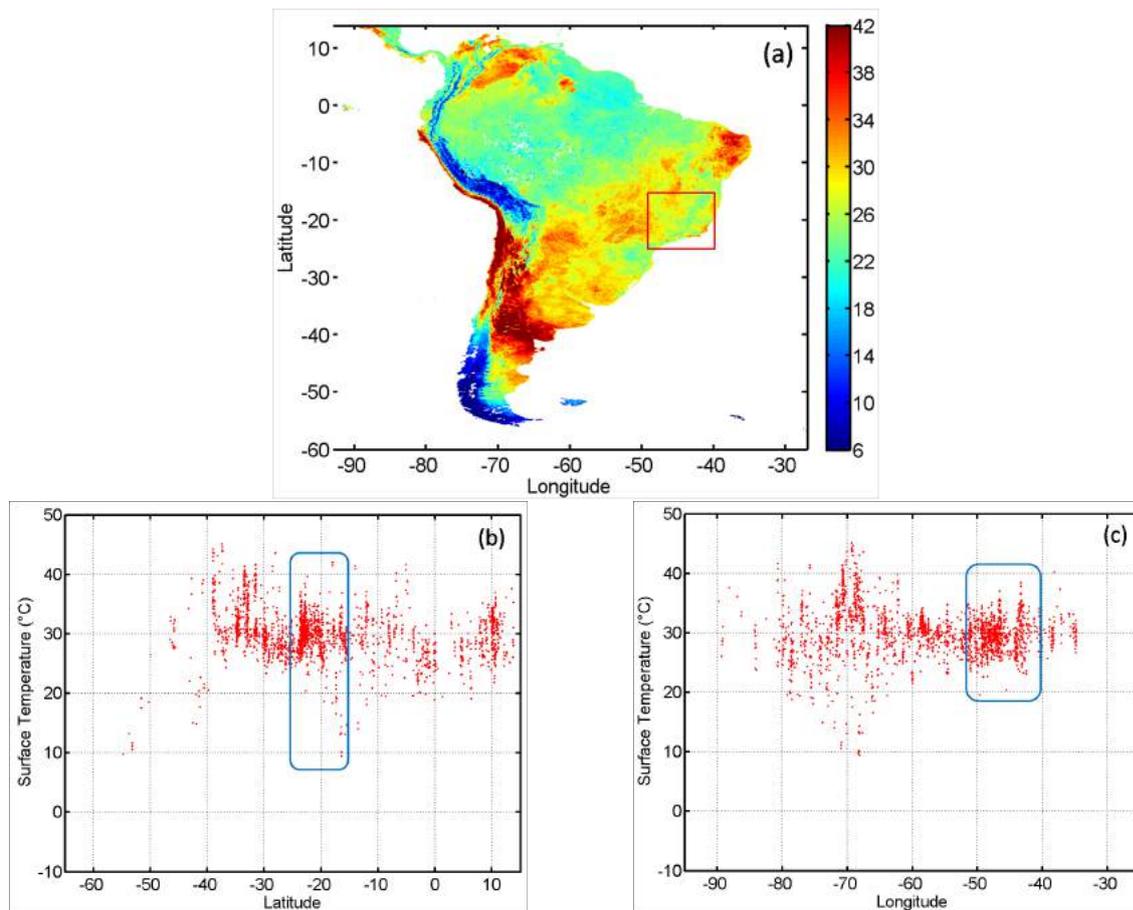


Figura 5.1: (a) Distribuição espacial da média mensal diurna de TSS sobre América do Sul para o mês de Janeiro 2001, obtidos com o produto MOD11C1 do MODIS. Os dados têm um espaçamento de grade de  $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ . Variações de (b) latitude e (c) longitude de médias mensal diurna de TSS urbana ( $T_{skin}$ ) para o mês de Janeiro 2001 (verão). As áreas urbanas são obtidas com o produto de tipo de cobertura do MODIS com resolução espacial de 5 km. As áreas enquadradas correspondem à região Sudeste do Brasil ( $14^\circ\text{S}$  to  $25^\circ\text{S}$ ,  $40^\circ\text{W}$  to  $50^\circ\text{W}$ ).

América do Sul apresentam grande amplitude térmica causada por vários fatores, como a variação na absorção da radiação solar, a variação de altitude, proximidade a influências oceânicas e secura das superfícies subjacentes. As mais altas amplitudes térmicas urbanas são observadas ao longo de  $70^\circ\text{W}$  para cidades localizadas ao longo dos Andes e nas regiões desérticas com valores máximos próximos a  $45^\circ\text{C}$  e mínimos próximos de  $10^\circ\text{C}$ . A região sudeste do Brasil apresenta valores mínimos de TSS próximos de  $20^\circ\text{C}$  e máximos próximos de  $40^\circ\text{C}$  (Fig.5.1c).

A Figura 5.2a mostra a distribuição espacial da média mensal diurna de TSS para a América do Sul para o mês de Junho 2001 (inverno). A distribuição de TSS mostra um comportamento sazonal com mudanças significativas mais em latitudes altas e menos significativas em latitudes tropicais. Sobre a cordilheira dos Andes, em torno de  $20^\circ\text{S}$ , a TSS

apresenta valores mais altos ( $\sim 24^{\circ}\text{C}$ ) que no verão (Janeiro) ( $\sim 14^{\circ}\text{C}$ ). Este comportamento é provavelmente causado pelas altas altitudes e pelas condições climáticas secas sem nuvens na estação do inverno, em contraste com condições de chuva e nebulosidade que prevalecem na temporada de verão nessa região.

A variação de média mensal de TSS urbana ao longo da latitude e longitude para o mês de Junho 2001, são mostrados nas Figuras 5.2b e 5.2c, respectivamente. Para latitudes extra-tropicais ( $> 30^{\circ}\text{S}$ ), existe um decréscimo contínuo e significativo do TSS urbano alcançando valores negativos em torno de  $50^{\circ}\text{S}$  (Fig.5.2b). Como no mês de Janeiro, as amplitudes térmicas urbanas mais elevadas são observadas em torno de  $70^{\circ}\text{W}$  para cidades localizadas ao longo da cordilheira dos Andes e regiões desérticas, com valores máximos próximos a  $40^{\circ}\text{C}$  e mínimos próximos a  $-5^{\circ}\text{C}$  (Fig.5.2c). Para este mês de inverno, a região sudeste do Brasil apresenta valores mínimos de TSS próximos de  $18^{\circ}\text{C}$  e máximos próximos de  $30^{\circ}\text{C}$  (Fig.5.2c).

## 5.2 A ilha de calor urbana (ICU) superficial

Em contraste com a ICU das cidades em latitudes médias, para áreas urbanas localizadas nos trópicos e subtropicais, as ICUs são mais evidentes durante períodos diurnos no verão gerado pelo aquecimento da radiação solar sobre a cobertura urbana [Arnfield, 2003, Roth, 2007, Karam et al., 2010]. Seguindo esse comportamento, as ICUs superficiais baseados em observações de satélite, apresentam valores mais elevados durante o dia com valores máximos em áreas de grandes edifícios ou superfícies pavimentadas e valores menores durante a noite, devido a diferentes propriedades e às taxas de resfriamento [Roth et al., 1989]. A fim de mostrar as variações sazonais das ICUs sobre a RMSP, a Figura 5.3 apresenta uma evolução temporal de TSS (diurno e noturno) para três locais diferentes: centro urbano, fronteira e rural. Estes gráficos mostram valores médios de longo prazo (2001-2014) e desvios-padrão de TSS para os três locais.

A evolução temporal de TSS para períodos diurnos (Fig.5.3b) mostra uma variação sazonal bem definida em todos os pontos, com amplitudes mais altas no centro urbano e mais baixas no ponto rural. A média máxima de TSS para este período foi observada no mês de Novembro no centro urbano ( $36^{\circ}\text{C}$ ) e na fronteira ( $31^{\circ}\text{C}$ ) e no mês de Dezembro ( $25,5^{\circ}\text{C}$ ) no ponto rural. Valores médios mínimos são observados no mês de Junho para os três locais,

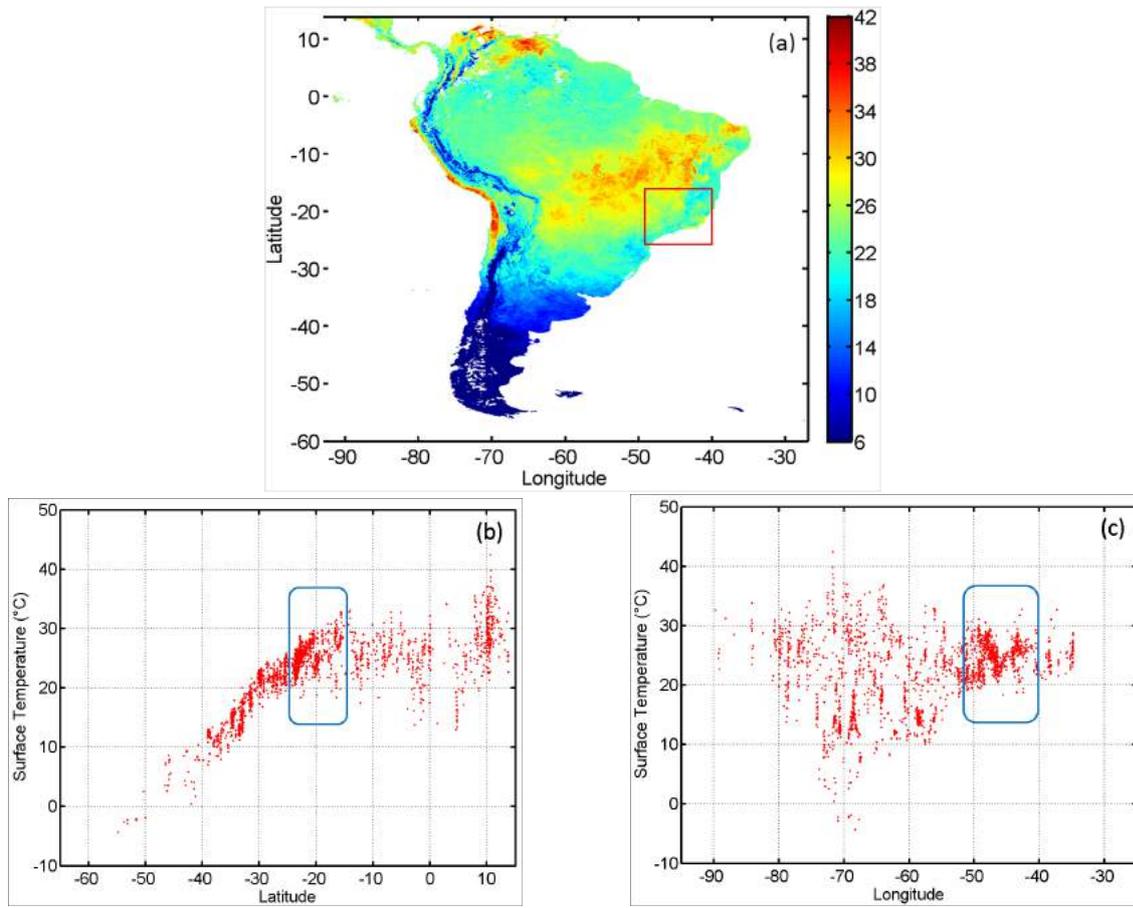


Figura 5.2: (a) Distribuição espacial da média mensal diurna de TSS sobre América do Sul para o mês de Junho 2001, obtidos com o produto MOD11C1 do MODIS. Os dados têm um espaçamento de grade de  $0,05^\circ \times 0,05^\circ$ . Variações de (b) latitude e (c) longitude de médias mensal diurna de TSS urbana ( $T_{skin}$ ) para o mês de Junho 2001 (verão). As áreas urbanas são obtidas com o produto de tipo de cobertura do MODIS com resolução espacial de 5 km. As áreas enquadradas correspondem à região Sudeste do Brasil ( $14^\circ\text{S}$  to  $25^\circ\text{S}$ ,  $40^\circ\text{W}$  to  $50^\circ\text{W}$ ).

centro urbano ( $24^\circ\text{C}$ ), fronteira ( $22^\circ\text{C}$ ) e rural ( $19^\circ\text{C}$ ). Em períodos noturnos, a evolução temporal de TSS (Fig.5.3c) mostra uma variação sazonal com amplitudes similares para todos os locais, com valores máximos no mês de Fevereiro para o centro urbano ( $14,5^\circ\text{C}$ ) e no mês de Junho para a fronteira ( $13^\circ\text{C}$ ) e o ponto rural ( $14^\circ\text{C}$ ).

Estes resultados mostram uma amplitude térmica importante sobre a RMSP para os pontos dentro da área urbana, que poder ser estimada a partir das diferenças de TSS para o centro urbano e o ponto na fronteira. A amplitude térmica sobre a área urbana para períodos diurnos é aproximadamente igual a  $5^\circ\text{C}$ , nos meses de verão e próximos de  $2^\circ\text{C}$  para meses de inverno. Para períodos noturnos, a amplitude térmica da área urbana é reduzida, com valores próximos de  $3^\circ\text{C}$  nos meses de inverno a próximos de  $1^\circ\text{C}$  nos meses de verão. Além disso, a máxima intensidade da ICU superficial para períodos diurnos,

obtida pela diferença de TSS entre o centro urbano e o ponto rural, é próxima de  $9^{\circ}\text{C}$  para meses de verão e próxima de  $4^{\circ}\text{C}$  nos meses de inverno (Fig.5.3b).

As intensidades das ICUs para períodos noturnos é consideravelmente reduzida com valores próximos de  $1^{\circ}\text{C}$  para meses de verão e próximos de  $2^{\circ}\text{C}$  nos meses de inverno (Fig.5.3c). Além disso é possível observar uma inversão de temperatura entre os pontos rural e de fronteira principalmente durante os meses de inverno. Para estes meses, o ponto de fronteira apresenta temperaturas mais baixas ( $\sim 13^{\circ}\text{C}$ ) do que o ponto rural ( $\sim 14^{\circ}\text{C}$ ). Isto poder ser explicado pelo fato do que áreas pouco urbanizadas com ausência de edifícios altos, características das regiões de fronteira, podem experimentar um maior resfriamento radiativo do que algumas áreas rurais.

### 5.3 Intensidades da ICU em períodos diurnos

Tal como mostram as Figuras 4.6a e 4.7a, a localização da máxima intensidade da ICU superficial para períodos diurnos coincidiu aproximadamente com áreas fortemente urbanizadas encontradas na região do centro da RMSP e na região centro-oeste da RMRJ, respectivamente. Em geral, observa-se que ambas cidades têm temperaturas de superfície significativamente mais elevadas durante o dia, em comparação com as temperaturas das áreas vegetadas rurais relativamente úmidas circundantes. Este comportamento é principalmente devido a que áreas urbanizadas são caracterizados pelo baixo albedo e pela secura das superfícies [Tran e Yasuoka, 2005].

Os resultados da média diurna para as intensidades e extensões espaciais das ICUs superficiais de longo prazo (2001-2014) para todos os meses sobre a RMSP, utilizando o método de Streutker, descrito na Seção 4.3, são apresentados na Tabela 5.1. A mais alta intensidade da ICU para períodos diurnos ocorreu no mês de Novembro ( $10,69^{\circ}\text{C}$ ) e a mais baixa foi observada em Julho ( $4,59^{\circ}\text{C}$ ). A máxima área de impacto foi observada no mês de Setembro ( $4852,91\text{ km}^2$ ) e a mínima em Maio ( $1420,77\text{ km}^2$ ). A Tabela 5.1 também mostra o coeficiente de correlação (R-square) do ajuste gaussiano, com valores próximos de 0.55 para os meses de verão-primavera e próximos de 0,45 para meses de inverno-outono. Estes resultados destacam a variação sazonal da intensidade da ICU e das áreas de impacto.

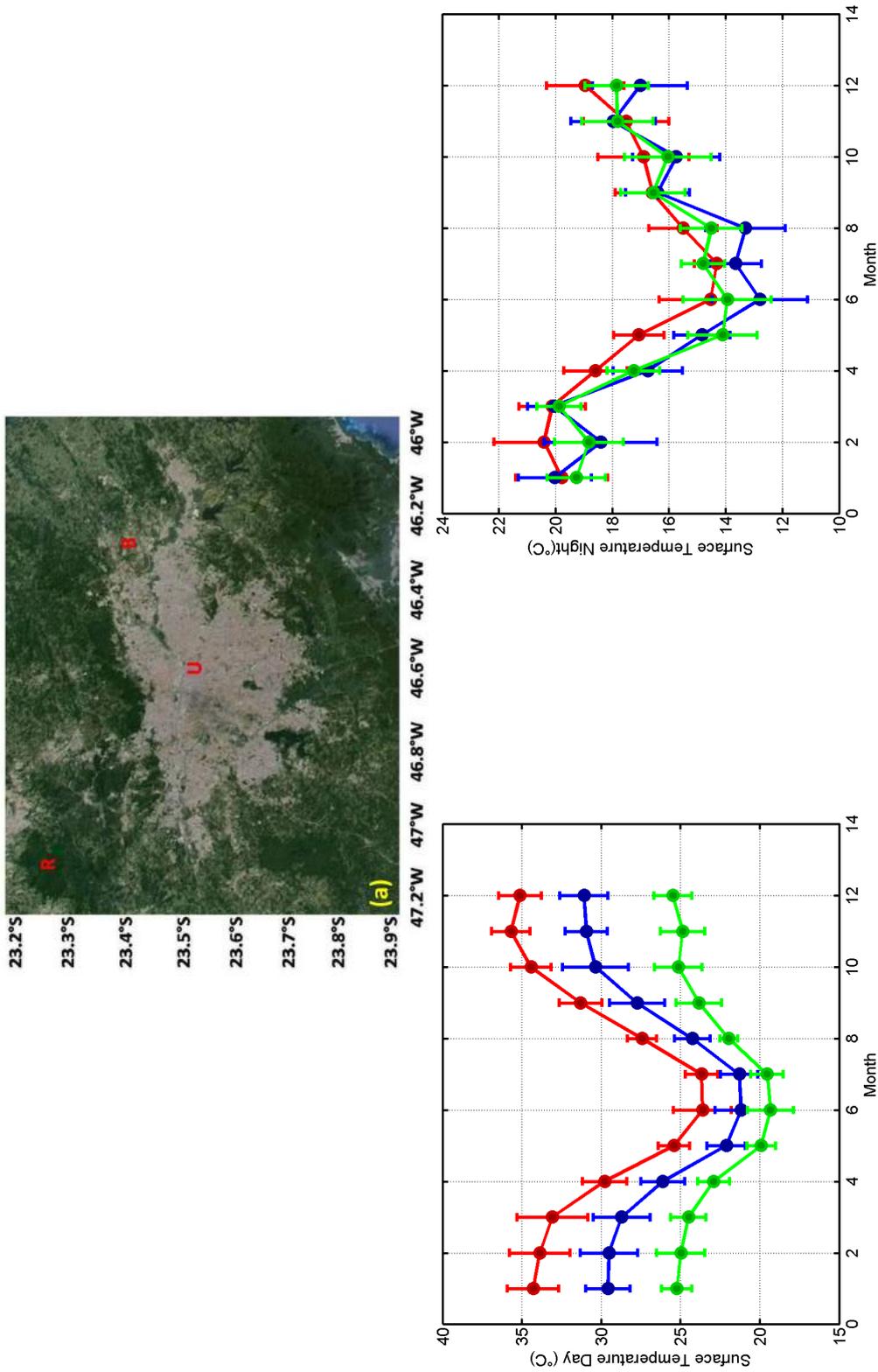


Figura 5.3: (a) O domínio espacial da RMSP e evolução temporal de TSS para períodos (b) diurnos e (c) noturnos sobre a RMSP para o centro urbano (23,31°S,46,99°W,777 m) (linha vermelha), a fronteira (23,42°S,46,37°W, 788 m) (linha azul) e o ponto rural (23,31°S,46,99°W, 936 m) (linha verde). Os gráficos mostram valores médios e desvios padrão de longo prazo (2001-2014) para estas variáveis.

Mês	SUHI - Streutker (°C) - RMSP					
	T <sub>o</sub> (°C) - Rural	A <sub>o</sub> (°C)	a <sub>x</sub> <sup>1</sup> (km)	a <sub>y</sub> <sup>1</sup> (km)	Área de impacto (km <sup>2</sup> )	R-Square
Janeiro	23,7±1,4	10,0±1,2	72,1±16,4	32,0±6,5	1813,7±106,4	0,55
Fevereiro	24,5±1,6	10,0±0,6	62,2±13,4	30,4±6,6	1487,3±88,4	0,62
Março	23,5±1,4	9,5±1,1	60,3±12,7	31,2±6,0	1475,7±76,5	0,63
Abril	21,9±1,1	7,1±1,6	67,4±15,1	33,8±7,4	1787,6±111,5	0,48
Mai	18,9±0,9	6,2±0,8	59,9±9,4	30,2±4,1	1420,8±38,5	0,45
Junho	18,5±1,5	4,7±0,8	61,9±13,0	32,1±11,1	1560,8±144,3	0,44
Julho	18,5±0,9	4,6±0,5	64,2±17,4	33,4±9,7	1685,1±168,4	0,42
Agosto	20,8±0,7	5,8±0,7	95,9±18,3	46,6±12,8	3507,6±235,6	0,46
Setembro	22,4±1,5	8,1±0,7	117,5±15,6	52,6±10,8	4852,9±169,4	0,48
Outubro	23,9±1,6	10,0±0,7	108,1±17,7	47,0±12,0	3991,4±211,6	0,50
Novembro	23,9±1,4	10,7±0,8	90,8±10,4	41,0±8,2	3727,3±84,8	0,51
Dezembro	24,5±1,2	9,8 ±2,4	71,1±13,9	32,9±7,4	1835,7±102,4	0,56

Tabela 5.1 - Médias diurnas mensais com desvios padrão das intensidades e áreas de impacto da ICU para a RMSP utilizando o método desenvolvido por Streutker [2002]. A Tabela mostra: a temperatura média da área rural: T<sub>o</sub> (°C), a intensidade da ICU superficial: a<sub>o</sub> (°C), a extensão longitudinal a<sub>x</sub><sup>1</sup> (km), a extensão latitudinal a<sub>y</sub><sup>1</sup> (km), a área de impacto (km<sup>2</sup>) e o R-square do ajuste gaussiano.

Além disso, os resultados da média diurna para as intensidades e extensões espaciais das ICUs superficiais de longo prazo (2001-2014) para todos os meses sobre a RMRJ, utilizando o método de Streutker são apresentados na Tabela 5.2. Os valores mais altos da intensidade da ICU para períodos diurnos ocorreu no mês de Novembro (6,40°C) e a mais baixa intensidade da ICU no mês de Junho (4,03°C). A máxima área de impacto foi observada no mês de Setembro (1272,91 km<sup>2</sup>) e a mínima em Julho (562,04 km<sup>2</sup>). Estes resultados destacam a variação sazonal da intensidade da ICU e das áreas de impacto. A Tabela 5.2 também mostra o coeficiente de correlação (R-square) do ajuste gaussiano, com valores próximos de 0,45 para todos os meses. Estes resultados destacam a variação sazonal da intensidade da ICU e das áreas de impacto.

Para a RMSP, os resultados da estimativa das intensidades da ICU utilizando o método estatístico de quantis (Seção 4.4) são mostradas na Tabela 5.3. O mais alto valor do máximo quantil (Q<sub>5</sub>) para a TSS urbana foi observada em Novembro (35,51°C) e o mais baixo em Junho (23,34°C). O máximo valor da mediana rural de TSS (Q<sub>3</sub>), foi observada no mês de Dezembro (25,40°C) e o mínimo em Junho (18,67°C). Intensidades diurnas da ICU superficial, obtidas com a equação 4.3, mostra valores máximos no mês de Novembro (10,35°C) e mínimos em Julho (4,65°C).

Comparando os resultados de intensidades da ICU superficial utilizando ambos métodos (Tables 5.1 e 5.3), é observado um alto nível de concordância entre eles. A Figura 5.4a mostra o gráfico de dispersão entre os dois métodos para todos os meses. A inclinação da linha reta que ajusta os dados é igual a 1,04, a interceptação é igual a 0,04 e o índice de

SUHI - Streutker (°C) - RMRJ						
Mês	T <sub>o</sub> (°C) - Rural	A <sub>o</sub> (°C)	a <sub>x</sub> <sup>1</sup> (km)	a <sub>y</sub> <sup>1</sup> (km)	Área de impacto (km <sup>2</sup> )	R-Square
Janeiro	26,1±1,5	6,0±1,4	50,5±5,3	22,7±1,7	654,8±152,1	0,44
Fevereiro	26,5±1,8	5,7±1,3	52,8±5,4	22,2±1,7	920,4±124,2	0,45
Março	25,3±1,4	5,4±0,6	51,1±4,5	22,0±1,1	772,7±162,1	0,44
Abril	23,3±1,3	5,1±0,4	52,1±3,4	21,8±0,9	758,5±155,3	0,47
Mai	20,7±0,9	4,5±0,6	50,5±2,9	20,2±1,2	586,6±113,1	0,43
Junho	20,3±1,3	4,0±0,3	47,8±3,0	19,5±0,9	734,4±65,1	0,42
Julho	21,1±1,1	4,5±0,3	49,3±3,7	20,2±1,1	562,0±125,5	0,44
Agosto	23,8±1,2	5,5±0,4	53,6±2,2	20,9±1,1	635,1±105,3	0,47
Setembro	26,5±1,8	6,2±1,2	67,8±6,4	21,5±1,7	1272,2±125,6	0,47
Outubro	28,5±2,9	6,2±1,9	57,1±4,1	23,6±1,3	1054,8±78,5	0,44
Novembro	26,9±1,6	6,4±1,4	53,3±4,8	22,9±1,1	960,3±90,2	0,45
Dezembro	26,8±1,3	5,8±0,8	49,2±5,5	22,6±2,4	733,1±135,6	0,43

Tabela 5.2 - Médias diurnas mensais com desvios padrão das intensidades e áreas de impacto da ICU para a RMRJ utilizando o método desenvolvido por Streutker [2002]. A Tabela mostra: a temperatura média da área rural: T<sub>o</sub> (°C), a intensidade da ICU superficial: a<sub>o</sub> (°C), a extensão longitudinal a<sub>x</sub><sup>1</sup> (km), a extensão latitudinal a<sub>y</sub><sup>1</sup> (km), a área de impacto (km<sup>2</sup>) e o R-square do ajuste gaussiano.

Mês	TSS urbana (°C) - RMSP		TSS rural (°C) - RMSP		ICU diurna (°C)
	Q <sub>3</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>3</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>5</sub> <sup>urbana</sup> - Q <sub>3</sub> <sup>rural</sup>
Janeiro	28,8±1,9	34,7±1,5	24,7±1,6	27,8±2,1	10,1±0,9
Fevereiro	29,4±2,1	34,4±1,7	25,0±1,7	27,7±2,0	9,4±0,6
Março	28,3±1,7	32,9±1,4	24,1±1,8	26,6±2,2	8,8±0,6
Abril	25,8±1,2	29,4±1,3	22,3±1,7	24,7±2,0	7,1±0,4
Mai	22,0±0,9	25,3±0,9	19,2±1,1	21,7±1,4	6,1±0,7
Junho	20,9±1,5	23,3±1,7	18,7±1,7	20,9±1,8	4,7±0,5
Julho	21,2±0,9	23,5±0,9	18,8±0,9	21,2±1,1	4,6±0,2
Agosto	24,2±0,8	27,2±0,9	21,3±1,2	24,3±1,3	5,8±0,5
Setembro	27,4±1,5	30,9±1,3	23,6±1,4	27,2±1,8	7,4±0,7
Outubro	29,7±1,8	34,3±1,2	25,1±2,6	29,1±2,8	9,2±0,9
Novembro	30,2±1,4	35,5±1,1	25,1±1,6	29,1±2,1	10,4±0,5
Dezembro	30,1±1,5	35,4±1,4	25,4±1,9	28,7±2,4	9,9±0,8

Tabela 5.3 - Médias mensais diurnas de TSS (°C) de longo prazo (2001-2014) com desvios padrão para áreas urbanas e rurais. Também são mostradas as intensidades da ICU superficial (°C) com resolução de 5 km para a RMSP utilizando o método de quantis. A tabela mostra os valores médios (Q<sub>3</sub>) e do quantil 0,95 (Q<sub>5</sub>).

correlação é igual a 0,81. Esta similaridade pode ser observada na Figura 5.5a, que mostra a comparação entre a evolução temporal da ICU superficial com desvios padrão utilizando os métodos de Streutker e de quantis.

Para a RMRJ, os resultados da estimativa das intensidades da ICU utilizando o método estatístico de quantis (Seção 4.4) são mostradas na Tabela 5.3. O mais alto valor do máximo quantil (Q<sub>5</sub>) para a TSS urbana foi observada em Novembro (35,17°C) e o mais baixo em Junho (26,01°C). O máximo valor da mediana rural de TSS (Q<sub>3</sub>), foi observada no mês de Dezembro (27,41°C) e o mínimo em Junho (21,29°C). Intensidades diurnas da ICU superficial, obtidas com a equação 4.3, mostra valores máximos no mês de Fevereiro (7,87°C) e mínimos em Julho (4,69°C).

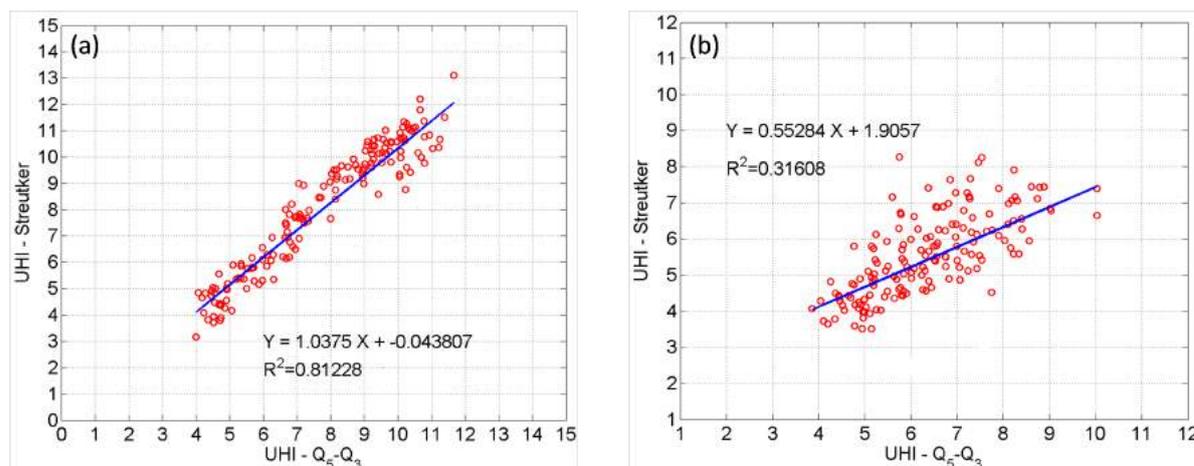


Figura 5.4: Gráfico de dispersão da intensidade de ICU em períodos diurnos, obtido com o método de Streutker vs intensidade da ICU com a diferença de quantis ( $Q_5^{urban} - Q_3^{rural}$ ) para a (a) RMSP e a (b) RMRJ. A linha reta é o ajuste dos mínimos quadrados para os dados com a inclinação, interceptação e índice de correlação entre os dois conjuntos de dados.

Em contraste com o caso da RMSP, a estimativa de intensidades da ICU para a RMRJ, utilizando ambos métodos (Tabelas 5.2 and 5.4) mostram diferenças importantes. Em geral, o método de Streutker subestima a intensidade da ICU em  $1,5^{\circ}\text{C}$ , em comparação com o método dos quantis para os meses de verão-primavera. A Figura 5.4b mostra o diagrama de dispersão entre ambos métodos para todos os meses. A inclinação da linha reta que ajustam os dados é igual a 0,55, a interceptação é igual a 1,90 e o índice de correlação é igual a 0,32.

Este comportamento pode ser observado na Figura 5.5b, que mostra a comparação entre e evolução temporal das intensidades de ICU com desvios padrão utilizando os métodos de Streutker e dos quantis. As causas mais importantes que geram estas diferenças, podem ser as seguintes: (1) O padrão de TSS sobre a área rural da RMRJ não se ajusta bem com o plano reto porque os pixels próximos às regiões costeiras têm temperaturas mais altas do que os pixels mais continentais. (2) O padrão de TSS sobre a área urbana da RMRJ tem pelo menos três regiões de temperaturas elevadas (Fig.4.4) e portanto, um ajuste gaussiano, não é adequado, como é mostrado na Tabela 5.2, com valores de R-square abaixo de 0,5.

Além disso, a evolução sazonal da média mensal diurna com desvios padrão da TSS urbana, rural e as intensidades da ICU para a RMSP e a RMRJ são apresentadas nas Figuras 5.5a e 5.5b, respectivamente. Destas figuras, é observado que a intensidade diurna da ICU é mais alta na RMSP para meses de verão-primavera (Outubro-Fevereiro) é ligeiramente mais baixa nos meses de inverno-outono (Maio-Setembro) em comparação com a RMRJ.

Mês	TSS urbano (°C) - RMRJ		TSS rural (°C) - RMRJ		ICU diurno (°C)
	Q <sub>3</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>3</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>5</sub> <sup>urban</sup> - Q <sub>3</sub> <sup>rural</sup>
Janeiro	30,5±1,9	34,6±2,2	26,9±1,4	31,2±1,7	7,7±1,2
Fevereiro	31,3±2,4	35,2±2,4	27,3±1,8	31,8±2,5	7,9±0,7
Março	29,8±1,9	33,0±2,2	26,1±1,6	30,2±2,3	6,9±0,9
Abril	27,5±1,1	30,3±1,2	24,1±1,3	27,7±1,5	6,2±0,3
Mai	24,9±0,9	27,2±1,1	21,8±0,7	24,9±0,8	5,5±0,7
Junho	24,1±1,3	26,0±1,4	21,3±1,2	24,2±1,3	4,7±0,4
Julho	24,4±1,0	26,4±0,9	21,8±1,0	24,8±1,3	4,7±0,4
Agosto	26,8±0,9	29,3±1,0	23,8±0,9	27,4±0,9	5,5±0,5
Setembro	28,8±1,4	31,9±1,5	25,8±1,7	30,2±1,7	6,1±0,6
Outubro	29,9±2,0	33,8±1,8	27,2±2,4	31,6±2,5	6,6±0,6
Novembro	30,1±1,9	34,4±1,8	26,9±1,5	31,6±2,2	7,4±0,7
Dezembro	30,7±1,5	34,8±1,7	27,4±1,5	31,6±2,1	7,4±1,0

Tabela 5.4 - Médias mensais diurnas de TSS (°C) de longo prazo (2001-2014) com desvios padrão para áreas urbanas e rurais. Também são mostradas as intensidades da ICU superficial (°C) com resolução de 5 km para a RMRJ utilizando o método de quantis. A tabela mostra os valores da mediana (Q<sub>3</sub>) e do quantil 0,95 (Q<sub>5</sub>).

Este fato é destacado na Figura 5.5c que mostra a evolução temporal das intensidades da ICU diurna para a RMSP e a RMRJ.

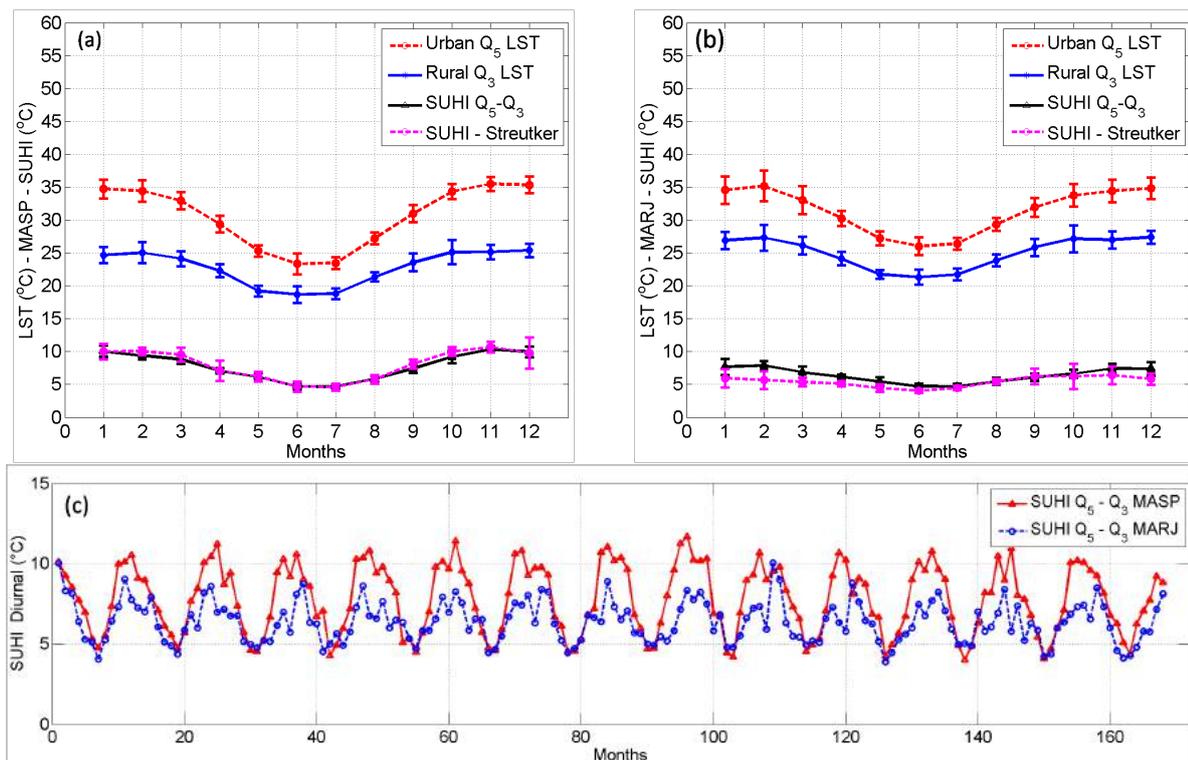


Figura 5.5: Evolução temporal da média diurna mensal de TSS (°C) de longo prazo (2001-2014) com desvios padrão em períodos diurnos da TSS urbana (Q<sub>5</sub>), TSS rural (Q<sub>3</sub>), intensidades da ICU (°C) para a (a) RMSP e a (b) RMRJ. (c) Evolução temporal das intensidades de ICU (2001-2014) para períodos diurnos, calculados com a Equação 4.3 para a RMSP e a RMRJ.

Mês	TSS urbano (°C) - RMSP		TSS rural (°C) - RMSP		(ICU noturno °C)
	Q <sub>3</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>3</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>5<sup>urbano</sup></sub> - Q <sub>3<sup>rural</sup></sub>
Janeiro	17,9±1,6	20,1±1,4	16,4±1,4	19,1±1,8	3,7±0,7
Fevereiro	19,0±1,8	20,9±1,8	17,5±1,3	19,5±1,5	3,4±0,5
Março	18,5±0,9	20,5±0,9	16,9±1,2	19,1±1,3	3,5±0,4
Abril	16,9±1,1	18,7±1,2	15,6±1,3	17,6±1,3	3,2±0,4
Mai	14,0±0,8	15,8±0,9	12,8±0,9	15,1±1,1	2,9±0,4
Junho	13,4±1,5	15,0±1,6	12,2±1,6	14,9±1,5	2,8±0,4
Julho	12,8±0,8	14,6±0,9	11,6±0,6	14,8±1,1	3,0±0,5
Agosto	13,9±1,1	15,9±1,1	12,4±1,3	14,9±1,3	3,5±0,3
Setembro	14,6±0,9	16,9±1,2	13,1±0,8	15,0±0,9	3,8±0,7
Outubro	15,5±1,1	17,6±1,5	14,0±1,5	15,9±1,6	3,6±0,5
Novembro	15,8±1,2	18,1±1,2	14,4±1,0	16,4±1,4	3,7±0,4
Dezembro	17,2±1,1	19,4±1,2	15,7±1,1	17,5±1,1	3,7±0,6

Tabela 5.5 - Média mensal diurna de TSS (°C) de longo prazo (2001-2014) com desvios padrão para regiões urbanas e rurais e intensidades noturnas da ICU (°C) para a RMSP. A tabela mostra os valores da mediana (Q<sub>3</sub>) e do quantil 0,95 (Q<sub>5</sub>).

#### 5.4 Intensidades da ICU em períodos noturnos

Durante os períodos noturnos, a média da TSS cai significativamente para o quantil 0,95 (Q<sub>5</sub>) da área urbana e para a mediana (Q<sub>3</sub>) da área rural de ambas cidades (RMSP e RMRJ) (Fig. 5.7). Para a RMSP, os resultados utilizando o método estatístico de quantis para períodos noturnos é mostrado na Tabela 5.5. O valor máximo do quantil Q<sub>5</sub> da TSS urbana foi observada no mês de Fevereiro (20,09°C) e a mais baixa no mês de Junho (15,04°C). O valor máximo da mediana rural de TSS (Q<sub>3</sub>) foi observado no mês de Fevereiro (17,47°C) e o valor mínimo no mês de Julho (11,60°C). As intensidades da ICU noturna para a RMSP obtidas com a Equação 4.3, apresenta valores máximos no mês de Dezembro (3,66°C) e valores mínimos no mês de Junho (2,82°C).

Comparando os resultados das intensidades da ICU utilizando ambos métodos para a RMSP, observa-se um nível intermediário de semelhança entre eles. A Figura 5.6a, mostra o gráfico de dispersão entre os dois métodos para todos os meses. A inclinação da linha reta do melhor ajuste é igual a 0,81, a interceptação é igual a 0,54 e o índice de correlação é igual a 0,74. Este comportamento pode ser observado na Figura 5.7a, que mostra a comparação entre a evolução temporal das intensidades da ICU com desvios padrão utilizando os métodos de Streutker e de quantis.

Para a RMRJ, os resultados utilizando o método estatístico de quantis para períodos noturnos são mostrados na Tabela 5.5. O valor mais alto do quantil 0,95 (Q<sub>5</sub>) para TSS urbano foi obtido para o mês de Fevereiro (24,87°C) e valores mínimos do mês de Julho (18,40°C). O valor máximo da mediana rural de TSS (Q<sub>3</sub>), foi observado no mês de Fe-

Mês	TSS urbano (°C) - RMRJ		TSS rural (°C) - RMRJ		ICU noturna (°C)
	Q <sub>3</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>3</sub>	Q <sub>5</sub>	Q <sub>5</sub> <sup>urban</sup> - Q <sub>3</sub> <sup>rural</sup>
Janeiro	22,3±1,6	24,6±1,4	19,9±1,4	22,5±1,3	4,8±0,6
Fevereiro	22,9±1,7	24,9±1,9	20,4±2,1	22,6±1,9	4,5±0,4
Março	22,3±0,9	24,0±1,2	20,0±0,8	22,3±0,7	4,0±0,5
Abril	20,7±1,2	22,1±1,2	18,5±1,1	20,7±0,9	3,7±0,5
Mai	18,4±0,6	19,8±0,8	16,2±0,7	18,2±0,8	3,5±0,4
Junho	17,9±1,1	19,2±1,1	15,8±0,9	17,8±1,0	3,5±0,5
Julho	17,0±0,6	18,4±0,7	15,1±0,9	17,2±1,0	3,4±0,4
Agosto	18,1±0,9	19,6±0,9	15,9±0,8	17,9±0,9	3,7±0,4
Setembro	18,6±0,9	20,3±1,1	16,5±1,1	18,5±1,0	3,8±0,6
Outubro	19,3±1,1	20,9±1,3	17,1±0,9	19,2±0,9	3,8±0,6
Novembro	19,4±1,5	21,4±1,6	17,3±1,4	19,8±1,2	4,2±0,5
Dezembro	20,9±1,4	22,9±1,4	18,8±1,4	21,4±1,3	4,1±0,5

Tabela 5.6 - Média mensal diurna de TSS (°C) de longo prazo (2001-2014) com desvios padrão para regiões urbanas e rurais e intensidades noturnas da ICU (°C) para a RMRJ. A tabela mostra os valores da mediana (Q<sub>3</sub>) e do quantil 0,95 (Q<sub>5</sub>).

vereiro (20,41°C) e o valor mínimo no mês de Julho (15,05°C). As intensidades da ICU noturna para a RMRJ obtidas com a Equação 4.3, mostra valores máximos no mês de Janeiro (4,75°C) e valores mínimos no mês de Julho (3,36°C).

Tal como no caso de períodos diurnos para o RMRJ, a estimativa de intensidades da ICU utilizando ambos métodos apresentam diferenças importantes. Em geral, o método do Streutker subestima as intensidades da ICU em cerca de 1,5°C, em comparação com o método de quantis para todos os meses. A Figura 5.6b mostra o gráfico de dispersão entre os dois métodos para todos os meses. A inclinação da linha reta do melhor ajuste é igual a 0,59, a interceptação é igual a 0,23 e o índice de correlação é igual a 0,39. As principais causas que geram essas diferenças são as mesmas que nos períodos diurnos indicados acima.

A evolução sazonal da média mensal com desvios padrão da TSS noturna urbana, rural e as intensidades da ICU para ambas as cidades (RMSP e RMRJ) são mostrados nas Figuras 5.7a e 5.7b, respectivamente. Em contraste com o caso diurno, a partir destas figuras, observa-se que a intensidade da ICU noturna é mais elevada na RMRJ para quase todos os meses em comparação com a RMSP. Este fato é realçado na Figura 5.7c que mostra a evolução temporal de longo prazo (2001-2014) das intensidades da ICU noturnas para a RMSP e a RMRJ. Apesar do fato de que não há estudos sobre esse comportamento para esta região, a mesma pode ser explicada devido a diferenças na disponibilidade de umidade rural-urbana, taxas de resfriamento de superfície, cobertura vegetal e altitude de ambas cidades [Oke, 1987].

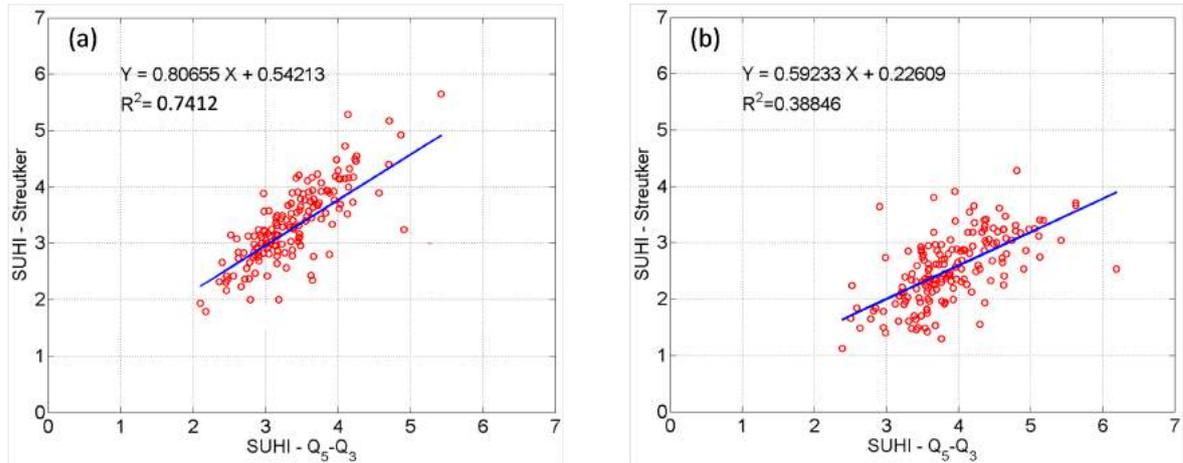


Figura 5.6: Diagrama de dispersão da intensidade da ICU para períodos noturnos, obtidos com o método de Streutker vs a intensidade da ICU com o método da diferença de quantis ( $Q_5^{urban} - Q_3^{rural}$ ) para a (a) RMSP e a (b) RMRJ. A linha reta é o melhor ajuste de mínimos quadrados, interceptação e índice de correlação entre os dois conjuntos de dados.

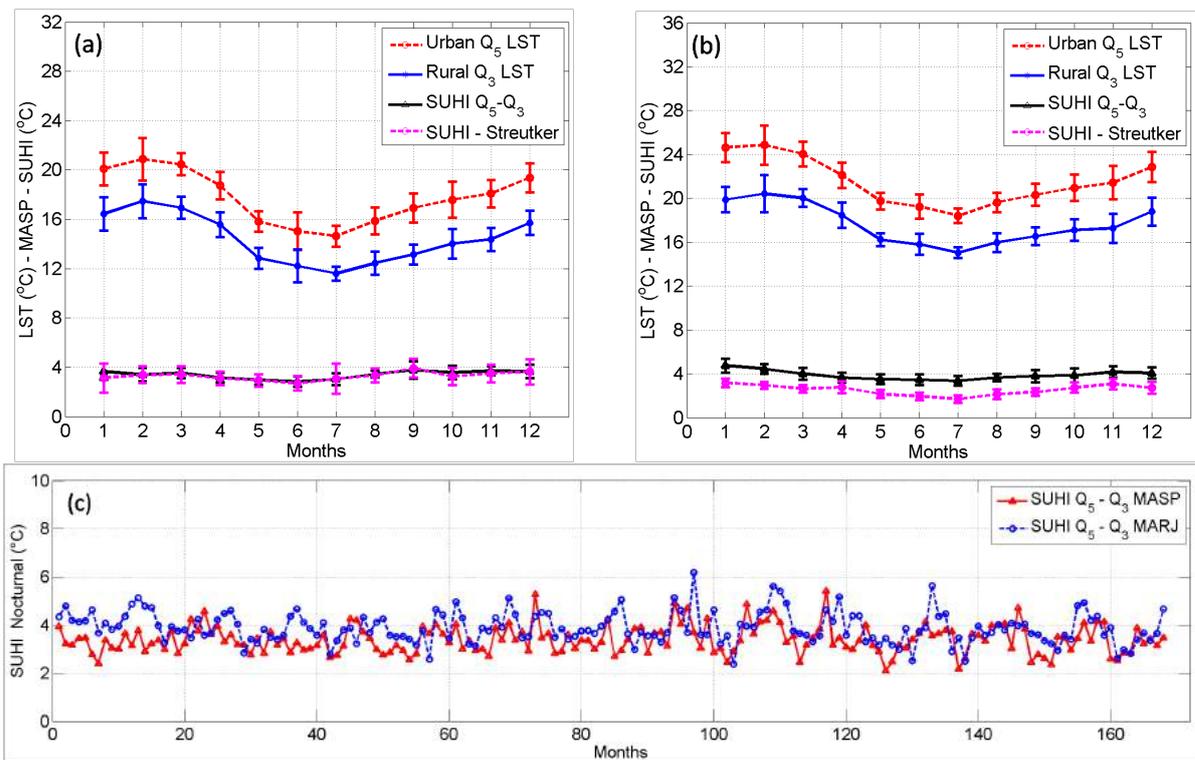


Figura 5.7: Evolução temporal da média diurna mensal com desvios padrão de TSS ( $^{\circ}\text{C}$ ) de longo prazo (2001-2014) para períodos noturnos da TSS urbana ( $Q_5$ ), TSS rural ( $Q_3$ ) e intensidades da ICU superficial ( $^{\circ}\text{C}$ ) para a (a) RMSP e a (b) RMRJ. (c) Evolução temporal das intensidades da ICU (2001-2014) para períodos noturnos, calculados com a Equação 4.3 para a RMSP e a RMRJ.

## 5.5 Evento de brisa marítima do dia 22 de Agosto de 2014

No dia 22 de Agosto de 2014, ocorreu um evento de brisa marítima sobre a RMSP. O estudo de Vemado e Pereira Filho [2015] reporta que a CBM acontece em mais da metade dos dias ao longo do ano. A CBM intensifica-se à medida que se movimenta através da Serra do Mar e injeta umidade do Oceano Atlântico sobre a RMSP [Thompson et al., 2007, Dandou et al., 2009]. A intensidade da CBM e o seu deslocamento interior são modulados pelo efeito da circulação térmica da ICU sobre a RMSP, pela distância de propagação sobre o continente [Robinson et al., 2013], a topografia e a estabilidade atmosférica [Porson et al., 2007]. O aquecimento diferencial na Serra do Mar induz movimento vertical ao longo da sua escarpada e intensifica a circulação da CBM ao longo de sua extensão [Freitas et al., 2007].

### 5.5.1 Condições sinóticas do evento com o modelo GFS

Os padrões dos vetores de vento e de pressão reduzida ao nível do mar sobre América do Sul obtidos com os dados do modelo GFS (NCEP/EUA) para o dia 22 de Agosto de 2014 as 1200 UTC e 1800 UTC são mostrados nas Figuras 5.8a e 5.8b, respectivamente. Os intervalos das isolinhas de pressão são iguais a 1 hPa. Os gradientes de pressão mais intensos observados na faixa oeste da América do Sul são causadas pela presença da Cordilheira dos Andes. Estes fortes gradientes de pressão são gerados pelas fortes escarpadas da Cordilheira e não tem influência significativa desde o ponto de vista sinótico.

Nas figuras são observadas circulações anti ciclônicas associados com o sistema de alta pressão sobre os oceanos Pacífico e Atlântico. As 1200 UTC o sistema de alta pressão sobre o oceano Atlântico se encontra centrado aproximadamente no ponto 30°W de longitude e 23°S de latitude, gerando uma região de alta pressão entre 1019 e 1020 hPa sobre a RMSP. As 1800 UTC o centro de alta pressão se movimentou para o leste reduzindo a pressão sobre a RMSP até 1016 hPa. Esta queda de pressão é causada pelo aquecimento da superfície em horas da tarde. Este sistema de alta pressão sobre a RMSP inibe a convecção profunda durante o dia.

Mais ainda, a Figura 5.8c mostra os vetores de vento e os padrões de divergência de umidade sobre a região sudeste do Brasil para o dia 22 de Agosto de 2014 as 1800 UTC é observado um padrão de brisa marítima bem definido sobre a RMSP e uma fraca

convergência de umidade com valores próximos a  $-0,3 \times 10^{-6} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . A distribuição espacial da energia potencial convectiva disponível (CAPE) e da inibição de convecção (CIN) obtidos com os dados do modelo GFS (NCEP/EUA) para o dia 22 de Agosto de 2014 as 1800 UTC sobre a região sul do Brasil são mostrados nas Figuras 5.8d e 5.8e, respectivamente.

A CAPE é a quantidade de energia que uma parcela de ar teria se fosse levantada uma certa distância vertical através da atmosfera. A CAPE é um indicador da flutuabilidade positiva de uma parcela de ar e é um indicador de instabilidade atmosférica. O CIN indica a quantidade de energia que impediria a uma parcela de ar subir da superfície até o nível de convecção livre. Sobre a RMSP, a CAPE e o CIN apresentam valores similares próximos de  $200 \text{ J kg}^{-1}$  e em conseqüência, o processo de convecção profunda não é favorecido.

A Figura 5.9a mostra o corte vertical do fluxo de divergência de massa entre as latitudes  $47,5^\circ\text{S}$  e  $45,5^\circ\text{S}$  como função da latitude e da pressão atmosférica obtidos a partir dos dados de NCAR reanálise com resolução de  $0,5^\circ \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  para o dia 22 de Agosto as 1800 UTC. Uma região de alta divergência associada com a circulação de brisa marítima é observada sobre o oceano e uma zona de convergência sobre o oceano em 800 hPa associada com o padrão de divergência sobre a superfície com valores próximos a  $-1,0^\circ \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ . Além disso, é observada uma região de convergência fraca sobre a RMSP (marcada com triângulos) com valores próximos de  $-0,3 \text{ s}^{-1} \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  de acordo com os dados do GFS (Fig.5.8a).

A Figura 5.9b mostra o corte vertical da intensidade do vento zonal como função da latitude e da pressão atmosférica obtidos a partir dos dados de NCAR reanálise com resolução de  $0,5^\circ$  para o dia 22 de Agosto as 1800 UTC. Um jato de baixos níveis com valores próximos de  $10 \text{ m s}^{-1}$  associados com o padrão de convergência foi observado entre 850 e 800 hPa (Fig.5.9a). Os padrões de vento obtidos com os dados de NCEP reanálise (resolução  $0,5^\circ$ ) e os resultados das simulações com o modelo ARPS as 1800 UTC e no nível de 1000 hPa para as resoluções de 27 e 9 km, são mostrados nas Figuras Fig.5.9c,d e Fig.5.9e,f, respectivamente. Para a resolução de 27 km, foi observado o padrão de vento anti ciclônico associado com o sistema de alta pressão do Atlântico centrado ao redor do ponto  $23^\circ\text{S}$  de latitude e  $47^\circ\text{W}$  de longitude.

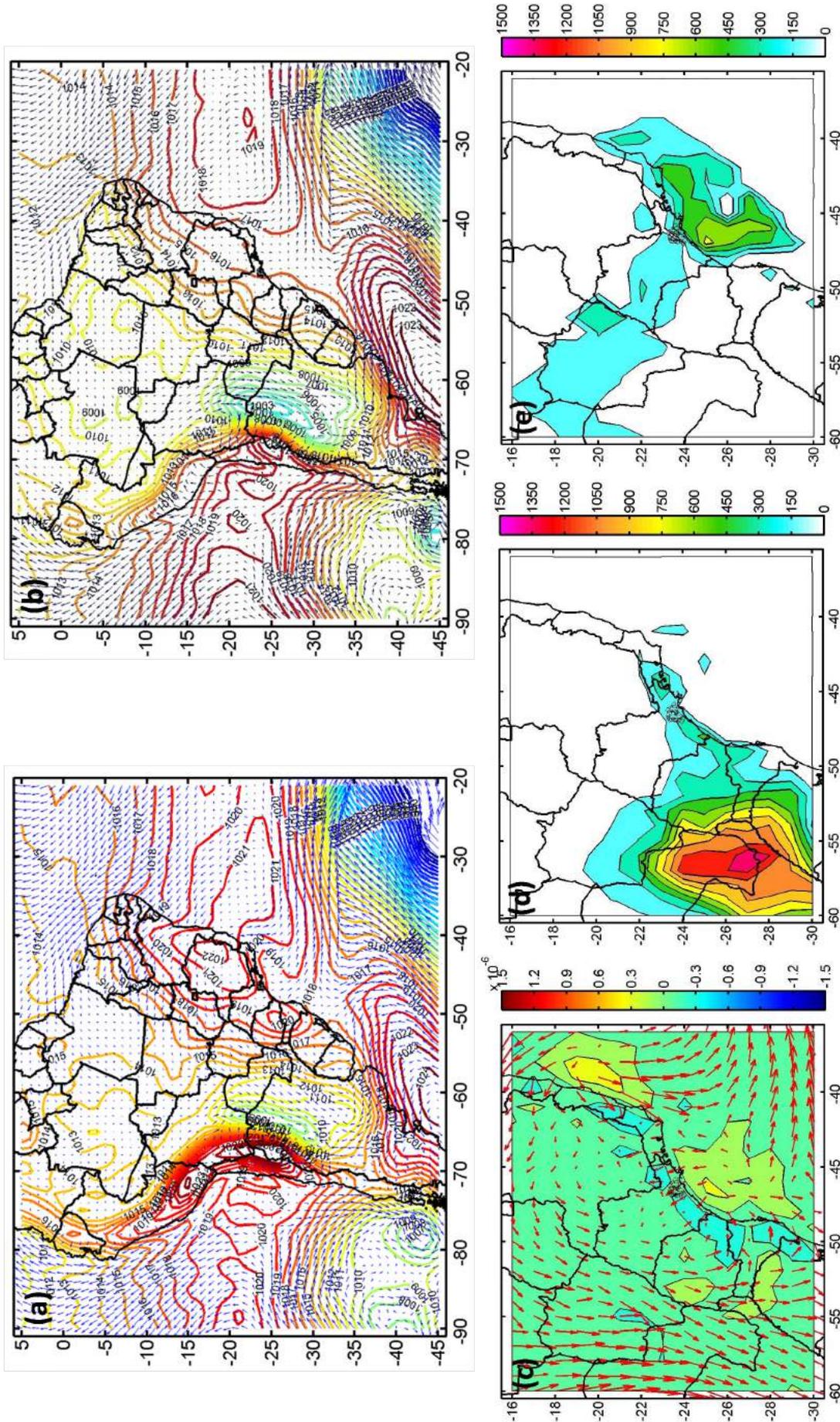


Figura 5.8: Pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e campos de vento horizontal ( $m\ s^{-1}$ ) as (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC. (c) Fluxo de divergência de umidade ( $g\ kg^{-1}\ s^{-1}$ ) no nível de 1000 hPa. (d) Distribuição espacial da CIN ( $J\ kg^{-1}$ ). (e) Distribuição espacial da CIN ( $J\ kg^{-1}$ ). Os dados foram obtidos a partir do modelo GFS para o dia 22 de agosto de 2014 as 1800 UTC. Longitudes, latitudes e contornos geopléticos são indicados.

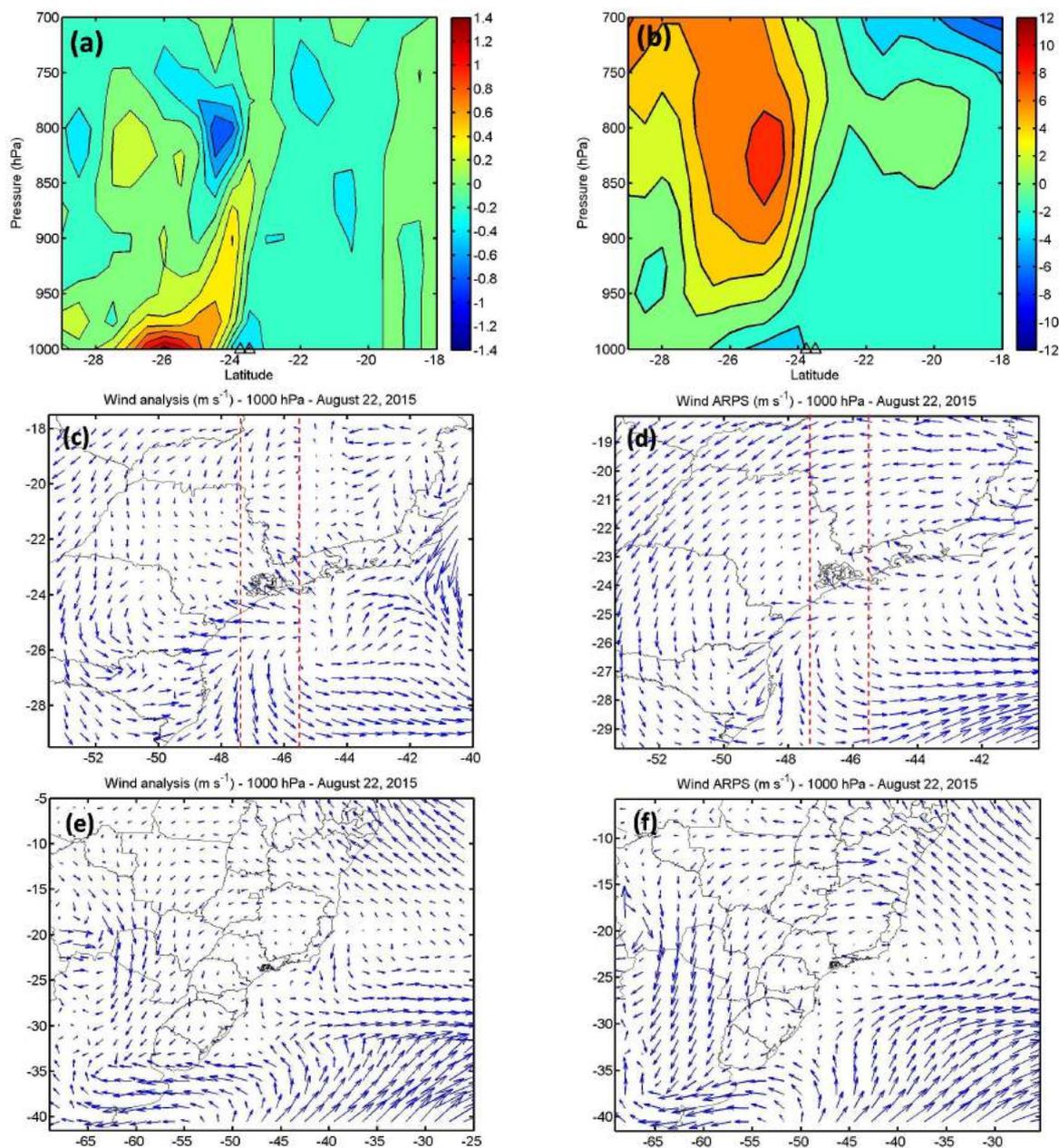


Figura 5.9: (a) Corte vertical da divergência de massa ( $s^{-1}$ ) entre as latitudes  $47,5^{\circ}S$  e  $45,5^{\circ}S$ . Os triângulos pretos na parte inferior indicam os limites da RMSP. (b) Corte vertical da intensidade do vento zonal ( $m s^{-1}$ ) entre as latitudes  $47,5^{\circ}S$  e  $45,5^{\circ}S$  (linhas vermelhas). Comparação dos campos de vento para as grades de 9 km (c,d) e 27 km (e,f) de resolução obtidos com os dados do NCAR reanálise (resolução  $0,5^{\circ}$ ) e com os resultados do modelo ARPS. Os dados foram obtidos do NCAR re-análise para o dia 22 de Agosto de 2014 as 1800 UTC. Longitudes, latitudes e contornos geopolíticos são indicados.

Na região inferior das figuras, é observado a fronteira entre as circulações ciclônicas e anticiclônica ao redor de  $48^{\circ}W$  de longitude. Para a resolução de 9 km, observou-se que a brisa marítima movimentou-se ao interior da RMSP ( $46^{\circ}W$ ,  $24^{\circ}S$ ), que mudou a direção do vento de NW para SE. Em geral, o modelo ARPS simulou com sucesso, as características dos padrões do vento de forma razoável.

### 5.5.2 Dados de temperatura de superfície do sensor MODIS

Com a finalidade de validar os resultados das simulações do modelo ARPS para a grade de 3 km das temperaturas de superfície, foram utilizados os produtos MOD11A2 do MODIS, armazenados numa grade sinusoidal com resolução de 1 km para valores médios de 8 dias. A Figura 5.10 mostra o padrão espacial da temperatura de superfície obtidos com os dados do sensor MODIS, e os resultados das simulações para os experimentos tTEB e de controle sobre regiões ao redor da RMSP as 1930 UTC (períodos diurnos) e as 0600 UTC (períodos noturnos) do dia 22 de Agosto de 2014. Observa-se que a temperatura de superfície sobre a RMSP obtida com o experimento tTEB tem um maior grau de similaridade com os dados do MODIS do que os resultados com a simulação de controle. As 1930 UTC (períodos diurnos) a correlação  $R^2$  2D foi igual a 0,72 para o experimento tTEB e 0,66 para o experimento de controle. As 0600 UTC (período noturno) o coeficiente de correlação  $R^2$  2D é igual a 0,55 para o experimento tTEB e 0,46 para o experimento de controle.

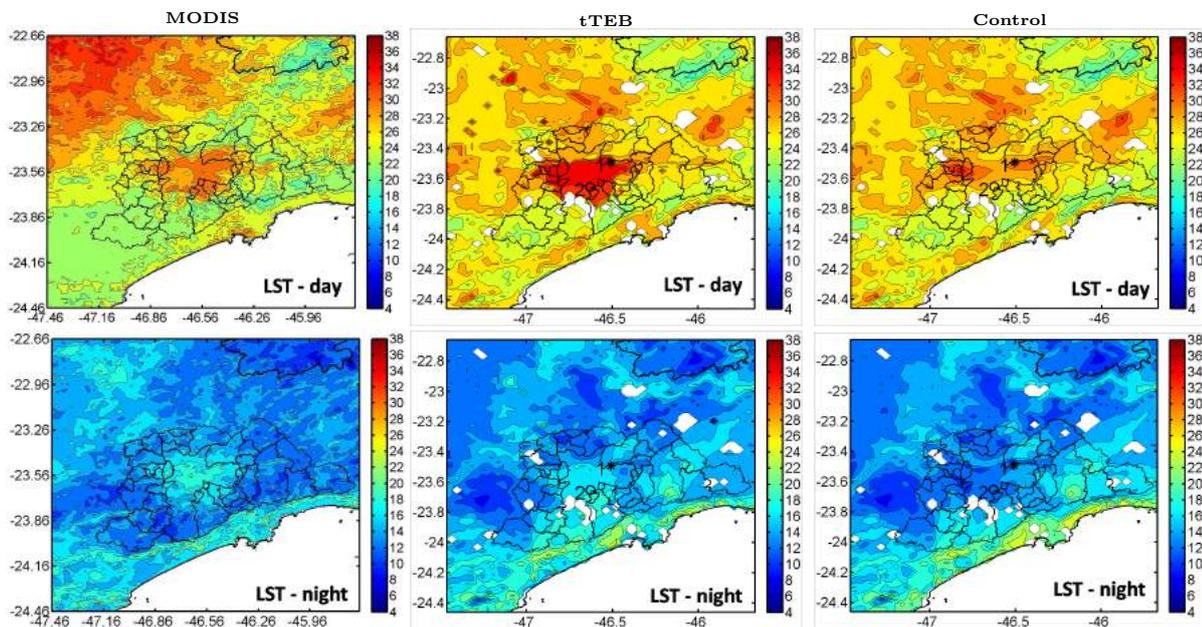


Figura 5.10: (Primeira fila) Distribuição espacial de temperatura de superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) as 1930 UTC (período diurno) para o dia 22 de Agosto de 2014 com as médias de 8 dias do sensor MODIS (esquerda), experimento tTEB (centro) e experimento de controle (direita). (Segunda fila) Distribuição espacial de temperatura de superfície ( $^{\circ}\text{C}$ ) as 0600 UTC (período noturno) para o dia 22 de Agosto de 2014 com as médias de 8 dias do sensor MODIS (esquerda), experimento tTEB (centro) e experimento de controle (direita). Os corpos de água foram excluídos e são apresentados como áreas brancas.

Variável	Sensor	Modelo	Fabricante	Precisão	Unidade
Temperatura e umidade relativa	Termistor capacitivo	HT 500 (*)	Instrutherm	0,1° 3%	Celsius %
Vento	Dir-Vel.	05103-5	Young MI	2-1 m s <sup>-1</sup>	Degrees m <sup>-1</sup> s
Radiação solar	Fotovolt.	CS-300	Campbell	5 % dia <sup>-1</sup>	W m <sup>-2</sup>
Radiação neta	Termopila	NR-light-Net	Campbell	≤ 30 W m <sup>-2</sup>	W m <sup>-2</sup>
Temperatura	Res.platina	HMP 45 C	Vaisala	0,2°C	Celsius
Umidade relativa	Capacitiva	HMP 45 C	Vaisala	5%	%
Pressão atmosférica	Silicon cap.	CS 105	Vaisala	2 mb (=hPa)	mb (hPa)
Temperatura do solo	Termistor	107	Campbell	0,5°C	Celsius
Umidade do solo	Dieletric	CS 616/625	Campbell	2%	g cm <sup>-3</sup>
Chuva	Báscula	TB 4	Campbell	0,2 mm	mm

Tabela 5.7 - Medições e instrumentos das estações meteorológicas automatizadas EMA - EACH e EMA - CINTEC. (\*) Instalado em abrigo especial ('abc') sob 0,8 m acima do solo.

### 5.5.3 Observações *in-situ* e sondagens

Para propósitos de validação, foi feita uma comparação entre os resultados dos experimentos tTEB e de controle com as observações realizadas por duas estações meteorológicas automatizadas localizadas no interior da região urbana da RMSP: A estação EMA - EACH (23° 29' 00"S, 46° 30' 03"W) que está localizada na região nordeste da RMSP, próxima da fronteira com a zona rural (rotulado 1 na figura 5.10). Em contraste, a estação EMA-CINTEC (23° 39' 05"S, 46° 37' 21"W) se encontra na região sudoeste da RMSP próxima do centro da área urbana (rotulado 2 na figura 5.10). Os instrumentos que conformam as estações automáticas são mostradas na Tabela 5.7. O desempenho deste conjunto de instrumentos foi avaliado no estudo de Funari e Pereira Filho [2014] que caracteriza a relação entre a irradiância líquida e o fluxo de calor latente equivalente em quantidade de água (mm) num trecho de Mata Atlântica da RMSP.

A série temporal da temperatura e umidade relativa do primeiro nível do modelo (10 m), foram utilizadas para a validação quantitativa do esquema acoplado ARSP-tTEB. A série temporal para as simulações com o ARPS foram obtidas dos pontos da grade mais próximos da localização de cada estação. A figura 5.11 mostra a série temporal dos resultados simulados e observados da temperatura do ar umidade relativa e intensidade do vento desde as 1800 UTC do dia 21 de Agosto de 2014 até as 2400 UTC do dia 22 de Agosto de 2014 (30 horas) para as duas estações EMA - EACH e EMA - CINTEC. Em geral, os resultados das simulações do ARPS para ambos experimentos mostraram boa concordância com os valores observados das variáveis.

Para a estação EMA-CINTEC (Fig.5.11a), a amplitude do ciclo diurno da temperatura

foi melhor representada pelo experimento tTEB. O valor máximo de temperatura diurna alcançou valores próximos de 28°C e o valor mínimo valores ao redor de 12°C durante a noite. Os resultados do experimento de controle subestimam a temperatura do ar entre 2 e 4°C em períodos da tarde e da noite. O coeficiente de correlação  $R^2$  foi calculado para avaliar o nível de precisão das simulações comparado com os dados observados. Para o experimento tTEB o coeficiente foi igual a 0,96 e para o experimento de controle 0,90.

Para a umidade relativa (Fig.5.11c), o ciclo diurno também foi bem representado pelas simulações. A umidade relativa máxima alcançou valores próximos de 85 % e o valor mínimo valores próximos de 25 %. O experimento de controle sobre estimou a umidade relativa entre 15 e 20% em horas da madrugada. Para o experimento tTEB o coeficiente de correlação  $R^2$  foi igual a 0,94, no entanto para o experimento de controle chegou a 0,85.

O ciclo diurno da intensidade do vento (Fig.5.11e) mostra a presença de dois padrões de vento bem definidos. O primeiro de ventos calmos com intensidades entre 0,5 e 2,0 m s<sup>-1</sup> e a segunda de ventos intensos (relacionados com a CBM) com intensidades entre 3,0 e 6 m s<sup>-1</sup>, aproximadamente. Os ventos calmos são melhor representados pelo experimento tTEB, no entanto, os ventos relacionados com a CBM são mais próximos dos resultados do experimento de controle, especialmente quando a intensidade do vento alcança seus valores máximos. Este fato poder ser explicado devido aos efeitos de arrasto da cobertura urbana, que é configurada como se for homogênea no experimento tTEB (Tabela 4.6). Embora, para o experimento tTEB o coeficiente de correlação  $R^2$  foi igual a 0,46 e para o experimento de controle igual a 0,38.

Para a estação EMA-EACH (Fig.5.11b), a amplitude do ciclo diurno da temperatura foi melhor representada pelo experimento tTEB. O valor máximo de temperatura diurna alcançou valores próximos de 28°C e o valor mínimo ao redor de 12°C durante a noite. Em períodos da tarde e da noite, os resultados de ambos experimentos superestimam a temperatura do ar observada em 2°C. Este fato poder ser explicado devido a que a estação EMA-EACH está localizada na fronteira com a área rural e em conseqüência numa região menos urbanizada com maiores amplitudes térmicas durante o dia. Para o experimento tTEB, o coeficiente de correlação  $R^2$  foi igual a 0,92 e para o experimento de controle igual a 0,85.

Para a umidade relativa (Fig.5.11d), o ciclo diurno também foi bem representado pelas simulações. A umidade relativa máxima alcançou valores próximos de 85 % e o valor

mínimo valores próximos de 25 %. O experimento de controle sobre-estimou a umidade relativa entre 15 e 20% em horas da madrugada. Para o experimento tTEB o coeficiente de correlação  $R^2$  foi igual a 0,90, no entanto para o experimento de controle chegou a 0,81.

O ciclo diurno da intensidade do vento (Fig.5.11f) mostra a presença de dois padrões de vento bem definidos. O primeiro de ventos calmos com intensidades entre 0,5 e 1,0  $\text{m s}^{-1}$  e a segunda de ventos intensos (relacionados com a CBM) com intensidades entre 1,5 e 5  $\text{m s}^{-1}$ , aproximadamente. Como no caso da estação EMA-CINTEC, os ventos calmos são melhor representados pelo experimento tTEB, no entanto os ventos relacionados com a CBM estão mais próximos aos resultados do experimento de controle. Embora, para o experimento tTEB o coeficiente de correlação  $R^2$  foi igual a 0,52 e para o experimento de controle igual a 0,46.

As sondagens fornecidas pela Universidade de Wyoming, são utilizadas para entender a estrutura vertical da atmosfera. Dados de sondagem vertical da temperatura, temperatura potencial, temperatura potencial equivalente e velocidade do vento em função dos níveis de pressão as 12Z (UTC-3) para o dia 22 de Agosto de 2014 na localização do Campo de Marte (23.52°S,46.63°W) sobre a RMSF, são mostrados na Figura 5.11. O nível de 937 hPa (700 hPa) corresponde aproximadamente a 730 m (3196 m) de altura. Os resultados de ambos experimentos (tTEB e controle) são bastante similares, exceto para os primeiros níveis da atmosfera.

Após o nascer do sol, o balanço de radiação na superfície torna-se positiva e a temperatura da superfície. Isso gera um fluxo de calor sensível para cima que converge somente na camada de ar mais baixa porque a atividade convectiva é suprimida pela existência da inversão de radiação acima. Conseqüentemente, a camada de mistura superficial é encimada pela inversão noturna remanescente. Os resultados do experimento tTEB para a temperatura vertical mostraram maior similaridade com as observações em níveis baixos com temperaturas próximas de 20°C. Os resultados do experimento de controle subestimaram as observações em aproximadamente 2°C.

Resultados similares foram obtidos para a temperatura potencial, que presente uma camada de mistura bem definida nos primeiros níveis da atmosfera até 920 hPa, com temperatura média próxima de 25°C. Esta camada foi bem simulada pelo experimento tTEB, no entanto o experimento de controle subestimou a temperatura da camada em 2°C. Resultados para a temperatura potencial equivalente mostram uma camada limite

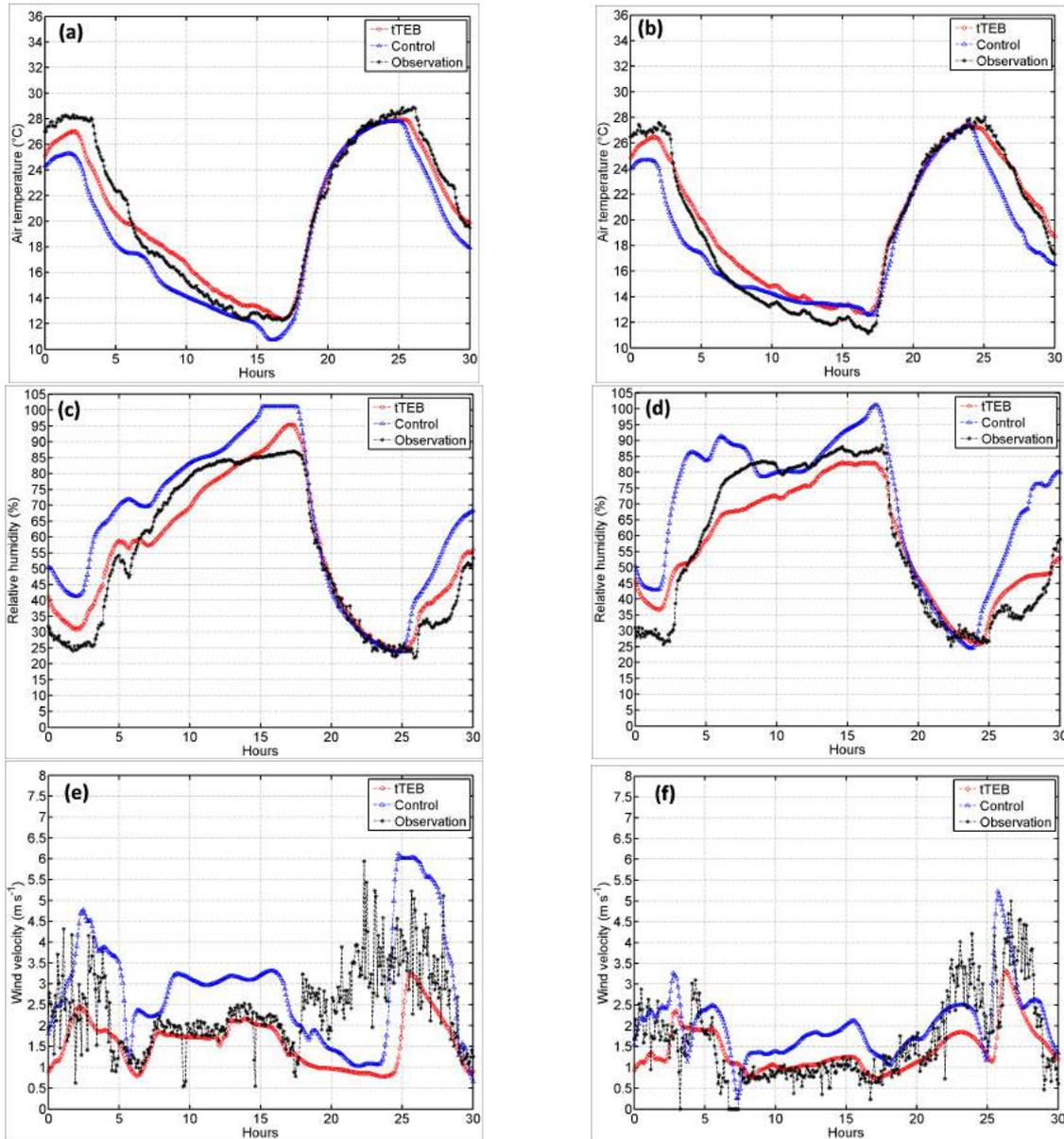


Figura 5.11: Comparativa entre os resultados observados e simulados da temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ), umidade relativa (%) e intensidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) para a estação EMA-EACH (a,c,e) e para a estação EMA - CINTEC (b,d,f), respectivamente. Linhas pretas tracejadas indicam dados observados. Linhas vermelhas indicam os resultados do experimento tTEB e as linhas azuleis os resultados do experimento de controle. As simulações foram realizadas entre as 1800 UTC do 21 de Agosto, 2014 até as 2400 UTC do 22 de Agosto, 2014 (30 horas).

estável até 900 hPa aproximadamente.

Para a velocidade do vento, os dados da sondagem mostram um jato de baixo nível com valores máximos próximos de  $5 \text{ m s}^{-1}$  no nível 880 hPa. Esta estrutura foi bem simulada por ambos experimentos, sendo os resultados do experimento tTEB ligeiramente inferiores aos observados devido à maior aspereza da cobertura urbana. Acima de 860 hPa, os ventos máximos foram subestimados em ambos experimentos. A Figura 5.13 mostra a rosa de

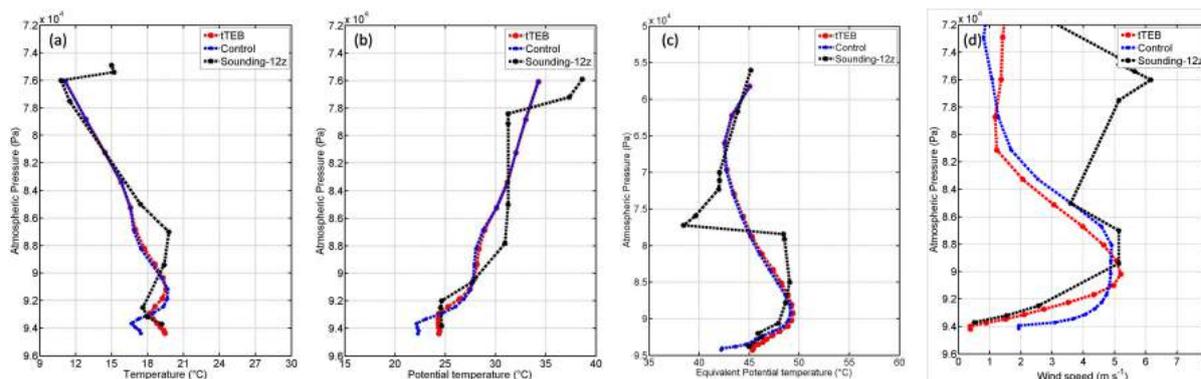


Figura 5.12: Comparativa entre os resultados da sondagem e os simulados pelos experimentos tTEB e de controle na estação do Campo de Marte (23.53°S,46.63°W) as 1200 UTC do dia 22 de Agosto, 2014 para (a) temperatura, (b) temperatura potencial, (c) temperatura potencial equivalente e (d) intensidade do vento. Linhas pretas tracejadas indicam dados observados. Linhas vermelhas indicam os resultados do experimento tTEB e as linhas azuleis os resultados do experimento de controle.

vento em superfície durante o dia 22 de Agosto de 2014 na estação EMA-EACH (23° 29' 00" S, 46° 30' 03" W). A rosa de ventos mostra as maiores intensidades do vento de até 8 m s<sup>-1</sup> associadas com a CBM em direção noroeste. O vento predominante tem direção sudoeste (frequência de até 50%) com intensidades máximas de 5 m s<sup>-1</sup>.

#### 5.5.4 Impacto da topografia

As modificações no movimento do ar produzidas por uma barreira topográfica dependem, primeiramente, das características dimensionais da barreira (sua altura, comprimento, largura e espaçamento entre montanhas sucessivas) e segundo sobre as propriedades do próprio fluxo de ar, como da direção do vento em relação à barreira, do perfil vertical do vento e da estabilidade [Barry, 2008]. As classes gerais de fluxo para um fluido ideal que encontra um obstáculo, podem ser descritas com referência ao número de Froude (F), que é a proporção de forças viscosas internas e forças gravitacionais [Barry, 2008]:

$$F = 2 \pi U / h S^{1/2} \quad (5.1)$$

sendo U a velocidade do fluido sem perturbação, h a altura da montanha e S a estabilidade estática. O número de Froude também pode ser interpretado como a razão da energia cinética do ar que encontra a barreira com a energia potencial necessária para superar ela. Para estratificação forte e, portanto, para uma grande estabilidade estática, F tende a 0 e o fluxo de vento está sujeito ao bloqueio de subida e a maior parte dele circunda a barreira

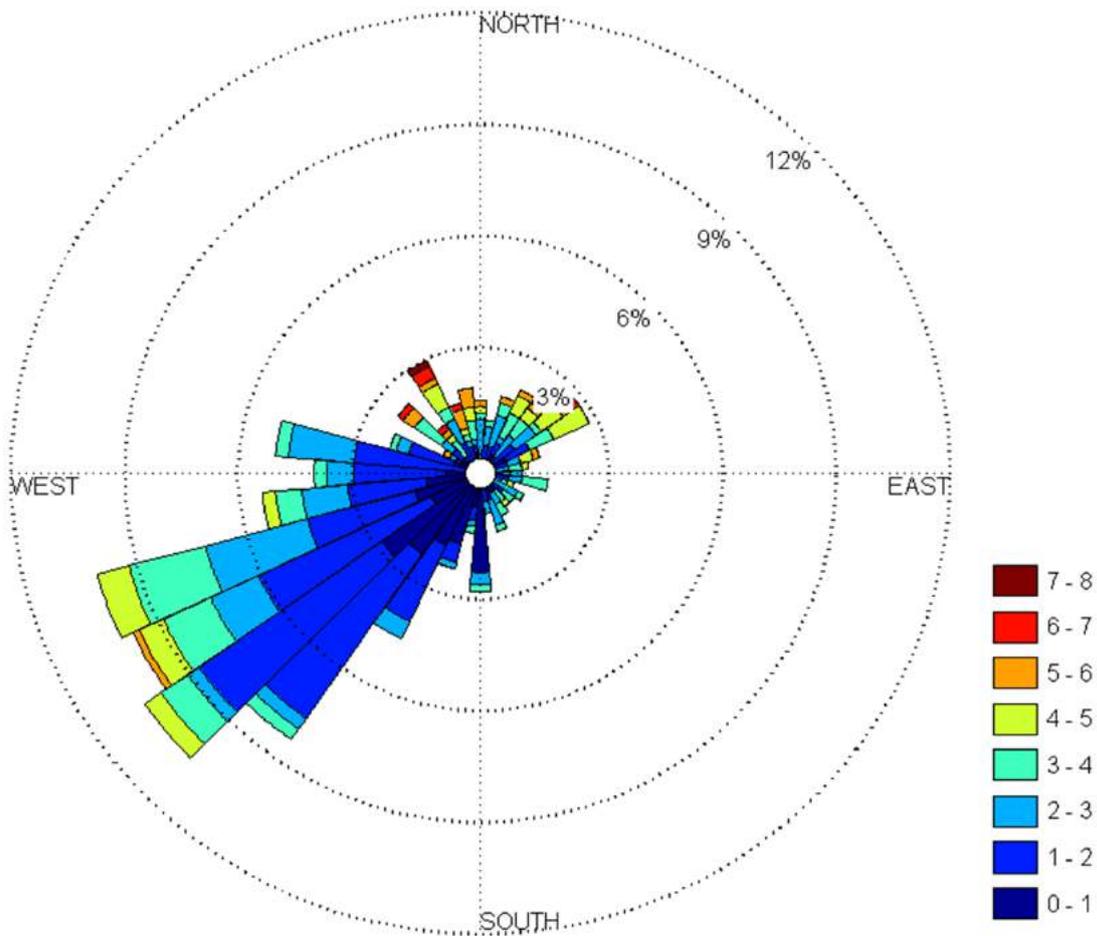


Figura 5.13: Rosa de ventos de superfície durante o dia 22 de Agosto de 2014 na estação EMA-EACH ( $23^{\circ} 29' 00''\text{S}$ ,  $46^{\circ} 30' 03''\text{W}$ ). A escala de cores na rosa de ventos indica a intensidade da velocidade do vento.

topográfica.

Este comportamento é observado durante as primeiras horas do dia 22 de Agosto de 2014, onde existe uma atmosfera altamente estável sobre a RMSP. Os ventos do nordeste e noroeste associados com a brisa terrestre são canalizados pelas montanhas ao redor da RMSP (Fig.4.11c), como é mostrado na Figura 5.14 (primeira fila) que mostra os vetores de vento em superfície e a sua intensidade as 0900 UTC (primeiras horas de manhã) para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença. O círculo preto indica o centro da cobertura urbana da RMSP, onde as intensidades da velocidade do vento são reduzidas em aproximadamente  $3 \text{ m s}^{-1}$  em comparação com os ventos na cobertura de semi deserto, devido ao maior atrito do cânion urbano (Fig.5.14 primeira fila). A circulação de inversão vale-montanha aumenta as intensidades do vento na borda das colinas ao redor da RMSP

até valores próximos a  $7 \text{ m s}^{-1}$  (Fig.5.14 primeira fila).

Por outro lado, as perturbações locais do fluxo do ar sobre as montanhas estão relacionados com dois processos básicos que modificam o gradiente de pressão em escala local [Taylor, 1977]. O estudo de Taylor [1977], mostra que para um fluido bidimensional numa atmosfera neutra (ignorando o cisalhamento vertical e a força de Coriolis), o gradiente de pressão dinâmico (PD) no lado a barlavento da colina e o gradiente de pressão hidrostático induzido pelo aquecimento (PH) são expressos como:

$$P_D = -\rho U^2 h / L^2 \quad P_H = -\rho g \Delta\theta h^* \theta L \quad (5.2)$$

sendo  $L$  é a largura da montanha,  $h$  é a altura da montanha,  $\rho$  é a densidade do ar,  $U$  é a velocidade a barlavento,  $\theta$  é a temperatura potencial a barlavento e  $\Delta\theta$  é o incremento da temperatura potencial sobre a montanha,  $h^*$  é o menor valor entre  $h$  e  $h_s$ , a altura da camada super adiabática perto da superfície e  $g$  é a aceleração da gravidade. Mediante o análise dimensional da razão entre  $P_D / P_H$  para valores selecionados de  $L$ ,  $h$  e  $h^*$ , Taylor [1977] mostra que para declives mais escarpados de 1:10, os efeitos dinâmicos e térmicos são de intensidade similar, no entanto, para montanhas de largura considerável ( $L \sim 10 \text{ km}$ ,  $h = h^* = 100 \text{ m}$ ) os efeitos térmicos são dominantes.

A barreira topográfica da Serra do Mar localizada na frente da RMSP (Fig.4.11c) é uma montanha de grande escala com  $L \sim 200 \text{ km}$  e  $h \sim 800 \text{ m}$ , que se estende ao longo da costa com seu vetor normal orientado para a direção sudeste. Aproximadamente, as 1300 UTC, o vento da brisa marítima começa a se movimentar para a Serra do Mar e desenvolve uma circulação de vale - montanha bem definida quando existe um suficiente aquecimento durante o dia [Vemado e Pereira Filho, 2015].

Devido à extensão da Serra do Mar, os efeitos térmicos do gradiente de pressão dominam sobre os efeitos dinâmicos. A Figura 5.14 (segunda fila) mostra os vetores e as intensidades do vento ao redor da RMSP para o dia 22 de Agosto de 2014 as 1600 UTC para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença. Observa-se a propagação da brisa marítima para o interior ao longo da costa da RMSP. No experimento tTEB a intensidade dos ventos horizontais é reduzida em regiões sobre a área urbana ao longo da costa em valores de até  $4 \text{ m s}^{-1}$ , devido à sua maior rugosidade.

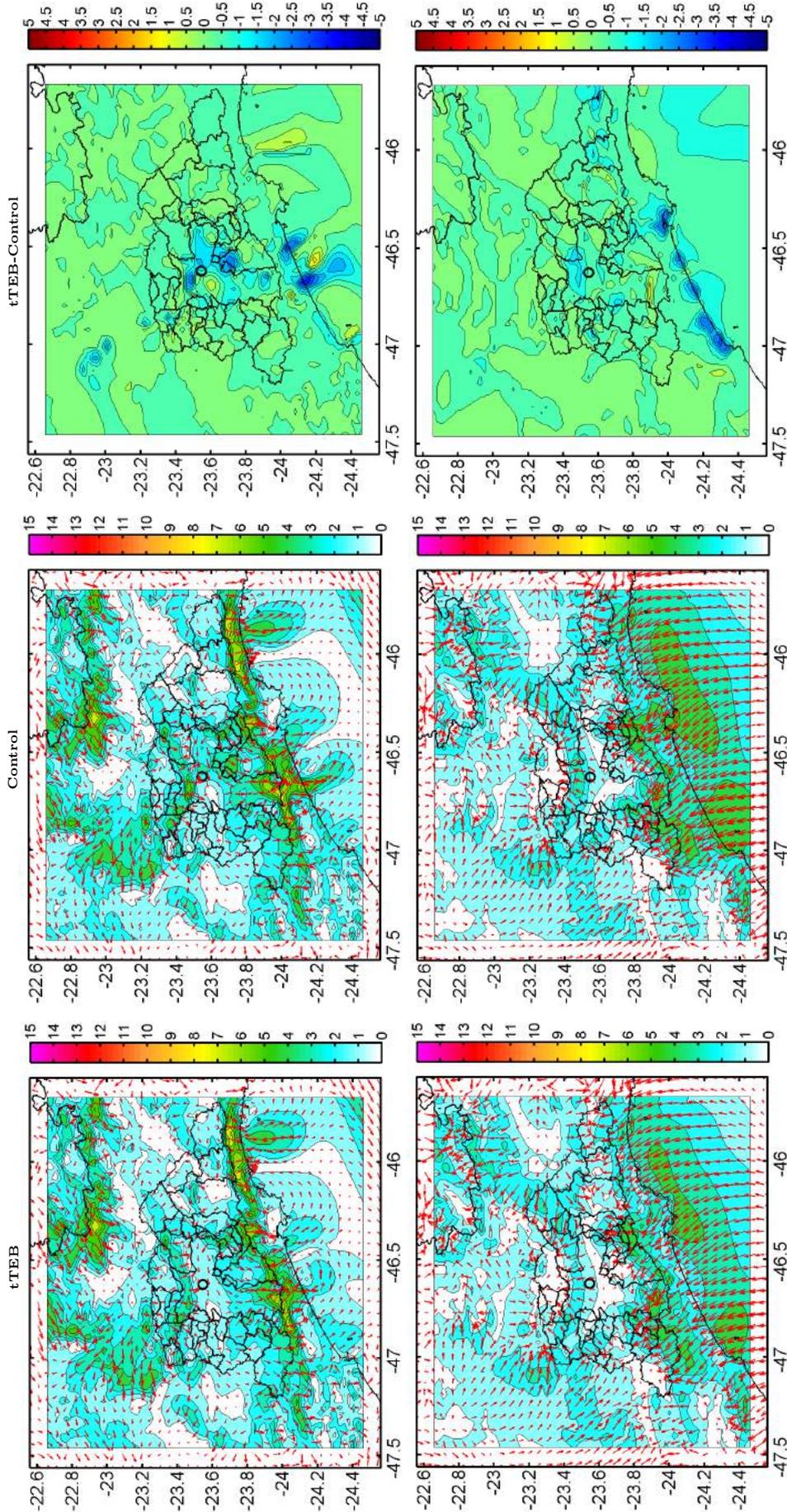


Figura 5.14: (Primeira fila) Vetores de velocidade em superfície ( $\text{m s}^{-1}$ ) e da intensidade da velocidade da RMSP para o dia 22 de Agosto de 2014 as 0900 UTC para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença. (Segunda fila) Vetores de velocidade em superfície ( $\text{m s}^{-1}$ ) e da intensidade da velocidade da RMSP para o dia 22 de Agosto de 2014 as 1600 UTC para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença. O círculo preto indica o centro da cobertura urbana da RMSP.

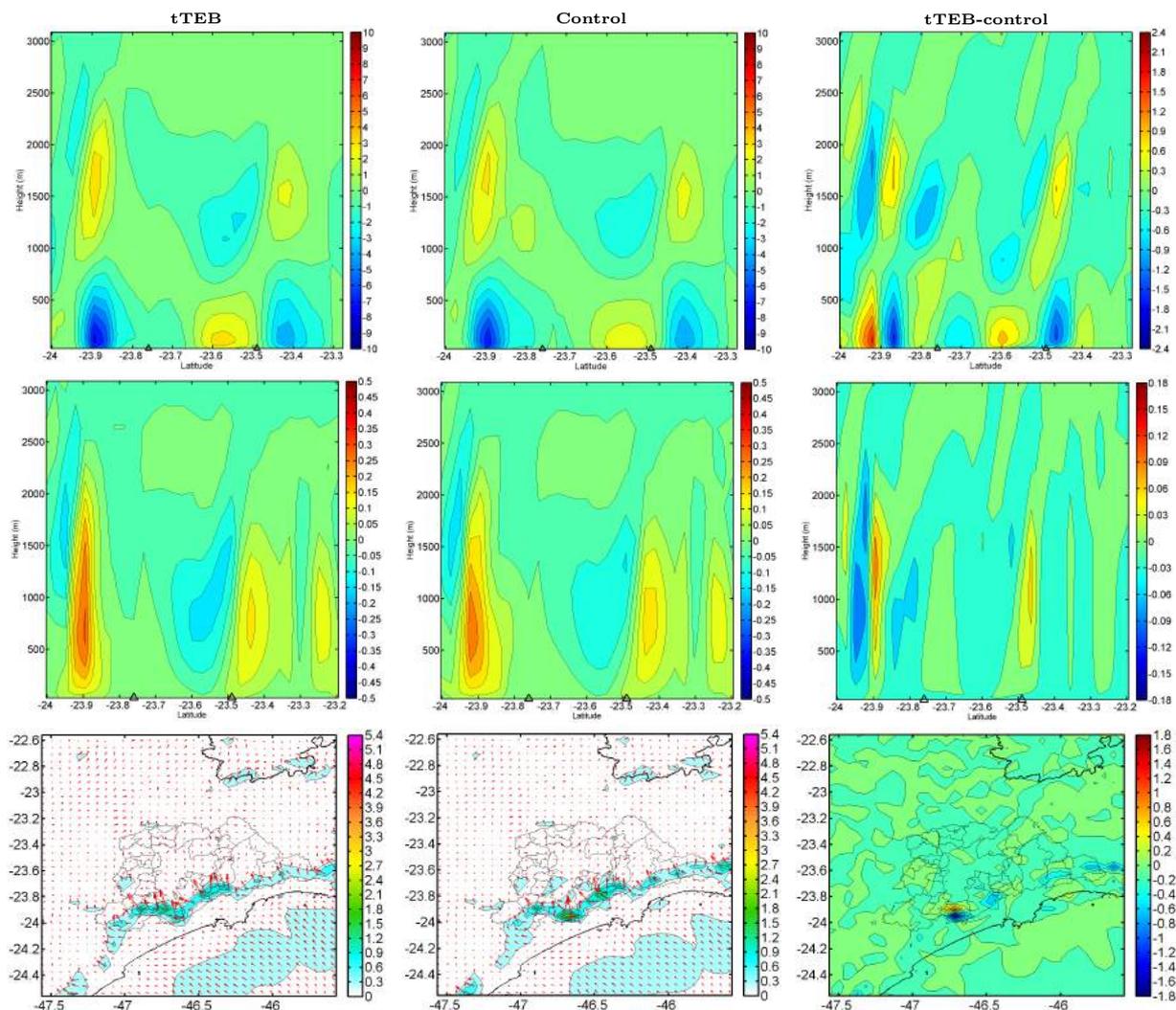


Figura 5.15: (Primeira fila) Corte vertical do fluxo de divergência de umidade ( $\times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ). (Segunda fila) Corte vertical da velocidade vertical do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ). Os valores médios destas variáveis foram calculados entre  $46,9^\circ\text{W}$  e  $46,42^\circ\text{W}$  as 1545 UTC para os experimentos tTEB e de controle. (Terceira fila) Vetores de aceleração do vento ( $\text{m s}^{-2}$ ) para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença em regiões próximas da RMSP as 1545 UTC.

Durante o dia 22 de Agosto de 2015, a região ao redor da RMSP apresenta condições de céu claro e em consequência, a radiação solar incidente aquece o escarpado da Serra do Mar (Fig.4.11c), favorecendo a penetração da brisa marítima e reforçando a convergência ao redor das 1545 UTC. Este comportamento foi bem simulado pelos experimentos tTEB e de controle (Fig.5.15). A nebulosidade surgiu quando o processo convectivo associado com a entrada de brisa marítima começa as 1515 UTC, aproximadamente (não mostrado).

Na Figura 5.15 (primeira fila) se observa que o núcleo do padrão de convergência associado com a brisa marítima se encontra localizada aproximadamente ao redor da latitude  $23,87^\circ\text{S}$  no experimento tTEB com intensidades máximas próximas de  $-7 \times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1}$

$s^{-1}$  as 1545 UTC. Em contraste, para o experimento de controle, o núcleo do padrão de convergência se encontra localizado numa posição mais atrasada, aproximadamente na latitude  $23,9^{\circ}S$  com intensidades máximas próximas de  $-9 \times 10^{-4} g kg^{-1} s^{-1}$  as 1545 UTC. Isto pode ser explicado porque a ICU acelera a frente da brisa marítima na RMSP até chegar à região urbana. A presença da cobertura urbana aumenta a velocidade de propagação da brisa marítima quando é comparada com a situação onde não existe a cidade [Freitas et al., 2007].

A propagação mais rápida da circulação de brisa marítima no experimento tTEB antes de chegar à RMSP é causada pelo gradiente de pressão horizontal intenso que existe entre a região urbana e a costa, gerado pelo acoplamento entre o gradiente de pressão associado à circulação da ICU e o gradiente de pressão associado com a frente da brisa marítima. Esse comportamento é semelhante ao obtido no estudo de Freitas et al. [2007].

A Figura 5.15 (segunda fila) mostra o corte vertical da velocidade vertical do vento para os experimentos tTEB e de controle e da sua diferença as 1545 UTC. Foram observadas velocidades verticais bem definidas na borda da Serra do Mar ( $\sim 23,9^{\circ}S$ ) até uma altura de 2000 m com valores máximos de  $0,4 m s^{-1}$  a 600 m de altura. As velocidades verticais do vento para ambos experimentos são muito semelhantes, com valores maiores no experimento tTEB devido aos efeitos da cobertura urbana que modifica as condições térmicas e de rugosidade nesta área (Fig.4.11a).

Os efeitos de gradiente de pressão dinâmicos e térmicos (Eq.5.2) no lado a barlavento da Serra do Mar geram uma zona de aceleração de vento nos experimentos tTEB e de controle como se observa na Figura 5.15 (terceira fila) que mostra os vetores e intensidades da aceleração do vento as 1600 UTC. A aceleração alcança valores máximos próximos de  $2,1 \times 10^{-3} m s^{-2}$ . Para o experimento tTEB, os vetores de aceleração estão orientados na direção da área urbana da RMSP e estão ligeiramente adiantados em relação aos vetores de aceleração no experimento de controle.

#### 5.5.5 Impacto do acoplamento ARPS-tTEB

Os resultados das simulações discutidos acima indicam que o modelo de mesoescala não hidrostático ARPS, acoplado com o modelo de balanço de energia superficial urbano tTEB, tem uma maior capacidade, em comparação com o esquema padrão utilizado pelo ARPS, de modelar o comportamento da camada limite planetária sobre áreas urbanas.

Esta Seção discute os efeitos da representação do modelo urbano explícito no sistema de modelagem de mesoescala.

#### 5.5.5.1 *Temperaturas e fluxos de energia (Simulação da ICU)*

As principais características da ICU aparecem bem simuladas pelo sistema acoplado ARPS-tTEB ao redor da RMSP, para períodos diurnos e noturnos. A Figura 5.16 mostra a distribuição espacial da temperatura do ar a 10 m da superfície para o dia 22 de Agosto de 2014 as 0900 UTC (manha) e 2000 UTC (tarde) para o experimento tTEB, de controle e a sua diferença. As 0900 UTC, a distribuição espacial das diferenças de temperatura do ar, segue o padrão de circulação da terrestre canalizados pelas montanhas em torno da RMSP (Fig.5.14). Para este horário, as diferenças de temperatura do ar entre os dois experimentos alcança valores próximos de 6°C.

As 2000 UTC, a distribuição espacial das diferenças de temperatura do ar, tem uma forma que segue os ventos da brisa marítima com diferenças entre os dois experimentos próximas de 3°C. Ao longo do dia, a zona de aquecimento estendeu-se do centro da cidade para a direção noroeste com temperaturas maiores entre 1 e 3°C do que aos arredores. Durante a noite, a zona de aquecimento estendeu-se do centro da cidade para a direção sudoeste com temperaturas maiores entre 1 e 6°C que os regiões do que as regiões rurais.

Comparando diferentes períodos dentro do dia, a ICU foi aparente na maior parte do dia e mais significativa a barlavento da cidade. Por exemplo, a Figura 5.17 mostra o corte vertical da temperatura do ar as 0900 UTC (de manha) e as 2000 UTC (de tarde) do dia 22 de Agosto de 2014 para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença. Na vertical, as 0900 UTC, as temperaturas mais altas foram tipicamente observadas até 300 m de altura sobre a superfície e estendeu se na direção sudeste. Os efeitos de aquecimento diminuem com a altura desde 3°C até 0,5°C.

Em contraste, as 2000 UTC (de tarde), as temperaturas mais alta do ar foram observadas até uma altura de 700 m acima da superfície e estendeu se na direção noroeste com efeitos de aquecimento desde 2°C até 0,5°C. Essas diferentes intensidades e alturas dos efeitos do aquecimento da ICU no início da manhã e no final da tarde podem ser explicadas pela estratificação estável durante a noite que mantém os efeitos térmicos da fonte urbana muito mais próximos da superfície do que a estratificação instável durante o dia [Bohnenstengel et al., 2011].

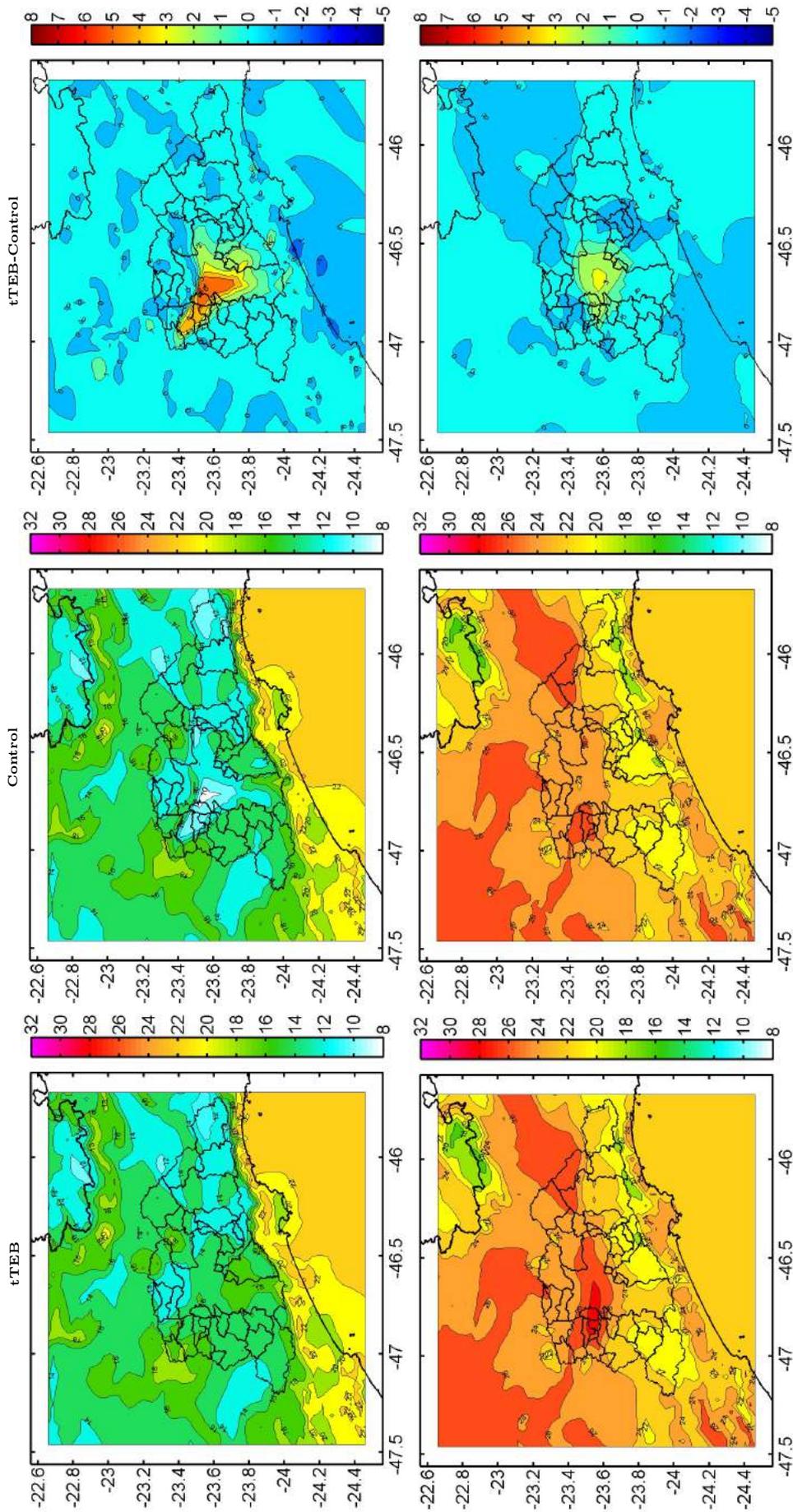


Figura 5.16: Distribuição espacial horizontal de temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) a 10 m da superfície as 0900 UTC (primeira fila) e 2000 UTC (segunda fila) para o dia 22 de Agosto de 2014 para os experimentos tTEB (primeira coluna), de controle (segunda coluna) e a sua diferença (terceira coluna).

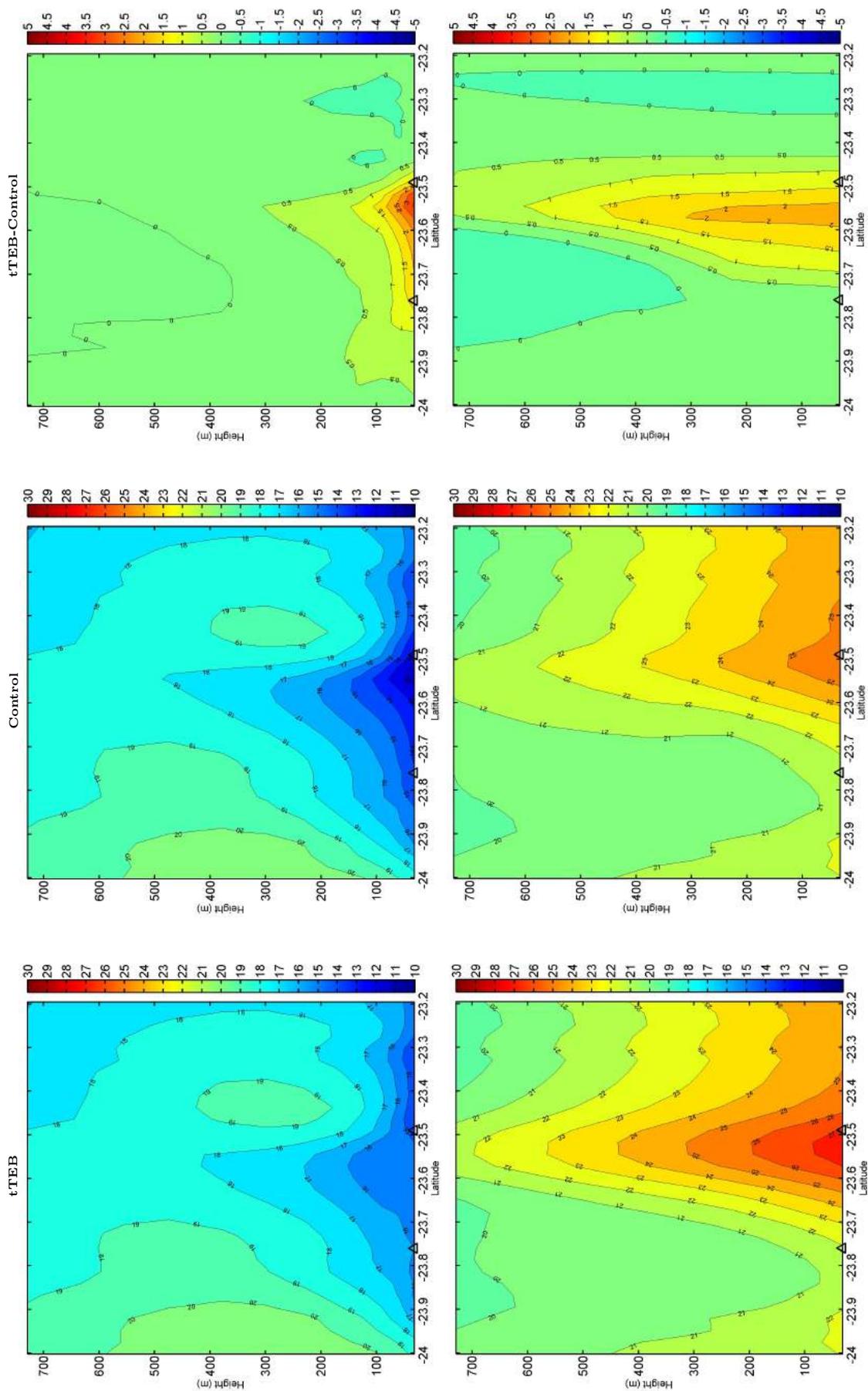


Figura 5.17: Corte vertical da temperatura do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) para os experimentos tTEB (primeira coluna), de controle (segunda coluna) e a sua diferença (terceira coluna). As médias foram calculadas entre as longitudes  $46,9^{\circ}\text{W}$  e  $46,42^{\circ}\text{W}$  as 0900 UTC (primeira fila) e as 2000 UTC (segunda fila) do dia 22 de Agosto de 2014. Os triângulos pretos indicam os limites da cobertura urbana.

Para investigar o efeito do aquecimento superficial urbano sobre a evolução da intensidade da ICU, foi analisado o balanço energético de superfície (SEB) na área urbana. O ciclo diurno para os componentes energéticos foram calculados em média sobre toda a área urbana. O balanço de energia de superfície, que é derivada a partir da conservação de energia na superfície, é descrito com a seguinte equação (Eq.5.3):

$$Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S \quad (5.3)$$

sendo  $Q^*$ , o fluxo de radiação neto,  $Q_F$ , o fluxo de calor antrópico,  $Q_H$ , o fluxo de calor sensível na superfície e  $Q_E$ , o fluxo de calor latente na superfície. O fluxo de calor armazenado  $\Delta Q_S$  representa o total de energia transferido de/para a superfície urbana/solo que inclui edifícios (telhados e paredes) e estradas e é equivalente ao fluxo de calor no solo. O fluxo de radiação neta é composto da radiação neta de onda curta ( $Q_K$ ) e a radiação neta de onda longa ( $Q_L$ ) (Eq.5.4):

$$Q^* = Q_K + Q_L = (K_{\downarrow} - K_{\uparrow}) + (L_{\downarrow} - L_{\uparrow}) \quad (5.4)$$

sendo  $K_{\downarrow}$  e  $L_{\downarrow}$  a radiação incidente de onda curta e de onda longa, respectivamente.  $K_{\uparrow}$  e  $L_{\uparrow}$  a radiação emitida de onda curta e de onda longa. A Figura 5.18a mostra o ciclo diurno do fluxo médio de radiação neta absorvida pela superfície para os experimentos tTEB (urbana) e de controle (semi-deserto).

Foi observado que para períodos diurnos, as diferenças da radiação neta de onda curta entre a cobertura urbana e a cobertura de semi-deserto alcança valores próximos de  $45 \text{ W m}^{-2}$ , devido ao albedo reduzido da cobertura urbana e conseqüente diminuição da radiação de ondas curta emitida ( $K_{\uparrow}$ ). Para períodos noturnos, foi observado um incremento da radiação de onda longa ( $L_{\uparrow}$ ), devido a que a cobertura urbana é mais quente do que a cobertura de semi-deserto e em conseqüência, o fluxo de radiação neta é mais negativa e alcança valores próximos de  $-40 \text{ W m}^{-2}$  [Oke, 1987].

Deste modo, a redução no fluxo de calor latente emitido na cobertura urbana domina o aumento da radiação solar absorvida e o fluxo de calor antrópico adicional  $Q_F$ . Estes termos energéticos de origem urbana são equilibrados pelo aumento da radiação de onda longa emitida, pelo fluxo de calor armazenado e pelo fluxo de calor sensível na área urbana

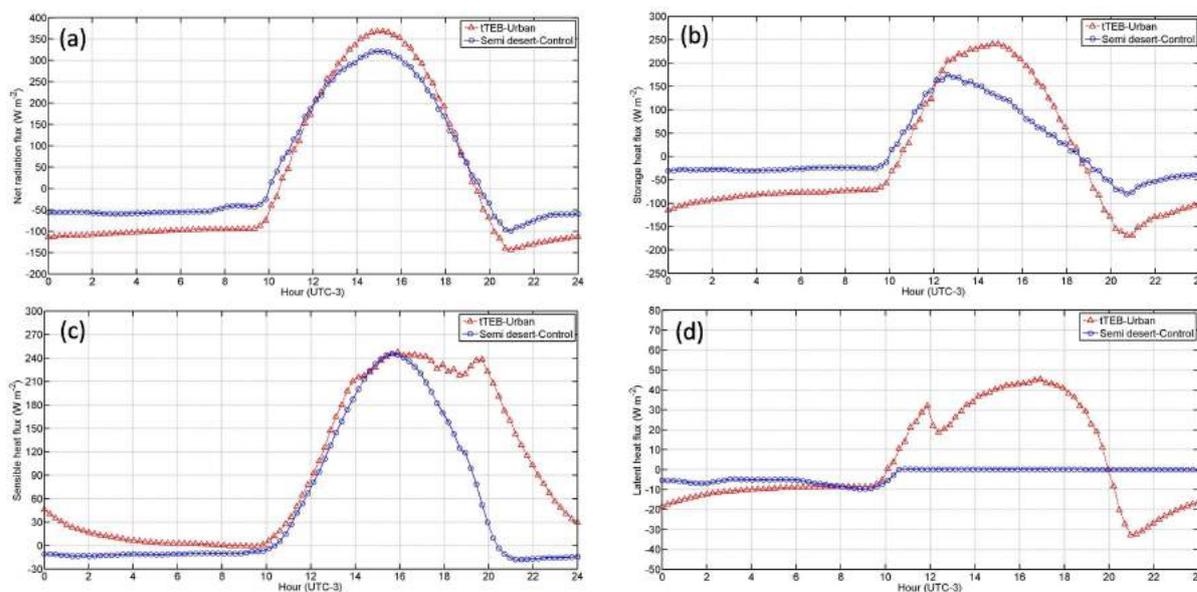


Figura 5.18: (a) Ciclo diurno do fluxo médio de radiação neta ( $\text{W m}^{-2}$ ) absorvida pela superfície. (b) Ciclo diurno do fluxo médio de calor armazenado ( $\text{W m}^{-2}$ ). (c) Ciclo diurno do fluxo médio de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ). (d) Ciclo diurno do fluxo médio de calor latente. Os graficos mostram os resultados para os experimentos tTEB (urbana) e de controle (semi-deserto) no dia 22 de Agosto de 2014.

(Fig.5.18). O aumento da liberação de calor sensível conduz a um pequeno aumento na temperatura do ar 10 m acima da superfície de  $2^{\circ}\text{C}$  durante a noite (Fig.5.11), mesmo que a diferença entre o fluxo de calor sensível seja muito menor durante o dia (Fig.5.18c). Os termos energéticos da fonte urbana durante a noite são muito diferentes daqueles durante o dia. O excesso noturno na liberação de calor que foi armazenado durante o dia, é equilibrado pelo aumento de radiação de onda longa emitida e do fluxo de calor sensível.

No experimento de controle, a cobertura semi desértica exibe um ambiente térmico climático extremo, com temperaturas muito altas durante o dia e baixas temperaturas à noite. Este comportamento pode ser explicado em termos de falta de água, tanto no solo como na atmosfera. Em conseqüência, quase toda a energia radiativa disponível num deserto deve ser dissipada como fluxo de calor sensível turbulento ( $Q_H$ ), devido a que a evapotranspiração ( $Q_E$ ) é quase insignificante [Oke, 1987]. Como resultado da falta de umidade e da concentração de calor na camada de areia mais alta, a temperatura de superfície durante o dia no deserto é alta.

Por outro lado, no experimento tTEB, a cobertura urbana tem o fluxo de calor sensível turbulento ( $Q_H$ ) como o principal meio de dissipação do excesso de radiação neta diurna. No entanto, em contraste com a cobertura de semi-deserto, na cobertura urbana, a evapotranspiração ( $Q_E$ ) é também um importante dissipador de calor do sistema, mostrando que

a água ainda está disponível apesar dos efeitos de impermeabilização do desenvolvimento urbano.

Esses fatos estão ilustrados nas Figuras 5.18c e 5.18d, que mostram as series temporais dos fluxos de calor sensível e de calor latente sobre as coberturas urbanas e de semi-deserto. Para o fluxo de calor sensível, aparece uma curva de atraso significativa com valores máximos próximos de  $240 \text{ W m}^{-2}$ , que permanece positiva durante o final da tarde (após do pôr do sol) na cobertura urbana. Este aquecimento contínuo da atmosfera pelo transporte de calor turbulento, é importante no crescimento da ilha de calor noturna típica de ambientes urbanos.

Para o fluxo de calor latente, a cobertura semi-desértica exibe uma variação diurna baixa, de acordo com a falta de umidade que reduz a evapotranspiração ( $Q_E$ ). Em contraste, no caso da cobertura urbana, há um transporte significativo de fluxo de calor latente nos períodos diurno e noturno com valores máximos próximos de  $50 \text{ W m}^{-2}$  e mínimo de  $-30 \text{ W m}^{-2}$ . Como há ausência de precipitação durante o dia, o fluxo de calor latente é basicamente produzido pela fonte de energia antrópica no interior da área urbana (Tabela 4.2).

A distribuição espacial dos fluxos de calor sensível e calor latente as 1830 UTC ao redor da RMSP para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença são mostrados nas Figuras 5.19 (primeira fila) e 5.19 (segunda fila), respectivamente. Para o fluxo de calor sensível, os valores mais altos estão localizados na região sudeste da cidade com valores próximos de  $360 \text{ W m}^{-2}$ , este aquecimento é gerado pelos ventos da brisa marítima da região noroeste (Fig. 5.17). Para o fluxo de calor latente, os valores mais altos estão localizados no centro da cidade com valores máximos próximos de  $60 \text{ W m}^{-2}$ .

O corte vertical médio da energia cinética turbulenta para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença as 1915 UTC sobre a RMSP são mostrados na Figura 5.19 (terceira fila). Os resultados do experimento tTEB mostram uma maior energia turbulenta sobre a RMSP com valores entre  $1,4 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  a 400 m e  $0,2 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  a 2000 m de altura. Esta maior quantidade de energia cinética turbulenta, gera uma mistura eficaz de poluentes no interior da região urbana.

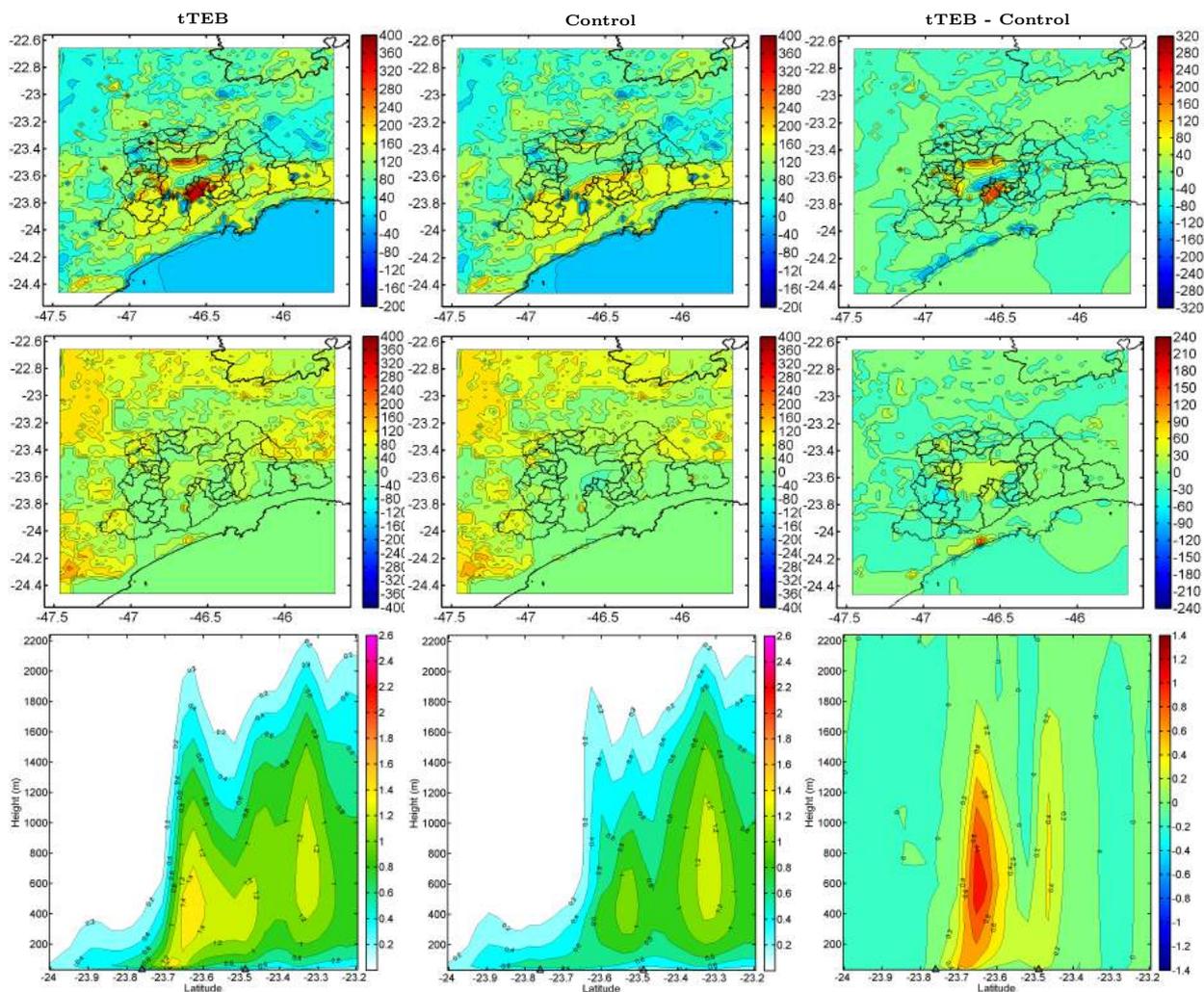


Figura 5.19: (Primeira fila) Distribuição espacial do fluxo de calor sensível ( $\text{W m}^{-2}$ ) as 1830 UTC do dia 22 de Agosto de 2014. (Segunda fila) Distribuição espacial do fluxo de calor latente ( $\text{W m}^{-2}$ ) as 1830 UTC do dia 22 de Agosto de 2014. (Terceira fila) Corte vertical médio da energia cinética turbulenta ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) entre as longitudes  $46,9^\circ\text{W}$  e  $46,42^\circ\text{W}$  as 1915 UTC para o dia 22 de Agosto de 2014. A primeira coluna mostra os resultados do experimento tTEB, a segunda coluna os resultados do experimento de controle e a terceira coluna a diferença entre eles. Os triângulos pretos indicam os limites da cobertura urbana.

### 5.5.5.2 Ventos e convergência

A zona de convergência criada pelo avanço da brisa marítima sobre a Serra do mar, se propaga para o interior até chegar à área urbana da RMSp. À medida que a ICU se desenvolve, ocorre uma diminuição na densidade do ar, causando movimento ascendente e uma queda da pressão superficial. A partir dos resultados da simulação, a brisa marítima chega ao centro da RMSp entre as 1830 UTC e 1900 UTC da tarde do dia 22 de agosto de 2014 e uma corrente ascendente vertical foi desenvolvida nos experimentos tTEB e de controle.

A Figura 5.20 (primeira fila) mostra o corte vertical da velocidade vertical sobre a RMSP as 2000 UTC para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença. O aumento na velocidade vertical para o experimento tTEB atinge valores máximos próximos de  $0,45 \text{ m s}^{-1}$  a uma de 1000 m de altura. Em contraste, para o experimento de controle, a velocidade vertical atinge valores próximos de  $0,15 \text{ m s}^{-1}$  a 1000 m de altura.

A presença da urbanização, aumenta a convergência na direção de barlavento da cidade, devido às mudanças na rugosidade e às condições térmicas dentro da cobertura urbana. A Figura 5.20 (segunda fila) mostra o corte vertical do fluxo médio de divergência de umidade para os experimentos tTEB, de controle e a sua diferença as 2000 UTC. Para o experimento tTEB, observa-se uma zona de convergência significativa desenvolvida sobre o RMSP desde a superfície do solo até uma altura de 900 m aproximadamente, com valores máximos próximos a  $-6 \times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . A zona de divergência correspondente desenvolvida acima até 2500 m de altura com valores máximos próximos de  $3 \times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ . Para o experimento de controle, a intensidade da convergência e a velocidade vertical são mais fracas e superficiais, com valores próximos de  $-3 \times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  e  $0,15 \text{ m s}^{-1}$ , respectivamente.

Além disso, a frente da brisa marítima experimenta menor velocidade de propagação quando chega acima da cobertura urbana, devido a mudanças de rugosidade e das condições térmicas. Os ventos baixos da costa são mais lentos. Por exemplo, a Figura 5.20 (terceira fila) mostra o corte vertical da intensidade de vento para os experimentos tTEB e de controle as 2000 UTC sobre a RMSP.

O experimento de controle mostra ventos baixos com intensidades entre  $2,5$  e  $9 \text{ m s}^{-1}$  embaixo de uma altura de 650 m, com a frente de brisa marítima localizada na latitude de  $23,5^\circ\text{S}$ , aproximadamente. Em contraste, o experimento tTEB mostra velocidades de vento mais baixas entre  $2,5$  e  $7 \text{ m s}^{-1}$  embaixo de uma altura de 850 m, com a frente de brisa marítima localizada na latitude de  $23,55^\circ\text{S}$ . Essas mudanças de velocidade do vento são causadas pela urbanização e geram convergência na direção de barlavento.

A circulação da ICU, gerada no experimento tTEB, impede o avanço da frente da brisa marítima, como mencionado acima, devido à aceleração oposta da circulação de brisa marítima no centro e na região norte da RMSP. No experimento de controle, não há aceleração se opondo à propagação da frente da brisa marítima. Este comportamento é observado nas Figuras 5.21 (primeira fila) e 5.21 (segunda fila), que mostram os vetores e

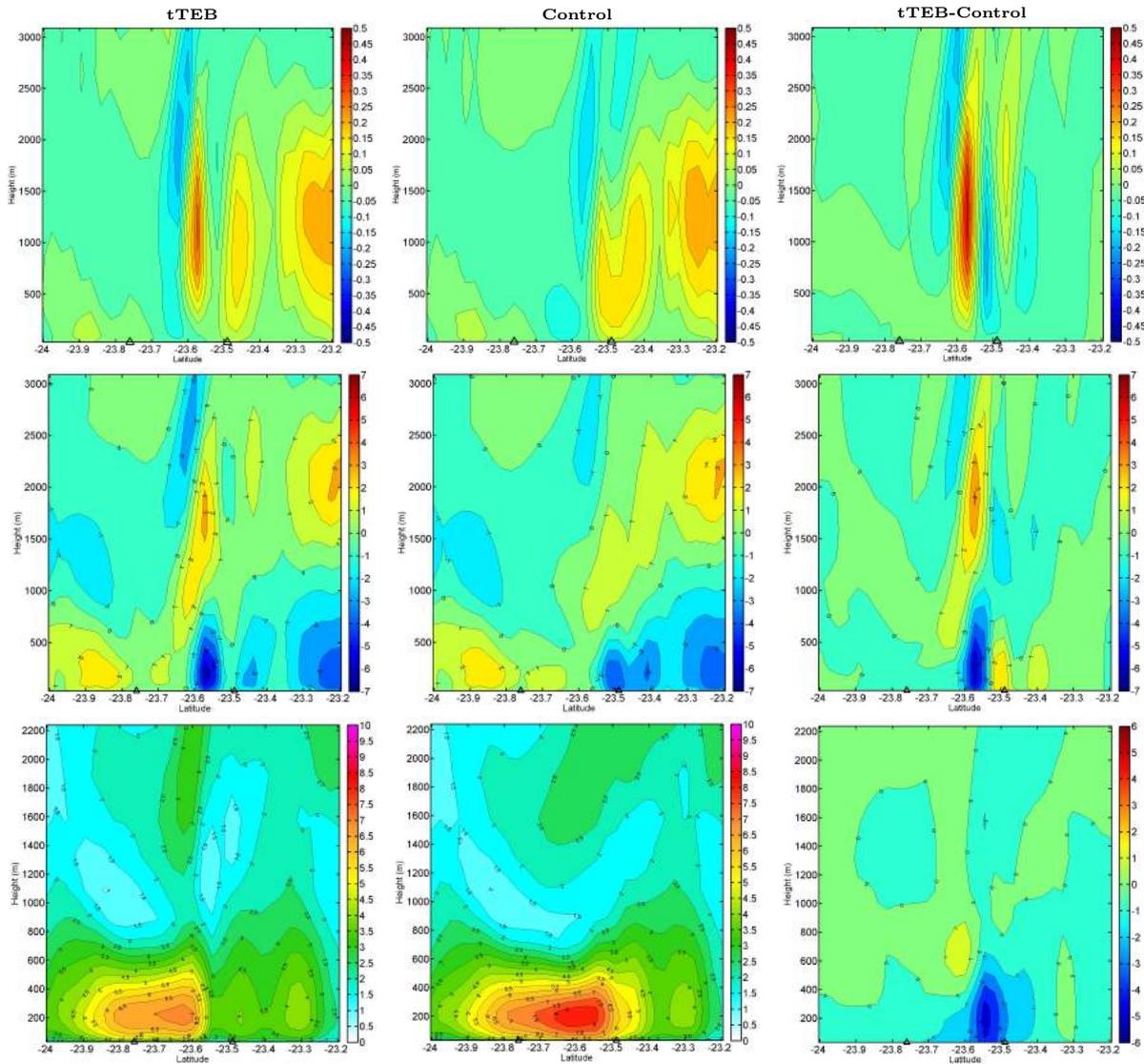


Figura 5.20: (Primeira fila) Corte vertical da velocidade vertical média ( $\text{m s}^{-1}$ ). (Segunda fila) Corte vertical do fluxo médio de divergência de unidade ( $\times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ). (Terceira fila) Corte vertical da intensidade média do vento horizontal ( $\text{m s}^{-1}$ ). Os valores médios foram obtidos entre as longitudes  $46,9^\circ\text{W}$  e  $46,42^\circ\text{W}$  as 2000 UTC do dia 22 de Agosto de 2014 para os experimentos tTEB (esquerda), de controle (centro) e a sua diferença (direita). Os triângulos pretos indicam os limites da cobertura urbana.

as intensidades das velocidades e acelerações do vento sobre a RMSP as 2000 UTC para os experimentos tTEB e de controle, respectivamente.

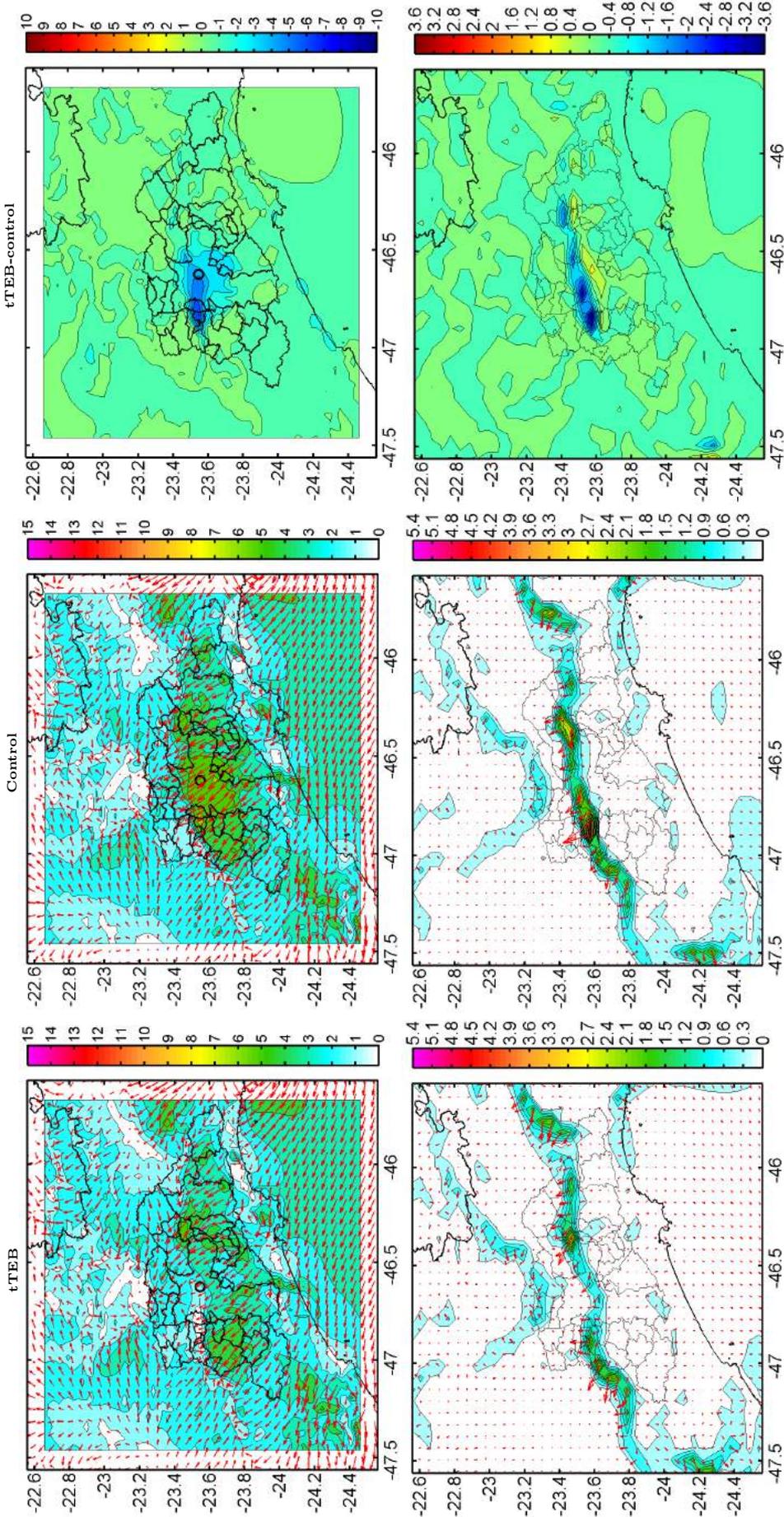


Figura 5.21: (Primeira fila) Vetores e intensidades da velocidade do vento ( $m s^{-1}$ ) ao redor da RMSP as 2000 UTC. (Segunda fila) Vetores e intensidades da aceleração do vento ( $\times 10^{-4} m s^{-2}$ ) ao redor da RMSP as 2000 UTC. A primeira coluna mostra os resultados do experimento tTEB, a segunda coluna os resultados do experimento de controle e a terceira coluna a diferença entre eles. São mostrados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.

A frente da brisa marítima é fortemente desacelerada e retardada sobre a cobertura urbana, em comparação com a aceleração do vento sem efeitos urbanos em aproximadamente  $4,0 \times 10^{-3} \text{m s}^{-2}$ . A velocidade do vento também é fortemente reduzida em valores de até  $6 \text{m s}^{-1}$ . Logo que desaparecem os efeitos da ICU, a brisa marítima no experimento de controle continua sua propagação para o interior do continente e é ligeiramente mais intensa do que a obtida do experimento tTEB.

De acordo com os resultados apresentados acima, a presença da superfície urbana aumenta as velocidades verticais até três vezes mais do que se a cobertura fosse semideserto. Estas correntes ascendentes contribuem consideravelmente para o transporte vertical da umidade. O contraste térmico mais forte que leva convergência e maiores intensidades de corrente ascendente sobre e a barlavento da área urbana, pode provocar precipitações intensas concentradas na direção de barlavento da cidade [Pereira Filho et al., 2004, Pereira Filho e Dos Santos, 2007]. Estes efeitos da ICU serão apresentados na Seção 5.6.

## 5.6 Evento de tempestade do dia 12 de Janeiro de 2015

No dia 12 de Janeiro de 2015, muitos bairros da RMSP sofreram eventos de precipitação intensa com enchentes subseqüentes e alagamentos em vários bairros da cidade de São Paulo, tal como foi registrado pelo Centro de Gerenciamento de Emergências [Centro de Gerenciamento de Emergências, 2015]. Em total, foram registrados 35 alagamentos, distribuídos da seguinte forma: 3 alagamentos na Zona Centro, 2 alagamentos na Zona Leste, 17 alagamentos na Zona Sul e 13 alagamentos na Zona Sudeste. Possivelmente, esta série de eventos estão associados à interação entre a circulação gerada pela ilha de calor urbana na RMSP e a penetração de brisa marítima de verão na faixa leste do Estado de São Paulo.

### 5.6.1 Imagens do satélite GOES-12

As Figuras 5.22 e 5.23 mostram as imagens nos canais visível (VIS) (1 km de resolução) e infravermelho (IR) do satélite GOES-13 a partir das 1500 UTC até as 2000 UTC, respectivamente. As imagens no canal VIS mostram a quantidade de radiação refletida pela Terra e pelas nuvens, sendo uma aproximação do albedo terrestre. As grandes nuvens grossas aparecem em branco uma vez que têm um alto albedo. Nuvens mais finas aparecem

em tons cinza leves e médios. O oceano, com um albedo muito baixo, aparece quase preto [Conway, 1997].

Por outro lado, as imagens no canal IR mostram a quantidade de radiação emitida pelas nuvens e pela superfície da Terra. Uma vez que a quantidade de energia emitida depende da temperatura da superfície, as imagens IR são essencialmente umas imagens das temperaturas da superfície e do topo das nuvens mostrados em tonalidades de preto, branco ou cinza. Em imagens IR convencionais, as áreas mais frias aparecem em tons de branco ou cinza claro e áreas quentes aparecem em preto ou cinza escuro. Nas imagens no canal IR, o contraste água-terra é geralmente bastante acentuado. No entanto, durante um ciclo de 24 horas, a terra aquece e resfria muito mais rapidamente do que a água nas proximidades. No início da manhã, a terra e a água têm temperaturas muito próximas. As imagens IR nesta hora do dia podem ter pouco contraste água-terra. Enquanto a terra aquece, no entanto, aparece mais escuro nas imagens IR e o contraste com a água geralmente melhora.

Em todas as figuras, a RMSP é ressaltada com um círculo vermelho. As 1500 UTC (Figuras 5.22a e 5.23a) não existe nebulosidade nas proximidades da RMSP e portanto, é provável que a atividade convectiva seja fraca. As 1600 UTC começa a se observar as primeiras sinais de atividade convectiva devido à presença de nebulosidade na faixa oeste da RMSP paralela à linha costeira (Figuras 5.22b e 5.23b). Nas seguintes horas (1700 e 1800 UTC) é possível observar a intensificação da atividade convectiva que provocou a tempestade com precipitação de forte intensidade na RMSP, nas Figuras 5.22c e 5.22d no canal VIS e nas Figuras 5.23c e 5.23d no canal IR onde as nuvens aparecem em tons brancos brilhantes o que indica a presença de nuvens cumulonimbos grossas e com topos frios.

É possível observar nestas figuras a formação de células convectivas durante o seu máximo desenvolvimento vertical. Aparentemente os ventos de nível superior são muito fortes e quando a parte superior da tempestade tem crescido até essa altura, o topo da tempestade se espalha na direção de barlavento (oeste). Isto dá ao topo da tempestade uma forma triangular, que aponta na direção de sotavento em relação aos ventos de nível superior. A parte de sotavento da tempestade é bem definida enquanto a parte de barlavento é mais difusa em aparência, devido a que esta parte da nuvem de tempestade é geralmente composta de nuvens cirrus, cuja textura é mais suave.

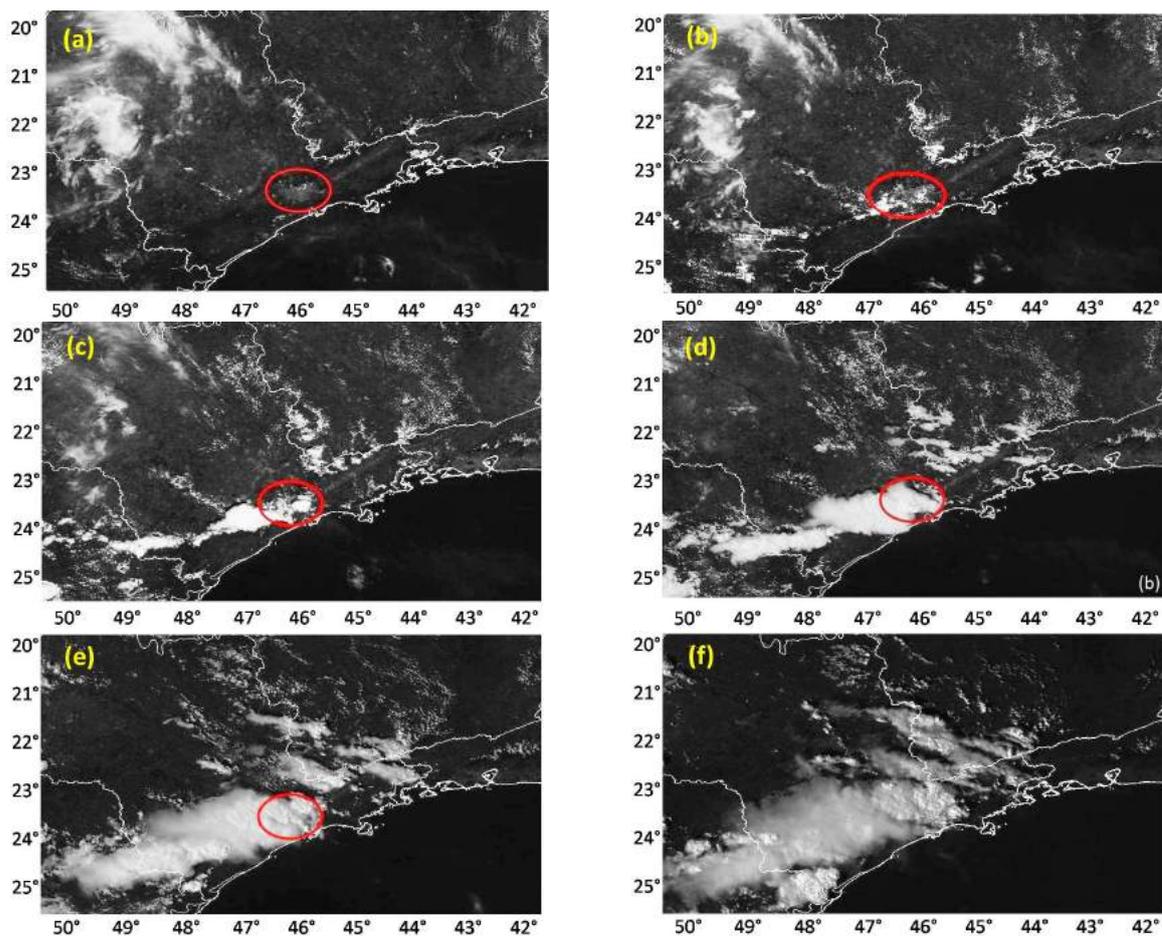


Figura 5.22: Imagens de alta resolução espacial (1 km) do satélite GOES-12 no canal visível em 12 de Janeiro de 2012 para (a) 1500 UTC, (b) 1600 UTC, (c) 1700 UTC, (d) 1800 UTC, (e) 1900 UTC e (f) 2000 UTC. Fonte: Cptec/Inpe.

Este sistema convectivo pode estar associado à penetração de brisa marítima na faixa leste do Estado de São Paulo entre as 1600 UTC e as 1700 UTC em que dá início o processo convectivo na RMSP. Nas imagens do canal IR de alta resolução espacial, pode-se observar o aquecimento diferencial gerado pelo efeito da ilha de calor na RMSP nas Figuras 5.23a e 5.23b. Entre as 1900 UTC e as 2000 UTC a tempestade se encontra na sua etapa dissipativa, como é possível observar nas Figuras 5.22e e 5.22f para o canal VIS e nas Figuras 5.23e e 5.23f para o canal IR onde as nuvens provavelmente stratus ou cúmulos aparecem em tons cinzas mais leves no canal VIS e com topos frios no canal IR.

### 5.6.2 Condições sinóticas do evento com o modelo GFS

As análises do campo de vento e do campo de pressão reduzida ao nível do mar mostrados nas Figuras 5.25 foram obtidas com os dados do modelo GFS (NCEP/EUA) para o dia

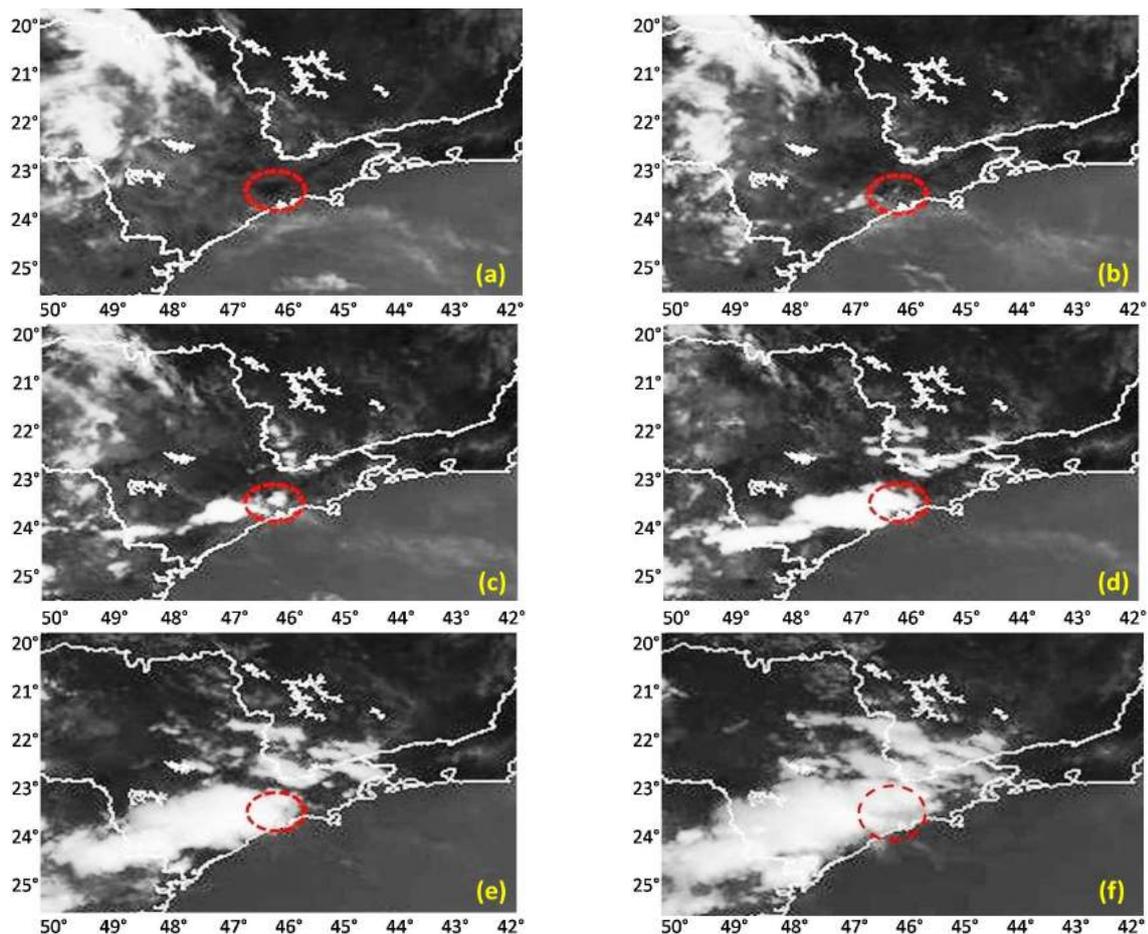


Figura 5.23: Imagens de alta resolução espacial do satélite GOES-12 no canal infravermelho em 12 de Janeiro de 2012 para (a)1500 UTC, (b)1600 UTC, (c)1700 UTC, (d) 1800 UTC, (e) 1900 UTC e (f) 2000 UTC. Fonte: Cptec/Inpe.

12 de Janeiro de 2015. Todas as imagens mostram as circulações anti-ciclônicas associadas aos sistemas de alta pressão do Atlântico e do Pacífico Sul. O sistema de alta pressão do Pacífico Sul está centrado aproximadamente em  $90^{\circ}\text{W}$  de longitude e  $37^{\circ}\text{S}$  de latitude as 0000 UTC (Fig.5.25a) e vai se deslocando para leste nas seguintes horas (Fig.5.25b, 5.25c e 5.25d).

Por outro lado, o sistema de alta pressão do Atlântico Sul está centrado aproximadamente em  $20^{\circ}\text{W}$  de longitude e  $25^{\circ}\text{S}$  de latitude as 0000 UTC (Fig. 5.25a) e vai se deslocando para oeste nas seguintes horas (Fig. 5.25b, 5.25c e 5.25d). As 0000 UTC é possível observar um centro de baixa pressão de 1006 hPa localizado na costa leste da Argentina que vai-se movimentando para o leste nas seguintes horas. Nos campos de pressão reduzida ao nível do mar, também é possível observar um cavado associado ao vórtice ciclônico extratropical na faixa leste da Região Sudeste do Brasil, que permaneceu

influenciando a região por todo o dia.

As 1800 UTC se observa outro centro de baixa pressão de 1010 hPa na faixa leste do Paraná e no Vale do Ribeira em São Paulo (Fig.5.25d). Devido as suas dimensões de mesoescala, este centro de baixa pressão pode ser associado à atividade convectiva nas imagens do satélite GOES-12 entre as 1700 UTC e 1800 UTC nas Figuras 5.22 e 5.23.

Para o dia 12 de Janeiro de 2015 as análises do modelo GFS mostram um centro de alta pressão e portanto de elevada altura de geopotencial (3200 gpm) sobre o estado de São Paulo no nível de 700 hPa da atmosfera como é observado na Figura 5.24a para as 1200 UTC e na Figura 5.24b para as 1800 UTC. Nos campos de movimento vertical em 700 hPa as 1200 h, observa-se que, na RMSP houve subsidência com movimento vertical descendente da ordem de  $+0,3 \text{ Pa s}^{-1}$  e um centro de alta pressão nas regiões próximas à RMSP. Pelo contrário, as 1800 UTC, houve movimento ascendente de até  $-1,2 \text{ Pa s}^{-1}$  devido ao aquecimento superficial nas regiões próximas à RMSP.

Os campos de vento e divergência do fluxo de umidade das análises do modelo GFS para 1000 hPa mostram uma mudança de vento na direção de norte-noreste as 1200 UTC com a quase nula convergência de umidade em toda a região próxima à RMSP (Fig.5.26a) para sudeste as 1800 UTC na região costeira do estado de São Paulo, com uma região de intensa convergência de umidade entre  $-0,9 \times 10^{-6}$  e  $-1,5 \times 10^{-6} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  (Fig. 5.26b) na faixa costeira dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina incluindo a RMSP.

Esta região de convergência se encontra associada com a penetração de brisa marítima o que concorda com a atividade convectiva observada nas imagens do satélite GOES-12 (Fig.5.22 e Fig.5.23). Além disso, os campos de divergência de massa e de vento em 300 hPa mostram uma forte circulação ciclônica nas regiões próximas da RMSP com valores de convergência de massa de até  $-0,6 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  nas regiões próximas à RMSP as 1200 UTC.

Pelo contrário as 1800 UTC foi observada uma forte divergência de massa com valores próximos a  $+1,2 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$  nas regiões próximas à RMSP. Portanto a situação sinótica de convergência em baixos níveis, ligeiramente compensada pela divergência em altos níveis, favorece o desenvolvimento de convecção profunda nas regiões ao redor da RMSP.

Os campos de energia potencial convectiva disponível (CAPE) do modelo GFS mostra valores entre 2400 e 2700  $\text{J kg}^{-1}$  as 1200 UTC (Fig.5.27a) nas regiões próximas da RMSP. As 1800 UTC (Fig.5.27b) os valores da CAPE aumentam em toda a faixa costeira dos estados de São Paulo, Paraná e Santa Catarina até valores elevados entre 2700 e 3000 J

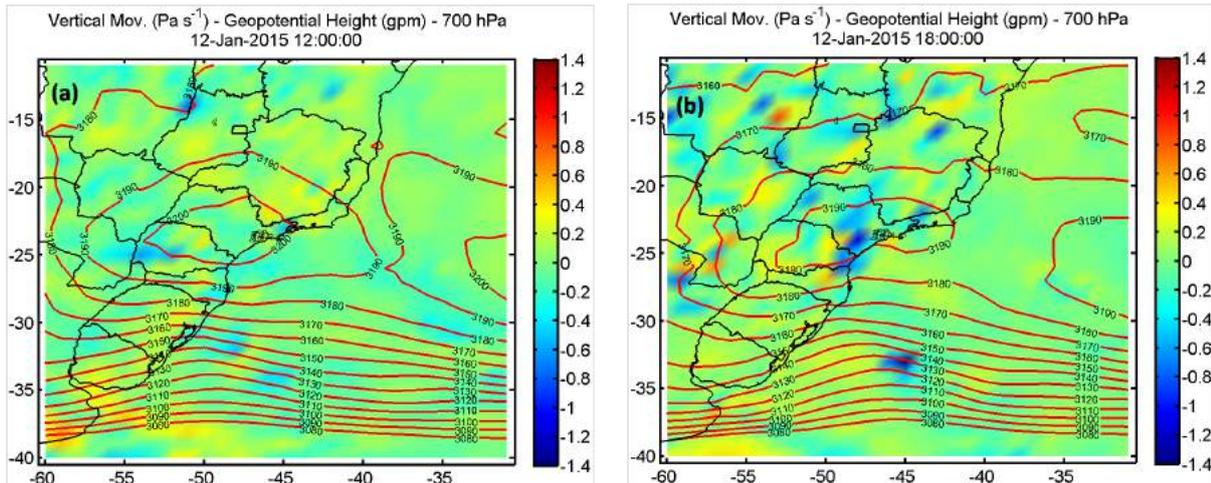


Figura 5.24: Campos de altura de geopotencial (mgp) [contornos] e de movimento vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ) [sombreado] das análises do modelo GFS no nível isobárico de 700 hPa em 12 de Janeiro de 2015 para (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas de geopotencial é de 15 mgp. As barras de cores indicam a escala dos valores sombreados de movimento vertical ( $\text{Pa s}^{-1}$ ). Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos.

$\text{kg}^{-1}$ . Além disso, os campos de inibição convectiva (CIN) do modelo GFS mostram valores baixos próximos a  $40 \text{ J kg}^{-1}$  as 1200 UTC (Fig.5.27c) nas regiões continentais ao redor da RMSP. Pelo contrário, a CIN mostra valores maiores próximos a  $240 \text{ J kg}^{-1}$  nas regiões marítimas na frente da RMSP.

As 1800 UTC (Fig.5.27d) é observado um ligeiro aumento da CIN tanto nas regiões continentais ( $40 \text{ J kg}^{-1}$ ) como nas regiões marítimas ( $320 \text{ J kg}^{-1}$ ) próximas à RMSP. Estes valores altos da CAPE e baixos da CIN, favorecem o desenvolvimento de tempestades logo após da passagem da brisa, como é observado nas imagens do satélite GOES-12 (Fig.5.22 e 5.23).

Por outro lado, os campos de vento térmico e da diferença de altura de geopotencial entre os níveis de 1000 hPa e 500 hPa são mostrados na Figura 5.28a para as 1200 UTC e na Figura 5.28b para as 1800 UTC. É possível observar um aumento na espessura da camada entre 1000 hPa e 500 hPa o que está associado com o aumento da temperatura média da camada entre as 1200 UTC e 1800 UTC nas regiões próximas à RMSP. As 1200 UTC a espessura da camada tem valores próximos a  $5800 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  e devido ao aquecimento superficial aumentou até  $5840 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  o que favorecia o aumento da convecção na RMSP.

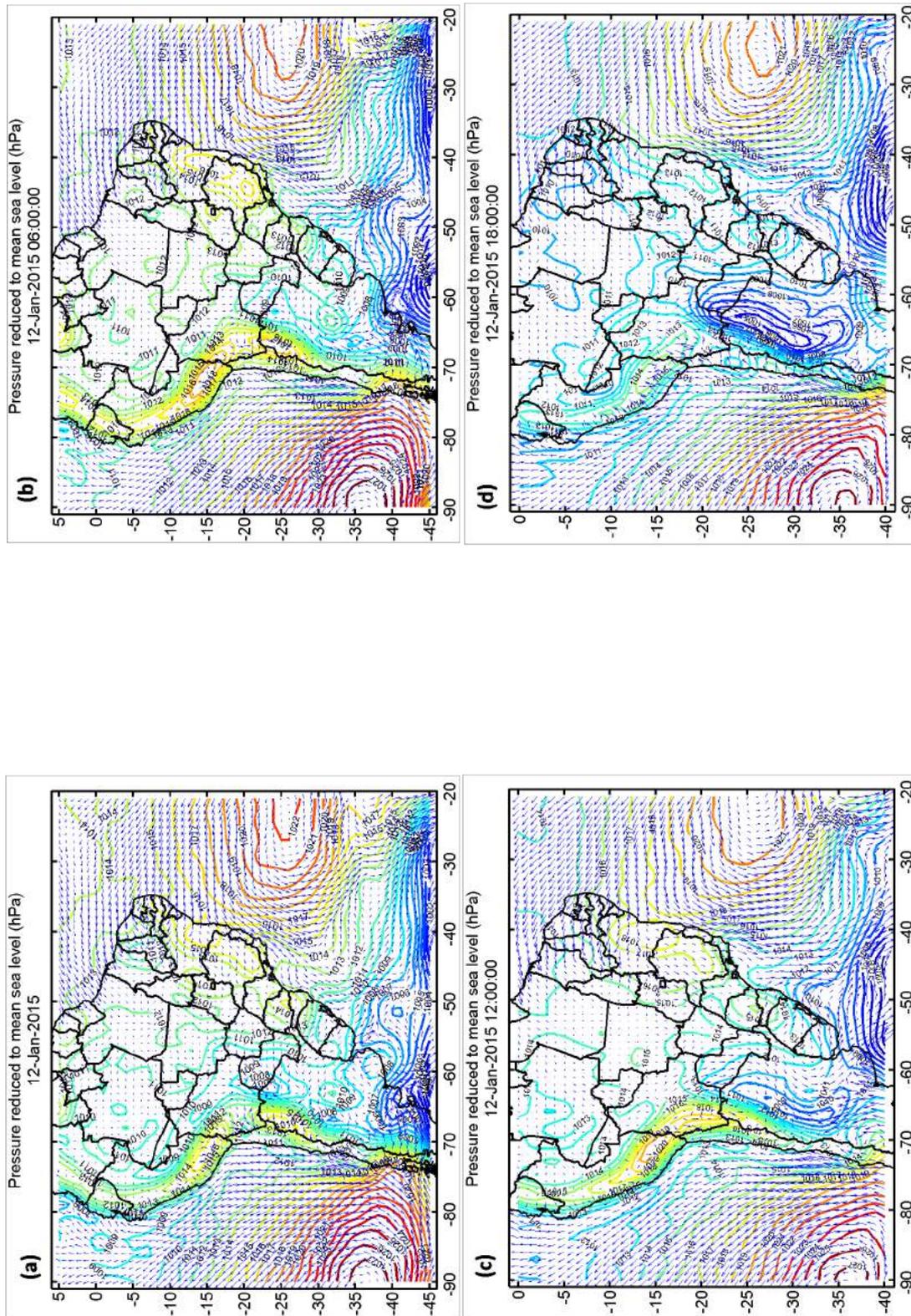


Figura 5.25: Campos de pressão reduzida ao nível do mar (hPa) e campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) das análises obtidas com o modelo GFS para o dia 12 de Janeiro de 2015 nos seguintes horários: (a) 0000 UTC, (b) 0600 UTC, (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC. O intervalo das isolinhas são de 1 hPa. Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopotálticos. Gradientes de pressão mais intensos a oeste se devem à presença da Cordilheira dos Andes. Cores frias indicam valores mais baixos e cores quentes valores altos.

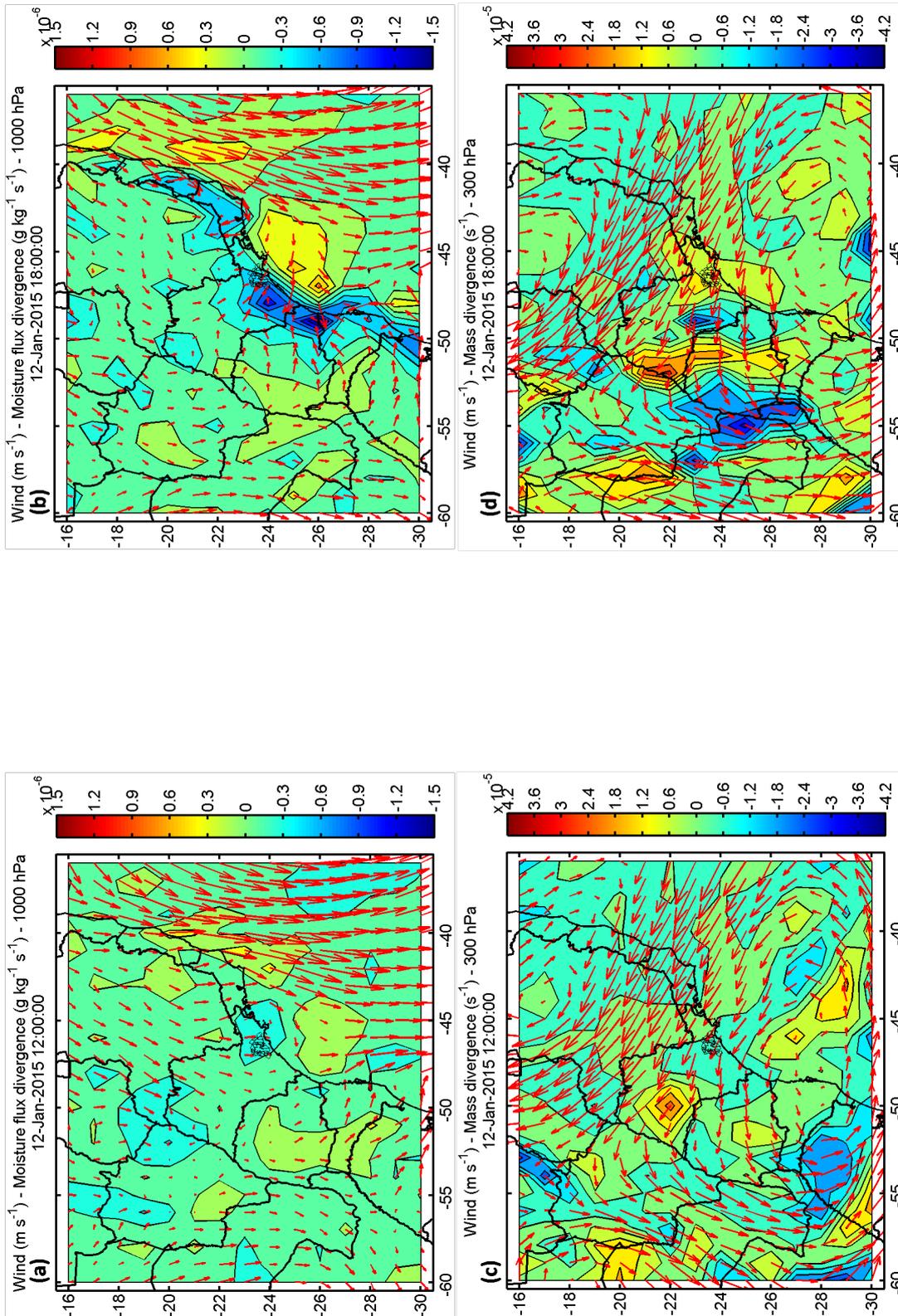


Figura 5.26: Análises do GFS para 12 de Janeiro de 2015 dos campos de divergência de fluxo de umidade ( $10^{-6} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) e campo de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) no nível de 1000 hPa para as (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC. Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e divergência de massa ( $10^{-5} \text{ s}^{-1}$ ) no nível de 300 hPa as (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC. As barras de cores indicam a escala dos valores de divergência de fluxo de umidade (a) e (b) e de divergência de massa (c) e (d). Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos.

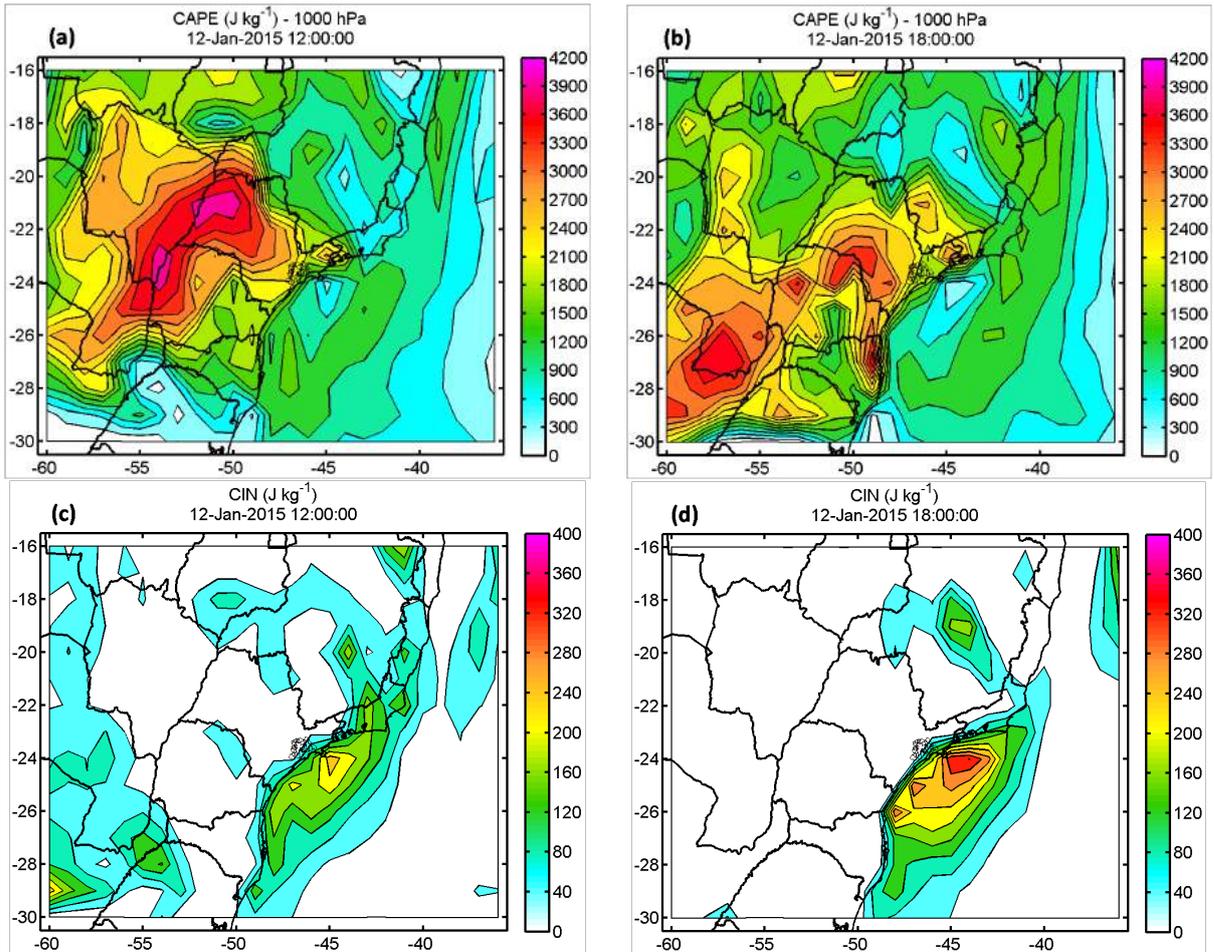


Figura 5.27: Campos de (a,b) CAPE ( $\text{J kg}^{-1}$ ) e (c,d) CIN (c,d) ( $\text{J kg}^{-1}$ ) das análises do modelo GFS em 12 de Janeiro de 2015 para as 1200 UTC e as 1800 UTC no nível de 1000 hPa. As barras de cores indicam a escala dos valores da energia potencial convectiva disponível. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.

De acordo com o teorema de desenvolvimento de Sutcliffe, a divergência em superfície é função do vento e da vorticidade nos níveis de 500 hPa e 1000 hPa, considerando o nível de 500 hPa como o nível de não divergência. O vento térmico que é a diferença entre os campos de vento em 500 hPa e 1000 hPa, muda de direção entre as 1200 UTC e as 1800 UTC. As 1200 UTC o vento térmico tem direção sudoeste desde as regiões mais frias até as regiões mais quentes (advecção fria), pelo contrário as 1800 UTC a direção do vento térmico tem direção noroeste desde às regiões mais quentes até a mais frias (advecção quente).

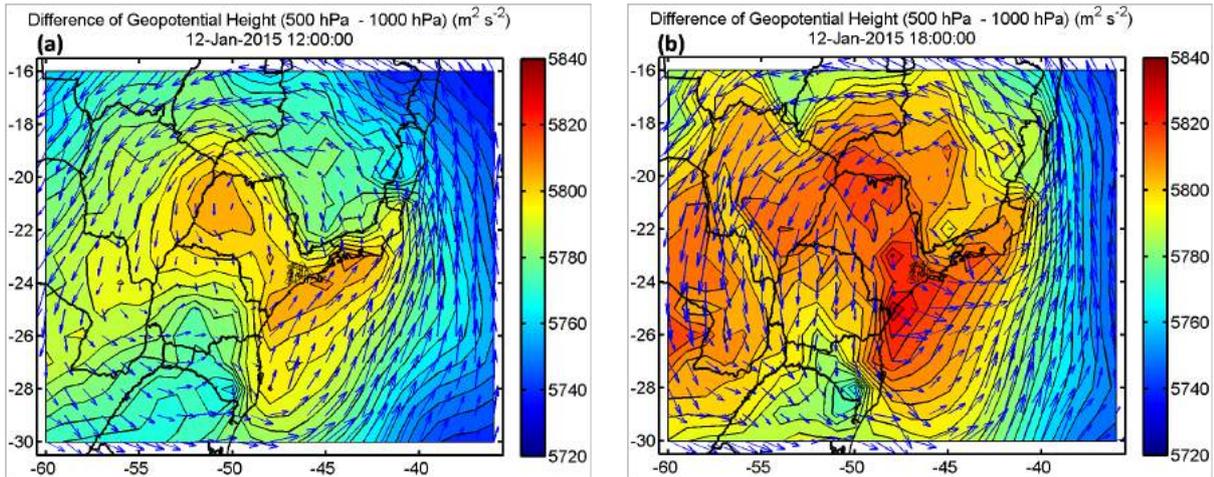


Figura 5.28: Campos do vento térmico ( $\text{m s}^{-1}$ ) e diferença de altura do geopotencial ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) entre os níveis de 500 e 1000 hPa para as (a) 1200 UTC e as (b) 1800 UTC. Os vetores são plotados a cada 4 pontos da grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.

### 5.6.3 Padrões de precipitação observados e simulados

O padrão espacial da precipitação acumulada entre as 1800 UTC e as 2100 UTC, durante o dia 12 de Janeiro de 2015, estimados pelo o radar meteorológico do São Paulo ao redor da RMSP é mostrado na Figura 5.29. O radar é um radar Doppler polarimétrico de banda S com uma frequência de transmissão de 2,7 até 2,9 GHz e uma potência máxima de 650 kW. O radar cobre uma área de 129 600  $\text{km}^2$  e opera com uma resolução espacial de  $2 \times 2 \text{ km}^2$ .

As figuras 5.29b e 5.29c mostram a evolução temporal do valor médio e do quantil 75% da precipitação acumulada (mm) com 5 minutos de resolução espacial sobre as regiões próximas da RMSP (Fig. 5.29a), respectivamente. Além disso, as figuras também mostram a evolução temporal da precipitação obtida com as simulações do modelo ARPS para os experimentos tTEB e de controle, ademais dos valores estimados pelo radar. Os resultados de ambos experimentos se ajustam bem com os valores estimados pelo radar e mostram valores máximos de precipitação ao redor das 1630 hora local próximos de 12 mm para a média e 18 mm para o quantil 75%.

Mais ainda, o padrão de precipitação no dia 12 de Janeiro de 2015 entre as 1800 UTC e as 2100 UTC, em regiões ao redor da RMSP obtidos com o CMORPH (CPC morphing technique) é mostrado na Figura 5.30a. Esta técnica produz análises de precipitação global com alta resolução espacial e temporal e utiliza observações de microondas via satélite de baixa órbita para derivar estimativas de precipitação, obtidos exclusivamente a partir de

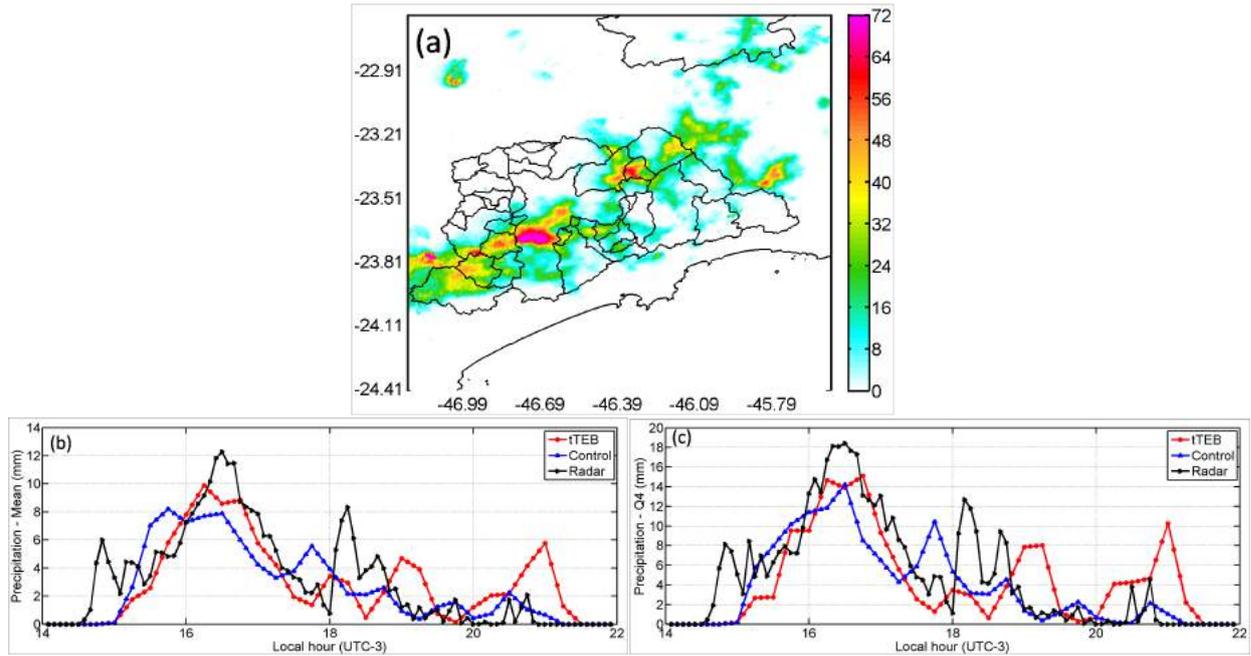


Figura 5.29: (a) Distribuição espacial da precipitação acumulada (mm) estimada pelo radar meteorológico de São Paulo entre as 1800 UTC e as 2100 UTC. Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos. (b) Série temporal da precipitação média para a região mostrada em (a) obtidos com os experimentos tTEB e de controle e estimados pelo radar. (c) Série temporal do quantil 75% da precipitação acumulada (mm) para a região mostrada em (a) obtidos com os experimentos tTEB e de controle e estimados pelo radar.

dados satélite geostacionário no canal infravermelho.

A figura 5.30b mostra o padrão de precipitação no dia 12 de Janeiro de 2015 entre as 1800 UTC e as 2100 UTC, em regiões ao redor da RMSP obtidos com a missão GPM (Global Precipitation Measurement), construído sobre o sucesso da missão TRMM (Tropical Rainfall Measuring Mission), que é uma missão espacial conjunta entre a NASA e a JAXA projetado para monitorar e estudar a precipitação tropical e subtropical e a liberação associada de energia. A missão TRMM estima a precipitação sobre regiões tropicais e sub-tropicais, desde 35°N até 35°S.

A missão GPM proporciona uma maior cobertura entre 65°N e 65°S e gera estimativas de precipitação global aproximadamente a cada hora com 0,1° de resolução. Para regiões ao redor da RMSP, os dados do GPM mostram valores de taxa de precipitação próximos de 48 mm h<sup>-1</sup> como é observado na Figura 5.30b.

As Figuras 5.31a, 5.31b e 5.31c mostram os resultados da simulação do modelo ARPS da taxa de precipitação (mm h<sup>-1</sup>) para os experimentos tTEB, controle e a sua diferença, respectivamente (resolução: 3,0 km). Os padrões de precipitação simulados com ambos

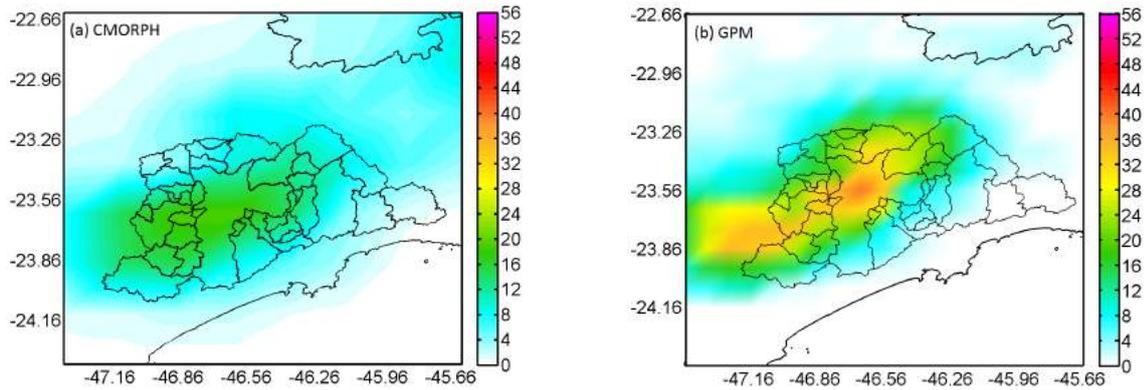


Figura 5.30: Distribuição espacial da taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ) entre as 1800 UTC e as 2100 UTC do dia 12 de Janeiro de 2015 obtidos com (a) CMORPH (resolução:  $0,25^\circ$ ) e com (b) GPM (resolução:  $0,1^\circ$ ). Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos.

experimentos se encontram altamente concentrados sobre a RMSP, no entanto, o experimento tTEB mostra diferenças espaciais significativas que serão discutidas mais para frente.

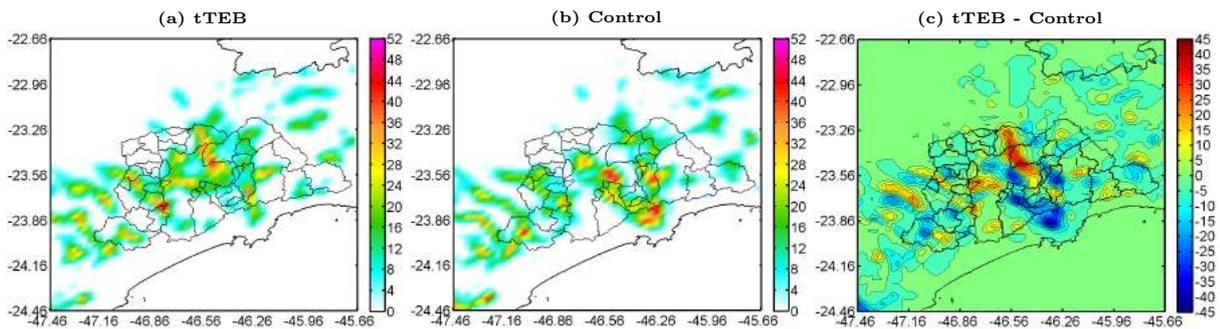


Figura 5.31: Padrões espaciais da taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ) obtidos com as simulações do modelo ARPS para os experimentos (a) tTEB, de (b) controle e (c) a diferença entre eles, para o dia 12 de Janeiro 2015 entre as 1800 UTC e as 2100 UTC (resolução: 3,0 km). Estão indicados longitudes, latitudes e contornos geopolíticos.

#### 5.6.4 Simulações numéricas com o modelo ARPS

Nesta Seção são mostrados os resultados das simulações numéricas com o modelo ARPS para o evento do dia 12 de Janeiro de 2015 em todas as resoluções das grades de 27 km, 9 km e 3 km. Para as resoluções de 27 km os resultados do modelo ARPS foram comparados com os dados do NCEP re-análise com resolução de  $0,5^\circ$ .

#### 5.6.4.1 Resultados do ARPS e re-análise para a grade de 27 km

Os padrões do fluxo de vento em escala sinótica para os níveis baixo (850 hPa) e superior (300 hPa) obtidos com os dados do NCEP re análise (resolução  $0,5^\circ$ ) e com as simulações do modelo ARPS para o dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC são mostrados na Figura 5.32. Para o nível de 850 hPa as Figuras 5.32a e 5.32b mostram a presença da circulação anti-ciclônica associada ao sistema de alta pressão do Atlântico sul centrado aproximadamente em  $25^\circ\text{S} - 25^\circ\text{W}$ .

Além disso, é observada uma circulação ciclônica na costa leste do extremo sul do Brasil ( $38^\circ\text{S}-45^\circ\text{W}$ ) associada com o cavado de baixa pressão mostrado na Figura 5.25d e que pode influenciar a formação do centro de baixa pressão de 1010 hPa as 1800 UTC associado à atividade convectiva nas regiões próximas da RMSP. Para o nível de 300 hPa as Figuras 5.32c e 5.32d mostram a presença do jato subtropical no Oceano Atlântico, centrado na latitude próxima à  $38^\circ\text{W}$ . Nas regiões próximas da RMSP é observada uma circulação anti-ciclônica com vento em direção sudeste para noroeste que alcançam intensidades de até  $24 \text{ m s}^{-1}$  nos resultados de NCAR re análise.

Além disso, os padrões da intensidade de vento para os níveis baixo (850 hPa) e superior (300 hPa) obtidos com os dados do NCEP reanálise (resolução  $0,5^\circ$ ), com as simulações do modelo ARPS e a diferença entre eles para o dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC são mostrados na Figura 5.33. Para o nível de 850 hPa (Fig.5.33a, 5.33b, 5.33c) as intensidades do vento mudam desde 0 até  $24 \text{ m s}^{-1}$  com as maiores intensidades observadas na circulação ciclônica localizada na costa leste do extremo sul do Brasil ( $38^\circ\text{S}-45^\circ\text{W}$ ).

A máxima diferença entre as estimativas do NCEP reanálise e do modelo ARPS chegam a valores de  $4 \text{ m s}^{-1}$  nas regiões próximas da RMSP. Para o nível de 300 hPa (Fig.5.33c,5.33d, 5.33e) as intensidades do vento atingem valores próximos de  $52 \text{ m s}^{-1}$  na região do jato subtropical localizado aproximadamente ao redor dos  $40^\circ\text{S}$  de latitude.

A máxima diferença entre as estimativas do NCEP reanálise e do modelo ARPS chegam a valores de  $9 \text{ m s}^{-1}$  nas regiões próximas da RMSP. Em conclusão, os padrões de circulação e intensidade do vento para os níveis de 300 hPa e 850 hPa, foram razoavelmente bem simulados pelo modelo ARPS comparados com os resultados do NCAR re análise para a resolução de 27 km, exceto para as regiões próximas da RMSP onde o modelo ARPS subestima a intensidade dos ventos em comparação com os resultados do NCAR re análise.

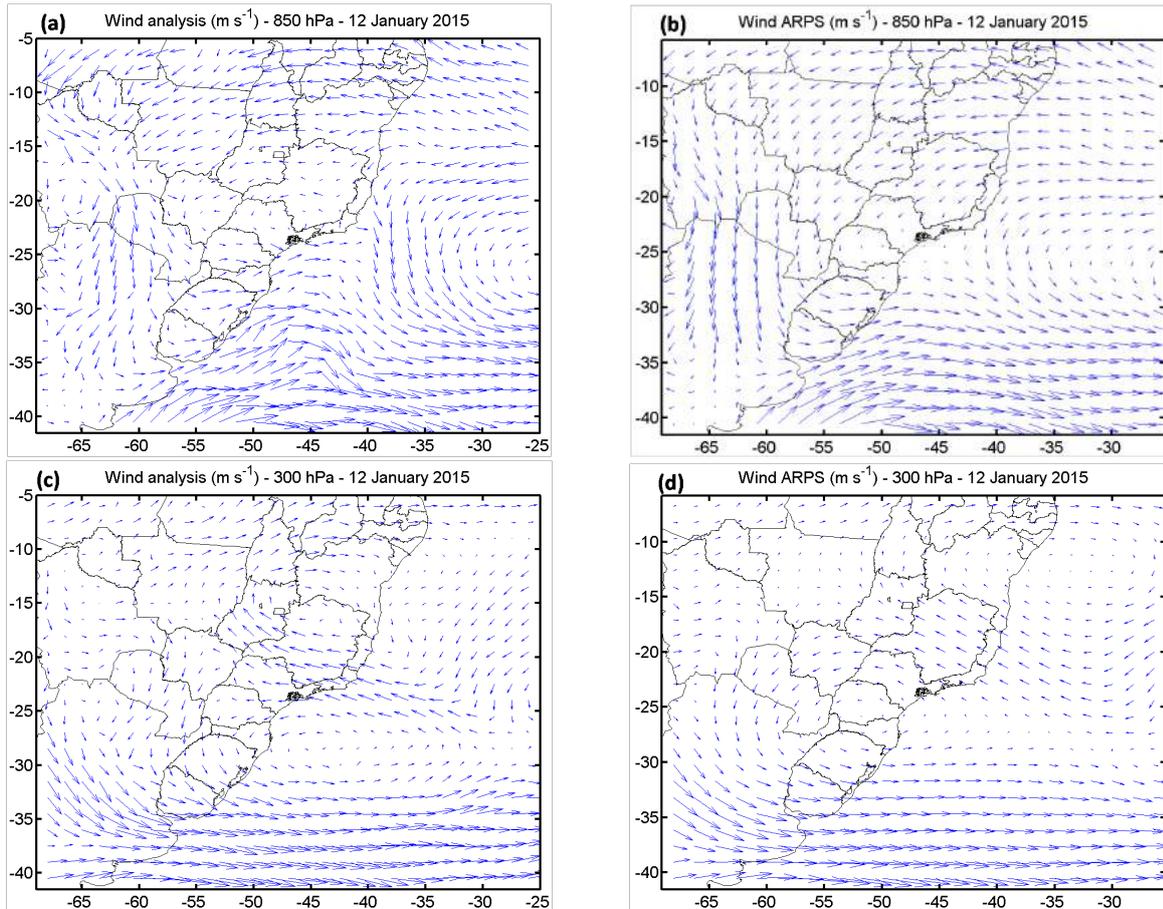


Figura 5.32: Comparação dos resultados do re análise NCEP com 0.5° de resolução (a,b) e os resultados do modelo ARPS (a,b) da circulação dos ventos em 850 hPa e 300 hPa as 1800 UTC para o dia 12 de Janeiro de 2015. Os vetores são plotados a cada 4 pontos para a grade de 27 km. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.

Por outro lado, a figura 5.34 mostra a seqüência temporal dos campos de vento no primeiro nível do modelo acima da superfície e os campos de precipitação acumulada obtidos com o modelo ARPS e com a parametrização de cúmulos de Kain-Fritsch acumulada em 1 hora entre as 1400 UTC e as 2000 UTC do dia 12 de Janeiro de 2015 para a resolução de 27 km. Em geral, a precipitação acumulada foi muito menor do que a observada. Nestas figuras é possível observar a mudança de vento de noroeste para o sudoeste a partir das 1630 UTC nas regiões próximas da faixa costeira da RMSP, associada a penetração da brisa marítima.

Na faixa leste do Estado de São Paulo, nota se que entre as 1800 UTC (Fig.5.34c) e as 2000 UTC (Fig.5.34d) formaram se áreas de precipitação alinhadas a costa, características de eventos de brisa marítima na região da Serra do Mar. É possível observar diversas semelhanças entre os campos de precipitação simulados pelo ARPS e os campos

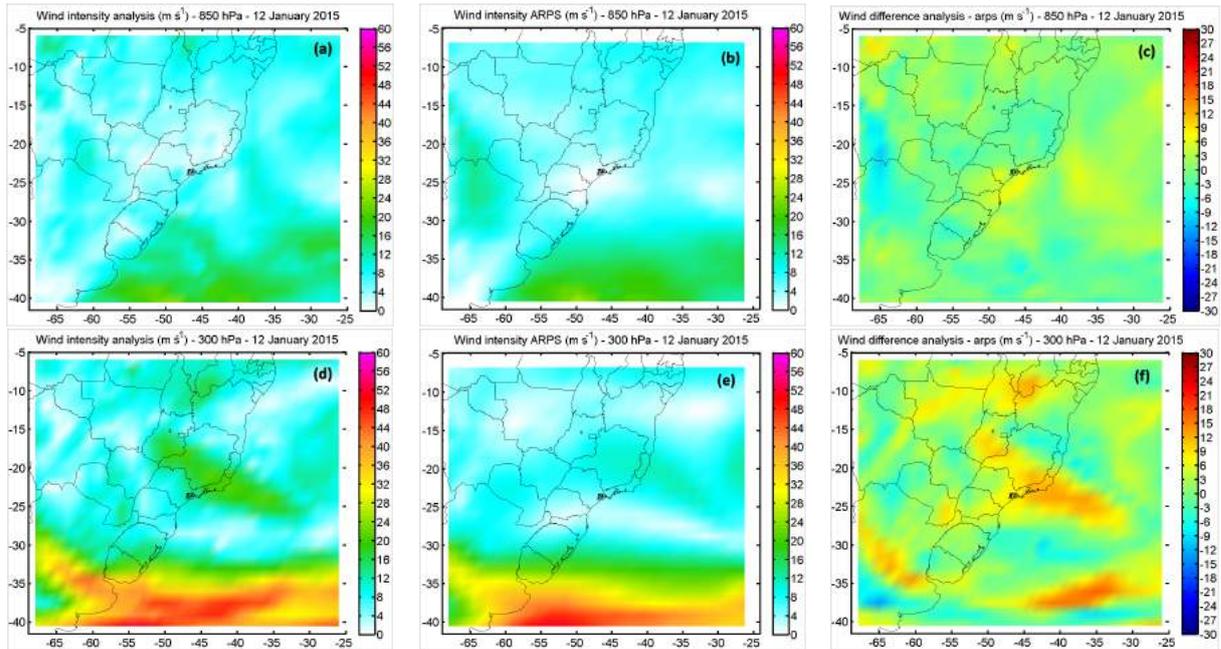


Figura 5.33: Comparação dos resultados do reanálise NCEP (primeira coluna) com os resultados do modelo ARPS ( $0.5^\circ$  de resolução) (segunda coluna) e a diferença entre eles (terceira coluna), para a intensidade do vento  $\text{m s}^{-1}$  em 850 hPa e 300 hPa as 1800 UTC para o dia 12 de janeiro de 2015. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.

de nebulosidade observados pelo satélite GOES-12 do canal infravermelho mostrados nas Figuras 5.23c e 5.23d. Além disso, outros sistemas de precipitação localizados nos estados de Paraná, Santa Catarina e a parte norte do Rio Grande do Sul foram razoavelmente simulados.

#### 5.6.4.2 Resultados do ARPS e re-análise para a grade de 9 km

Os padrões do fluxo de vento em escala sinótica para o nível de 1000 hPa obtidos com os dados do NCEP reanálise ( $0,5^\circ$  de resolução) e com as simulações do modelo ARPS para o dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC são observados nas Figuras 5.35a e 5.35b, respectivamente. As duas figuras mostram a presença da circulação de brisa marítima nas regiões próximas da RMSP. Também é observado o ramo oeste da circulação anti ciclônica associado ao sistema de alta pressão do Atlântico sul. Além disso, os padrões da intensidade de vento para o nível de 1000 hPa, obtidos com os dados do NCEP re-análise (resolução  $0,5^\circ$ ), com as simulações do modelo ARPS e a diferença entre eles para o dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC são mostrados na Figura 5.36.

Para o nível de 1000 hPa (Fig.5.36) as intensidades do vento mudam desde 0 até 16 m

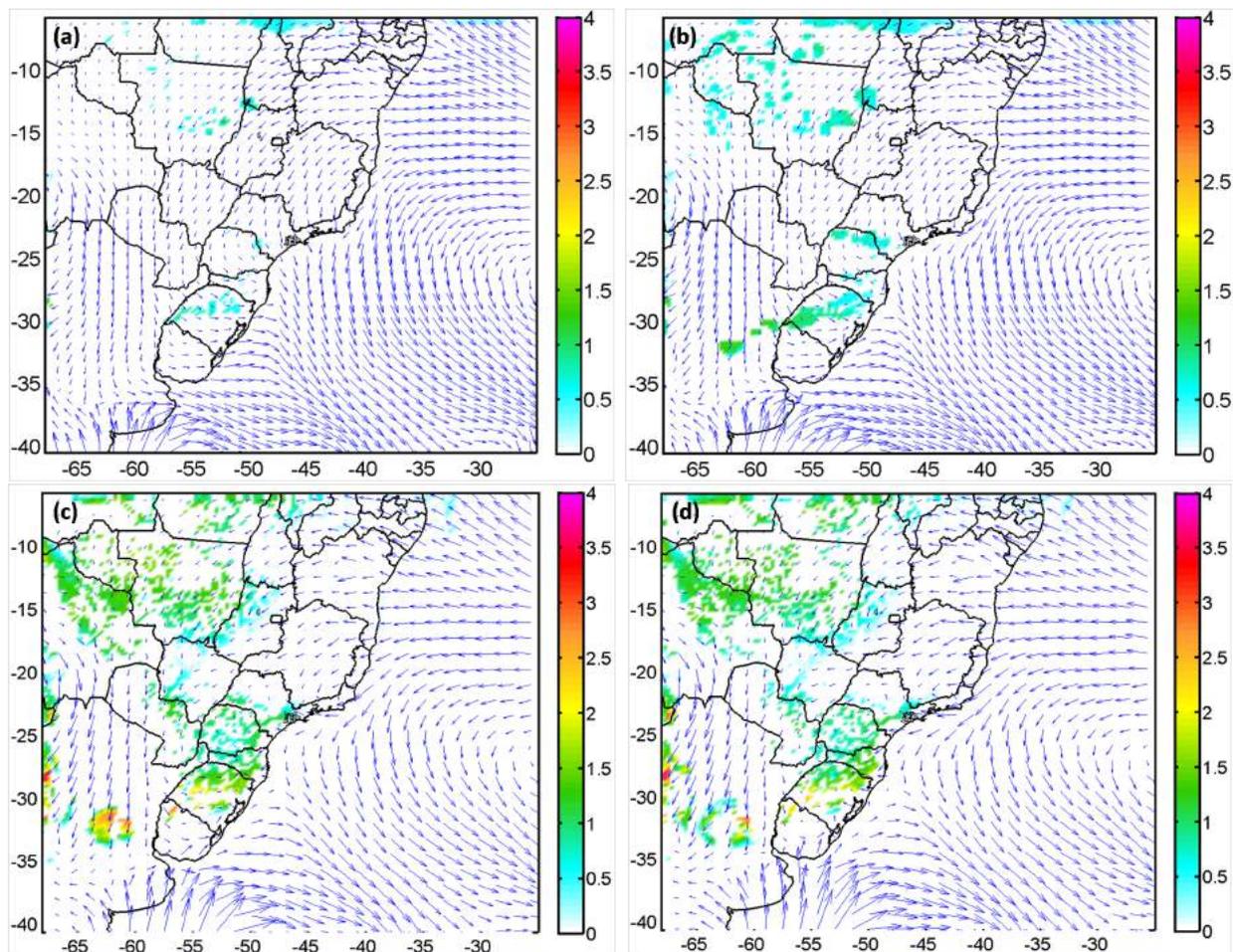


Figura 5.34: Campos de vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) e precipitação acumulada ( $\text{mm h}^{-1}$ ) obtidos com o modelo ARPS utilizando a parametrização de cúmulos da simulação de 27 km para as (a) 1400 UTC, (b) 1600 UTC, (c) 1800 UTC e (d) 2000 UTC do dia 12 de Janeiro de 2015. Os vetores do vento são plotados cada 4 pontos da grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.

$\text{s}^{-1}$  com as maiores intensidades observadas na circulação anti-ciclônica associada ao ramo oeste da alta do Atlântico sul. A máxima diferença entre as estimativas do NCEP re-análise e do modelo ARPS chegam a valores de  $5 \text{ m s}^{-1}$  nas regiões próximas da RMSP. Em conclusão, os padrões de circulação e intensidade do vento para o nível de 1000 hPa, foram razoavelmente bem simulados pelo modelo ARPS comparados com os resultados do NCAR re-análise para a resolução de 9 km, sendo os ventos mais intensos nos resultados do modelo ARPS. Além disso, as componentes da divergência do vento oferecem uma compreensão das circulações atmosféricas divergentes ou convergentes associadas com movimentos verticais do vento. Os resultados dos campos de divergência e do vento médio zonal obtidos com os dados do NCEP re-análise para o dia 12 de Janeiro de 2015 são mostrados na Figura 5.37 para a grade de 9 km. Em geral, o aquecimento atmosférico associado com convecção

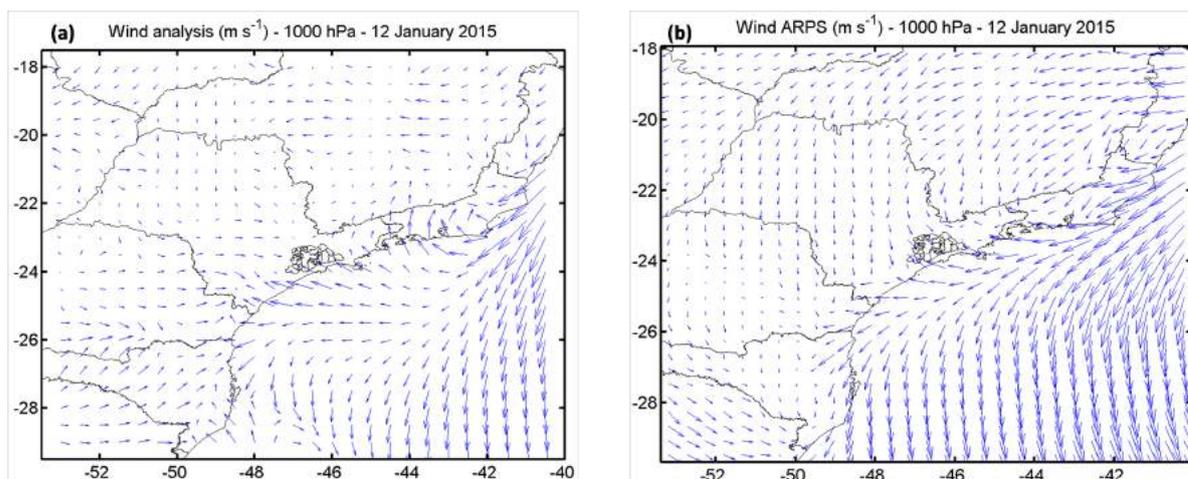


Figura 5.35: Comparação dos resultados do (a) NCEP re análise com  $0.5^\circ$  de resolução e os resultados do (b) modelo ARPS da circulação dos ventos em 1000 hPa as 1800 UTC para o dia 12 de janeiro de 2015. Os vetores são plotados a cada 5 pontos da grade. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.

induz centros de convergência em níveis baixos da atmosfera.

A Figura 5.37a mostra o corte vertical da divergência entre  $47,5^\circ\text{W}$  e  $45,5^\circ\text{W}$  para diferentes níveis de pressão atmosférica e de latitude as 1200 UTC, nota-se que em baixos níveis (1000 hPa - 800 hPa) para latitudes próximas à RMSF ( $23,5^\circ\text{S}$  -  $25,5^\circ\text{S}$ ) existe um padrão de convergência - divergência ( $-1,2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  -  $+1,2 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) provavelmente relacionado com o contraste térmico entre a terra e o mar que gera movimentos ascendentes no continente e descendentes no oceano. Este comportamento é intensificado as 1800 UTC (Fig. 5.37b) onde o padrão de convergência - divergência aumenta de intensidade ( $-1,8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$  -  $+1,8 \times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) e extensão espacial ( $23,0^\circ\text{S}$  -  $27,0^\circ\text{S}$ ) possivelmente devido à influência da brisa marítima.

A Figura 5.37c mostra o corte vertical do vento zonal entre  $47,5^\circ\text{W}$  e  $45,5^\circ\text{W}$  para as 1200 UTC com diferentes níveis de pressão atmosférica e de latitude. O vento zonal tem valores negativos perto de zero, nas regiões próximas da RMSF em níveis baixos da atmosfera (950 hPa). Em altos níveis (700 hPa) se observa a presença de um jato com valores positivos próximos de  $14 \text{ m s}^{-1}$ . As 1800 UTC o vento zonal é intensificado e aprofundado com valores de até  $-8 \text{ m s}^{-1}$  em níveis baixos perto da RMSF. Em níveis mais altos a presença do jato é aprofundado alcançando valores de  $8 \text{ m s}^{-1}$  no nível de 700 hPa.

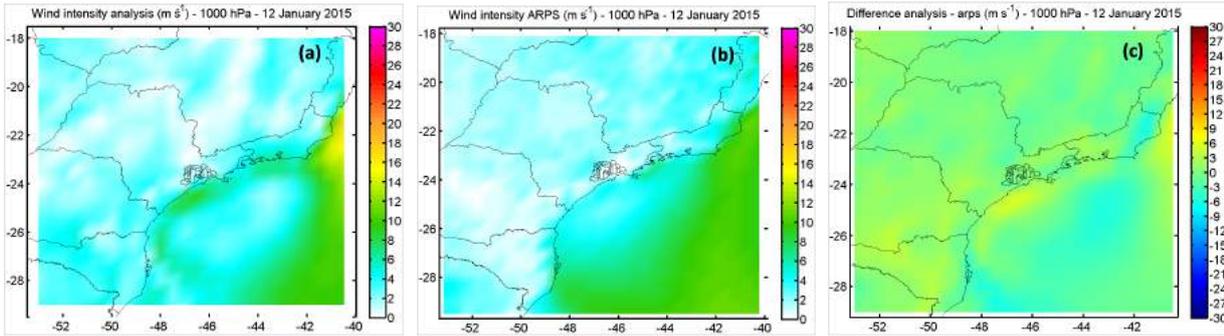


Figura 5.36: Comparação dos resultados do (a) NCEP re análise com os resultados do (b) modelo ARPS ( $0.5^\circ$  de resolução) e a (c) diferença entre eles, para a intensidade do vento  $\text{m s}^{-1}$  em 1000 hPa as 1800 UTC para o dia 12 de janeiro de 2015. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.

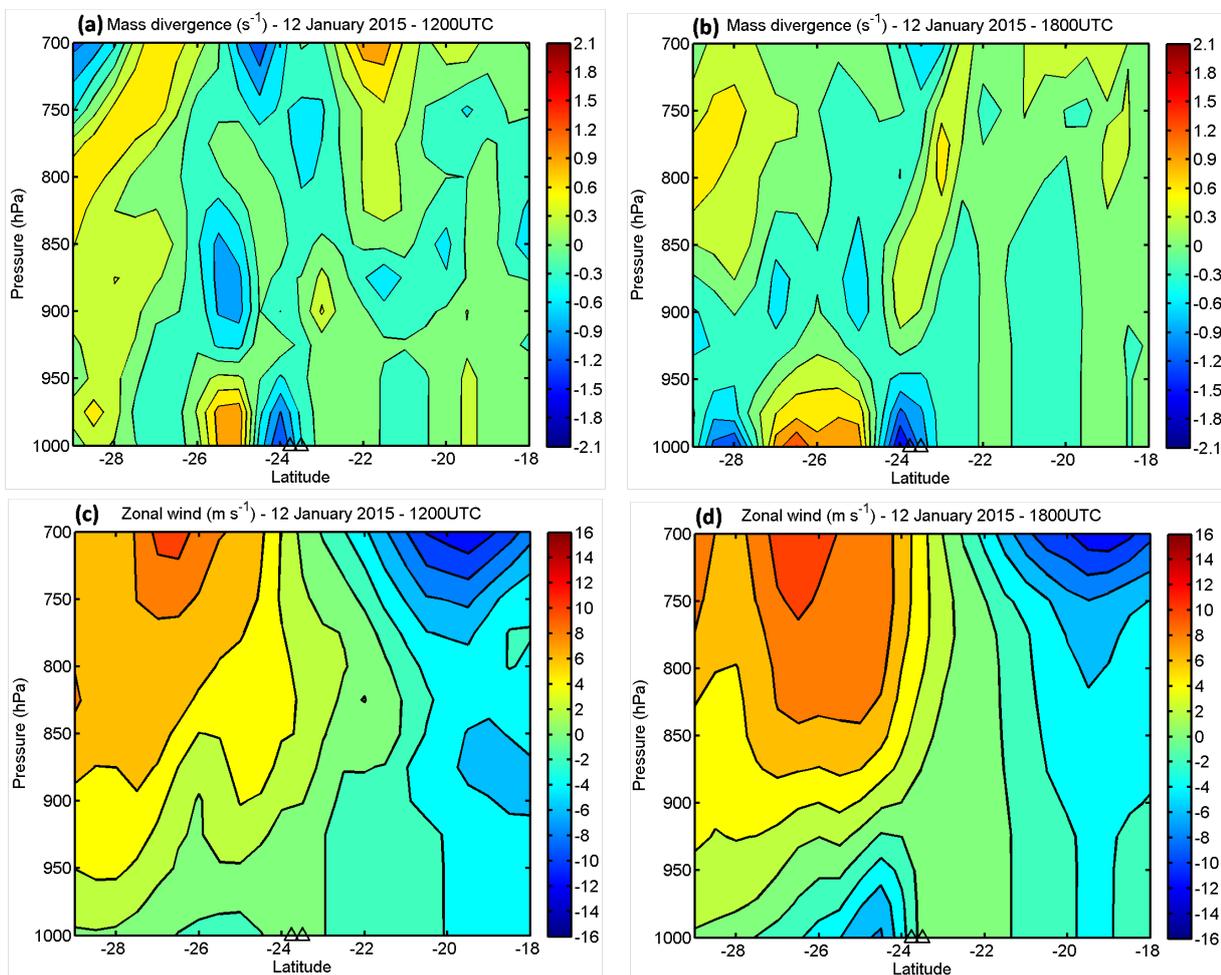


Figura 5.37: Cortes verticais dos campos da divergência média do fluxo de massa ( $\times 10^{-4} \text{ s}^{-1}$ ) entre  $47,5^\circ\text{W}$  e  $45,5^\circ\text{W}$  as (a) 1200 UTC e (b) 1800 UTC para o dia 12 de Janeiro de 2015. Cortes verticais dos campos de vento zonal médio ( $\text{m s}^{-1}$ ) entre  $47,5^\circ\text{W}$  e  $45,5^\circ\text{W}$  as (c) 1200 UTC e (d) 1800 UTC para o dia 12 de Janeiro de 2015. Os triângulos indicam os limites da área urbana da RMSP.

### 5.6.5 Impacto do sistema acoplado ARPS-tTEB para a grade de 3 km

Os resultados das simulações discutidas nos capítulos anteriores indicam que o modelo não hidrostático ARPS reproduz razoavelmente bem as condições sinóticas e de mesoescala associadas à presença da ICU sobre a RMSP, o que pode produzir diferenças significativas nos padrões espaciais de precipitação. Nesta seção serão discutidos os impactos da representação explícita do modelo urbano (tTEB) sobre diversas variáveis atmosféricas geradas pelo sistema ARPS - tTEB para a grade de 3 km.

#### 5.6.5.1 Temperatura e fluxos de energia

A intensidade da ICU aparece bem simulada pelo sistema ARPS-tTEB sobre a RMSP. A Figura 5.38 mostra as mudanças de temperatura do ar 10 m acima do solo, que acontece quando é utilizada a representação explícita da cobertura urbana em comparação com os resultados para a cobertura de semi deserto. A região urbana mostra uma ICU significativa para períodos diurnos e noturnos. A temperatura do ar incrementa-se sobre a área urbana sobre a RMSP. A Figura 5.38 mostra a temperatura do ar superficial (10 m) as 0600 UTC and 1830 UTC para os dois experimentos (tTEB e controle) e a sua diferença. As 0600 UTC (período noturno) a diferença de temperaturas entre ambos experimentos foi de 4°C sobre a RMSP, aproximadamente. Durante o processo de precipitação as 1830 UTC, a diferença de temperatura entre ambos experimentos alcança valores entre 4°C e 6°C sobre a RMSP. As diferenças negativas de temperatura do ar as 1830 UTC na área localizada no noroeste são causados pela da frente de rajada que se desloca do sudeste para noroeste e é mais intensa no experimento tTEB. Em contraste, as diferenças positivas de temperatura do ar na região sudeste são causados pela maior precipitação sobre esta região gerada pelo experimento de controle em comparação com o experimento tTEB (Fig.5.31).

Durante todo o dia, a zona de aquecimento estendeu-se do centro da cidade para a direção norte-oeste da RMSP. A UHI era aparente para a maioria parte dos períodos diurnos e noturnos (Fig.5.38 primeira fila). A intensidade da ICU diminuiu no final da tarde quando ocorre a precipitação intensa e a cobertura de nuvens aumenta (não mostrado). As diferenças negativas de temperatura na área localizada ao leste da RMSP as 1830 UTC é causada pela frente de rajada mais intensa no experimento tTEB em comparação com o experimento de controle (Fig.5.38 segunda fila). Além disso, a Figura 5.39 mostra o corte

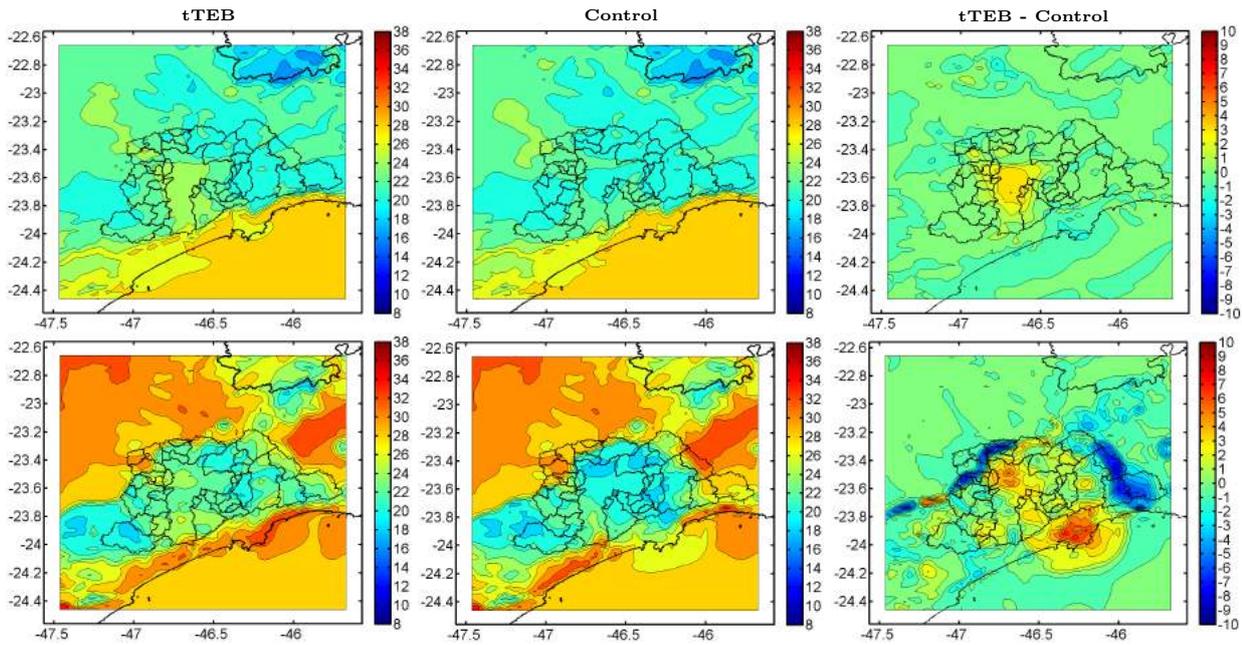


Figura 5.38: Temperatura do ar superficial (10 m) para o dia 12 de Janeiro 2015 as 0600 UTC (primeira fila), 1830 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e a diferença entre eles (terceira coluna). Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.

vertical da temperatura média entre as longitudes  $46,9^{\circ}\text{W}$  e  $46,72^{\circ}\text{W}$  as 0600 UTC e as 1830 UTC para os experimentos tTEB e de controle. As figuras mostram que durante o processo convectivo (1830 UTC) a ICU foi mais significativa sobre o barlavento da cidade desde  $23,49^{\circ}\text{S}$  até  $23,76^{\circ}\text{S}$ . Verticalmente, a temperatura do ar mais elevada foi geralmente observada até a altura de 300 m acima da superfície. Em geral, o efeito de aquecimento diminui com a altura. A 100 m de altura a temperatura do ar do experimento tTEB foi  $2\text{-}3^{\circ}\text{C}$  mais quente do que a temperatura do ar do experimento de controle. Esta diferença diminui até  $1^{\circ}\text{C}$  a 200 m de altura e logo o efeito do aquecimento urbano desaparece.

Por outro lado, o estudo de Stensrud [1996] mostra que forte baroclinia rasa na camada limite pode ser causada por diferenças horizontais nos fluxos de energia, que é um mecanismo fundamental na formação de jatos de baixos níveis. Os jatos de baixos níveis em muitos outros eventos de precipitação intensa, foram reforçadas por estes gradientes de fluxos de energia. Em geral, os gradientes horizontais de fluxos de calor sensível e latente tem sido atribuída aos gradientes da umidade do solo [Holt et al., 2006]. Estas características são mostradas na Figura 5.40 onde são mostrados os padrões espaciais dos fluxos do calor sensível em superfície para o dia 12 de Janeiro de 2015 as 1830 UTC e as 2000 UTC para os experimentos tTEB e de controle. De acordo com os resultados da temperatura do

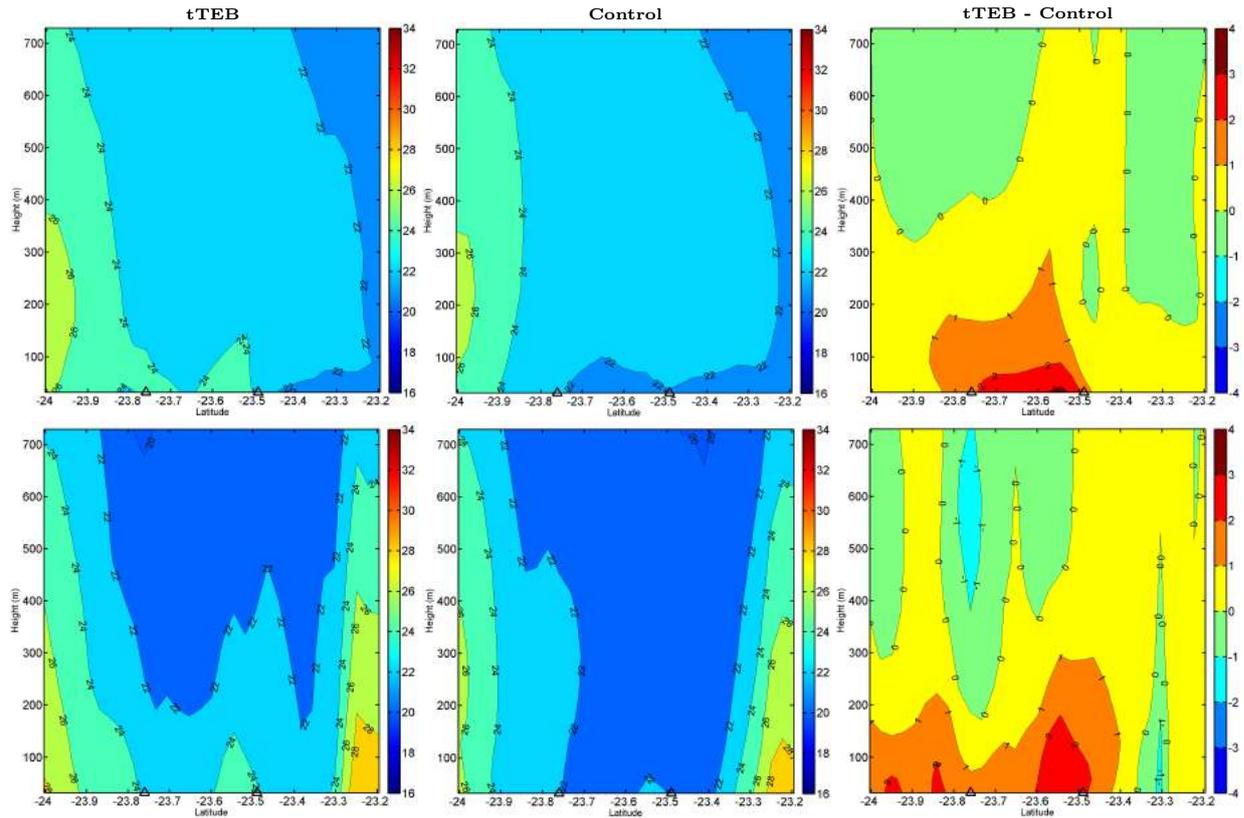


Figura 5.39: Corte vertical da temperatura média do ar ( $^{\circ}\text{C}$ ) entre as longitudes  $46,90^{\circ}\text{W}$  e  $46,42^{\circ}\text{W}$  do dia 12 de Janeiro de 2015 as 0600 UTC (primeira fila) e 1830 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSP.

ar em superfície discutidos acima, os fluxos de calor sensível sobre a RMSP aumentaram quando os efeitos de urbanização são considerados (experimento tTEB). Esta diferença é amplificada as 1830 UTC devido a diminuição da temperatura do ar causada pela frente de rajada da tempestade convectiva, aumenta o efeito da urbanização sobre o fluxo de calor sensível até valores próximos de  $500 \text{ W m}^{-2}$  as 1830 UTC e  $300 \text{ W m}^{-2}$  as 2000 UTC. A alta variabilidade espacial do fluxo de calor latente pode ser produzida pela interação da superfície da terra e a atmosfera. A figura 5.41 mostra a distribuição espacial do fluxo de calor latente em superfície para o dia 12 de Janeiro de 2015 as 1745 UTC e as 1800 UTC. Como era de esperar, as principais diferenças de fluxo de calor latente entre a cobertura do semi deserto e a cobertura urbana ocorreu quando a precipitação caiu sobre a cidade, devido a que a drenagem da cidade reduziu significativamente a evaporação e, portanto, também o fluxo de calor latente. Durante o período de chuvas intensas, as diferenças de fluxo de calor latente sobre a cobertura urbana pode atingir valores próximos de  $800 \text{ W m}^{-2}$ .

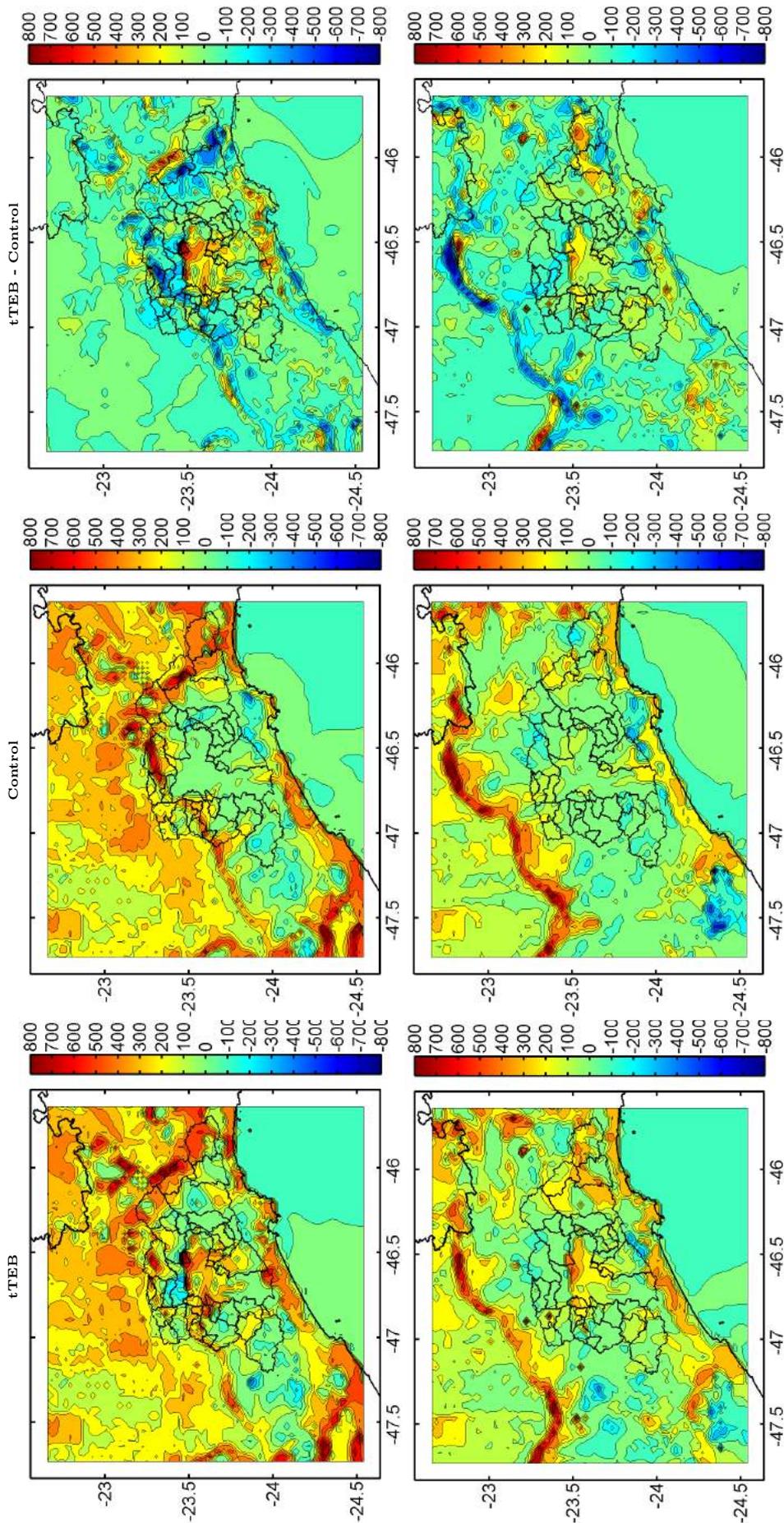


Figura 5.40: Fluxo de calor sensível ( $W m^{-2}$ ) sobre a superfície do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1830 UTC (primeira fila) e as 2000 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e a diferença entre eles (terceira coluna). Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopotênticos.

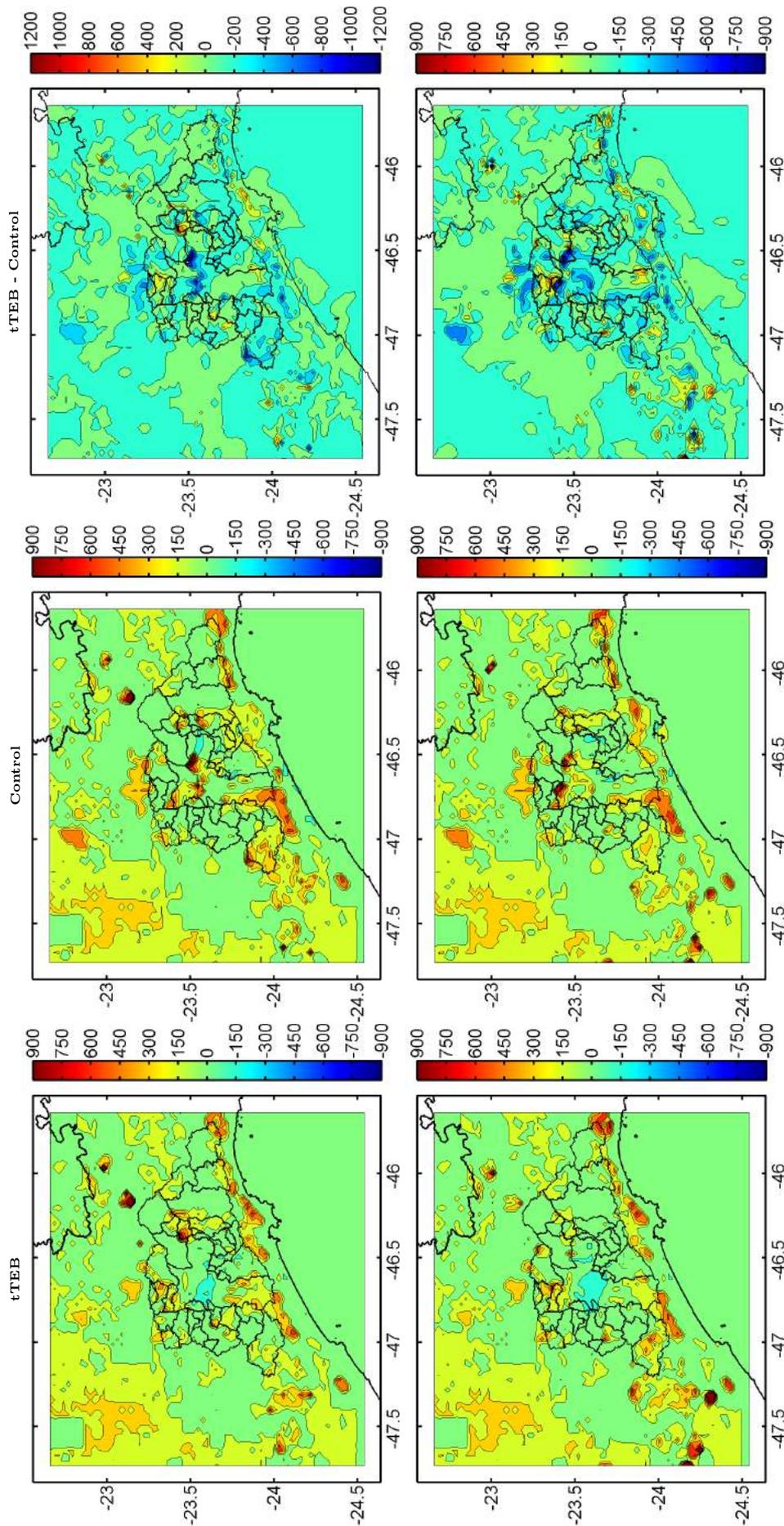


Figura 5.41: Fluxo de calor latente ( $W m^{-2}$ ) sobre a superfície do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1745 UTC (primeira fila) e as 1800 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e a diferença entre eles (terceira coluna). Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos.

### 5.6.5.2 Vento e convergência

Durante a maior parte do dia 12 de Janeiro de 2015, a região ao redor da RMSP apresentou condições de céu claro (Fig.5.23a), em conseqüência, a radiação solar incidente aqueceu a montanha da Serra do Mar (Fig.4.11c) favorecendo a penetração da CBM e reforçando a convergência por volta das 1545 UTC. Este comportamento foi bem simulado pelos resultados das simulações dos experimentos tTEB e de controle (Fig.5.42 - primeira fila). Nebulosidade surgiu quando o processo convectivo associado com a entrada da CBM começou as 1530 UTC, aproximadamente (não mostrado).

Na Figura 5.42 (primeira fila) que a frente do padrão de convergência associada com a CBM de entrada se encontra localizada em torno de  $23,8^{\circ}\text{S}$  no experimento tTEB e em torno de  $23,86^{\circ}\text{S}$  para o experimento de controle, com intensidades máximas próximas de  $16 \times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  as 1545 UTC. Este comportamento pode ser explicado devido ao efeito da ICU que acelera a frente da CBM em direção da RMSP até que ele atinja a região urbana. A presença da cobertura urbano aumenta a velocidade de propagação da CBM quando é comparada com a situação em que não existe cidade.

A propagação mais rápida da CBM no experimento tTEB antes da chegada desta à RMSP é causada porque o gradiente de pressão horizontal intenso que existe entre a região urbana e a costa, gerado pelo acoplamento entre o gradiente de pressão gerada pela circulação da ICU e o gradiente de pressão associado com a frente da CBM. Este comportamento é semelhante ao obtido no estudo de Freitas et al. [2007].

Além disso, quando a CBM chega à RMSP, a forte zona de convergência gerada sobre a cidade e as circulações induzidas pela ICU agem para parar a CBM sobre a cidade por aproximadamente duas horas, carregando uma grande quantidade de umidade da superfície para níveis superiores da atmosfera urbana. Este fato é observado na Figura 5.42 (segunda fila), que mostra o padrão de convergência de umidade quando a CBM é localizada em torno do centro da RMSP as 1730 UTC. A diferença das intensidades de convergência entre os experimentos tTEB e de controle, atingem valores próximos de  $15 \times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$  até 1200 m de altitude.

Associado com esse padrão de convergência, a velocidade do vento sobre a RMSP é reduzida até valores próximos de  $14 \text{ m s}^{-1}$  para o experimento tTEB comparado com o experimento de controle as 1745 UTC (Fig.5.43 primeira coluna). Estas diferenças das ve-

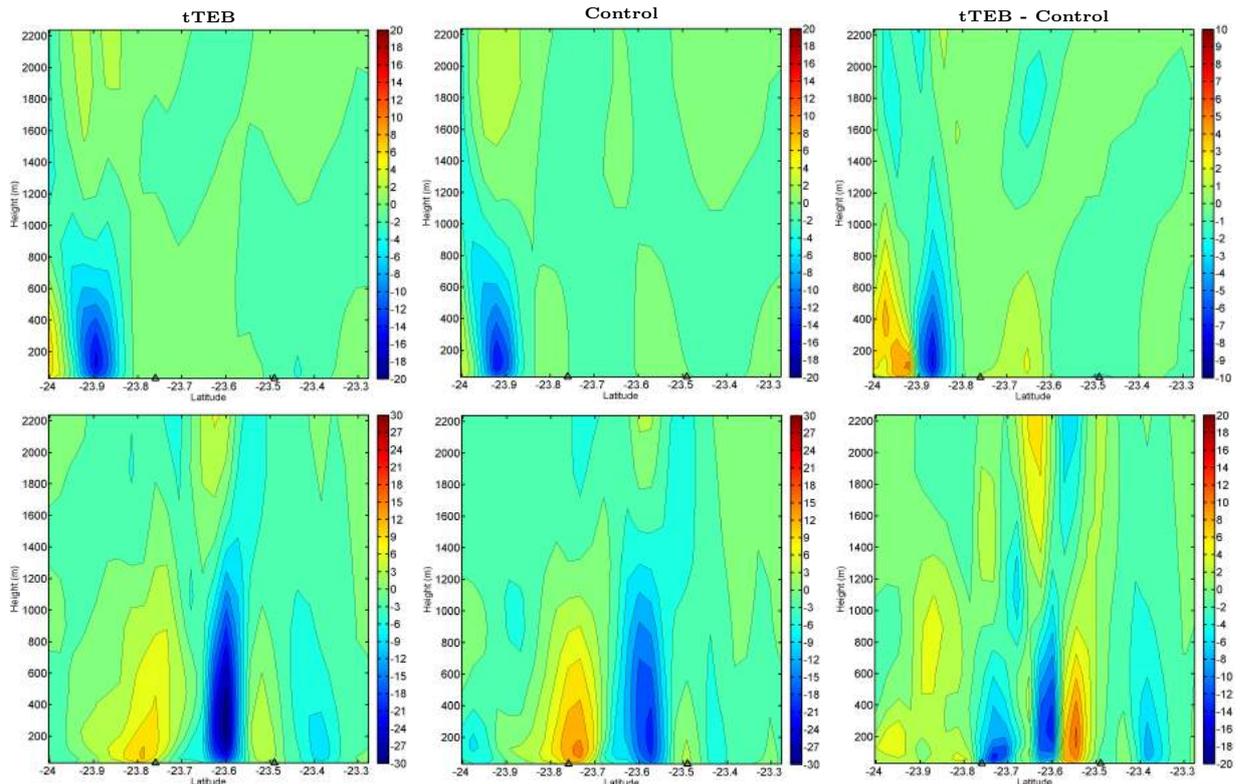


Figura 5.42: Corte vertical da divergência do fluxo de umidade médio ( $\times 10^{-4} \text{ g kg}^{-1} \text{ s}^{-1}$ ) entre as longitudes de  $46,90^\circ\text{W}$  e  $46,42^\circ\text{W}$  do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1545 UTC (primeira fila) e 1730 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSF.

localidades do vento atingem valores próximos de  $2 \text{ m s}^{-1}$  até 2500 m de altura, aproximadamente. Essas mudanças nos padrões de ventos devido à urbanização indicam convergência na direção de barlavento como foi encontrado nas contribuições de Thielen et al. [2000] e Lei et al. [2008].

### 5.6.5.3 Chuva e granizo

Conforme os padrões de convergência e campos de vento verticais apresentadas na Seção 5.6.5.2, a razão de mistura de água de chuva aumenta a barlavento da cidade no experimento tTEB em comparação com o experimento de controle. A Figura 5.44 mostra os cortes verticais da razão de mistura de água da chuva média entre as longitudes  $46,9^\circ\text{W}$  e  $46,42^\circ\text{W}$  as 1800 UTC e as 1830 UTC, respectivamente. Como se observa, a razão de mistura de água de chuva se incrementa em  $1,6 \text{ g kg}^{-1}$  até 9 km de altura no experimento tTEB em comparação com o experimento de controle.

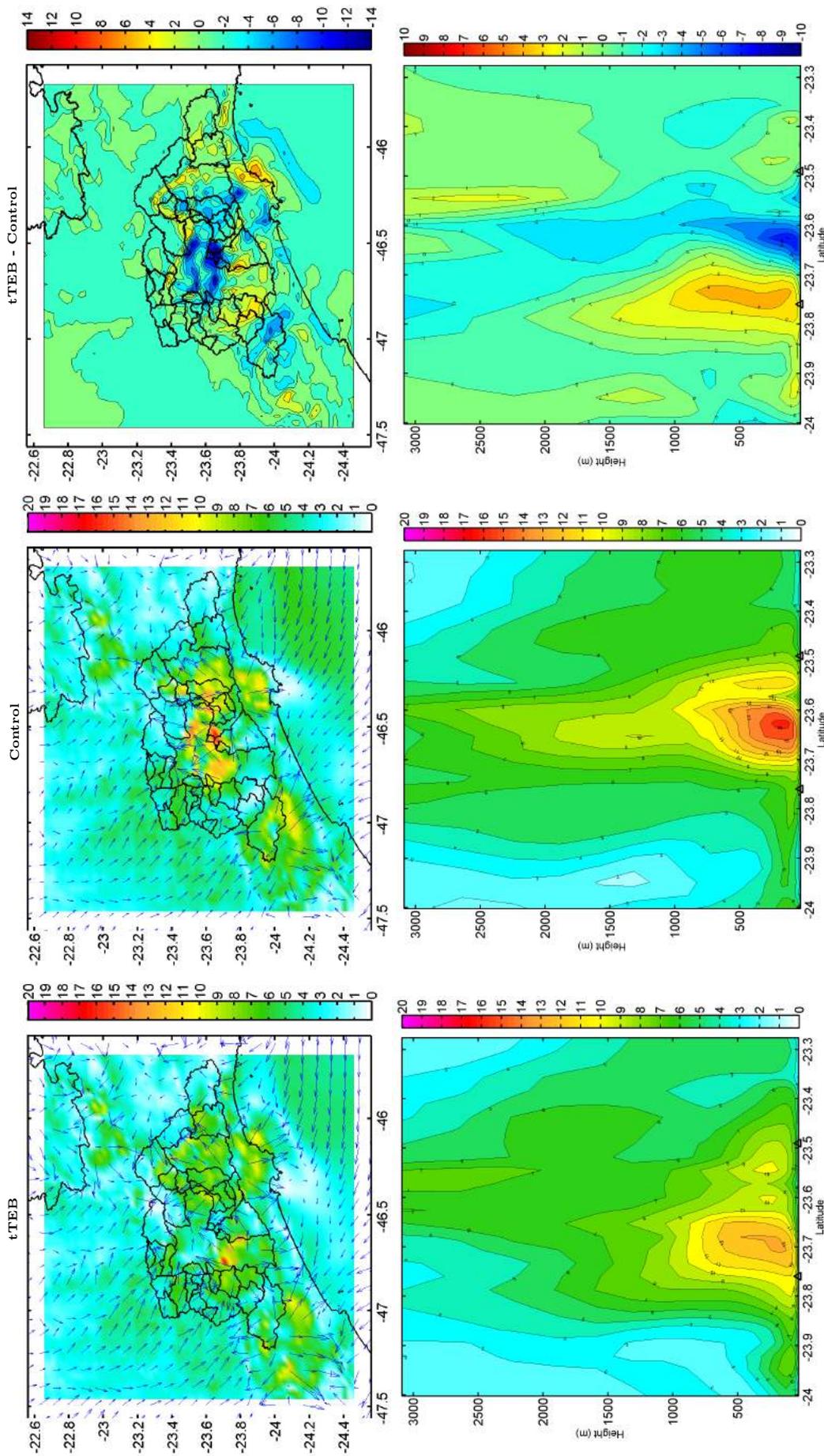


Figura 5.43: Vetores e intensidade do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ) no primeiro nível do modelo as 1745 UTC (primeira fila). Corte vertical da intensidade do vento médio ( $\text{m s}^{-1}$ ) entre as longitudes  $46,9^{\circ}\text{W}$  e  $46,42^{\circ}\text{W}$  do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1745 UTC. A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSP.

Além disso, a Figura 5.45 mostra o corte vertical da razão de mistura de granizo médio entre as longitudes  $46,9^{\circ}\text{W}$  e  $46,42^{\circ}\text{W}$  as 1800 UTC e 1830 UTC para os experimentos tTEB e de controle. Também são mostradas as isothermas de  $0^{\circ}\text{C}$  e  $-40^{\circ}\text{C}$ . De forma semelhante à razão de mistura de água de chuva, a razão de mistura de granizo aumenta até valores próximos de  $1,2 \text{ g kg}^{-1}$  entre 6 e 10 km de altura a barlavento da RMSP para o experimento tTEB em comparação com o experimento de controle.

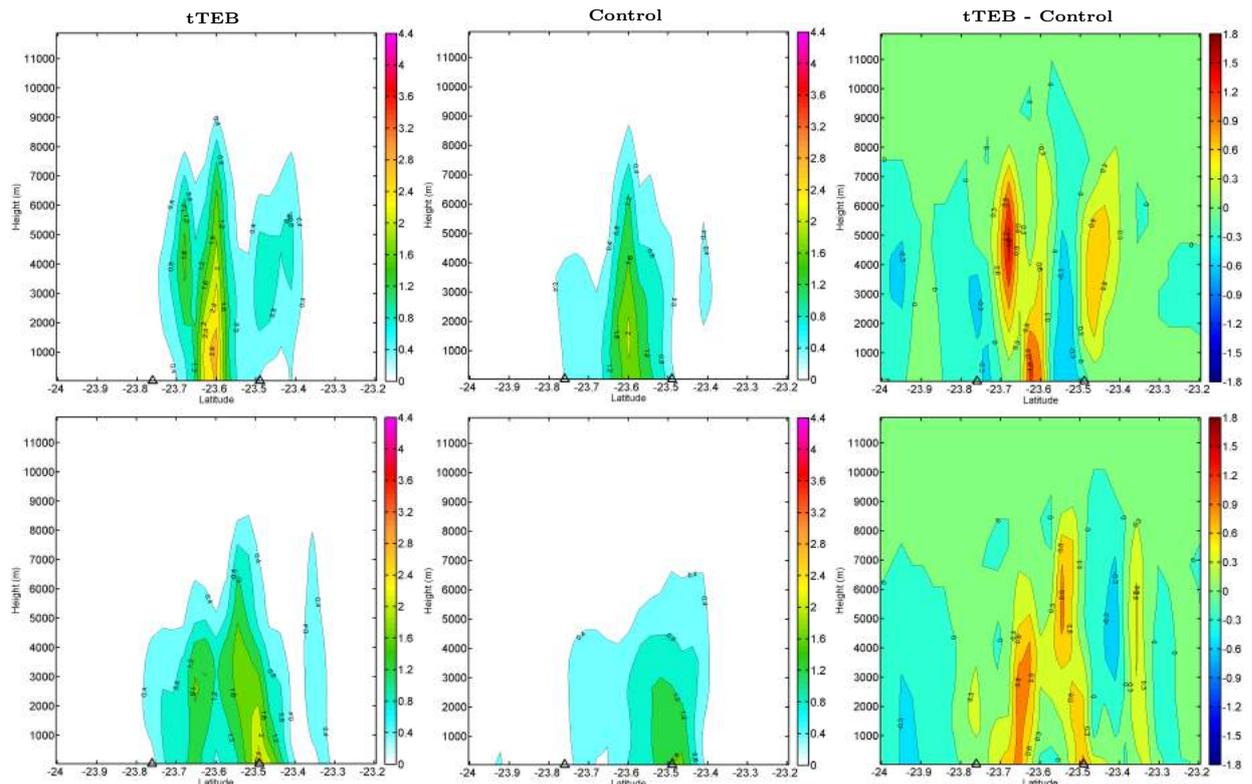


Figura 5.44: Corte vertical da razão de mistura de água de chuva ( $\text{g kg}^{-1}$ ) entre as longitudes  $46,9^{\circ}\text{W}$  e  $46,42^{\circ}\text{W}$  do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC (primeira fila) e as 1830 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSP.

Um dos fatores mais importantes que afetam a formação de granizo é a instabilidade termodinâmica da atmosfera. Quanto mais instável for a atmosfera, mais provável será que as tempestades se formem com correntes ascendentes capazes de suportar grandes quantidades de granizo. Em geral, uma força significativa na determinação da grandeza das correntes ascendentes no interior das nuvens cumulonimbos é o empuxo médio através da largura das corrente ascendentes. O empuxo, por sua vez, é regulado pela estabilidade do ambiente e pela quantidade de mistura turbulenta entre a corrente ascendente e o ambiente seco [Cotton, 2011]. O maior grau de turbulência observado ao interior das células

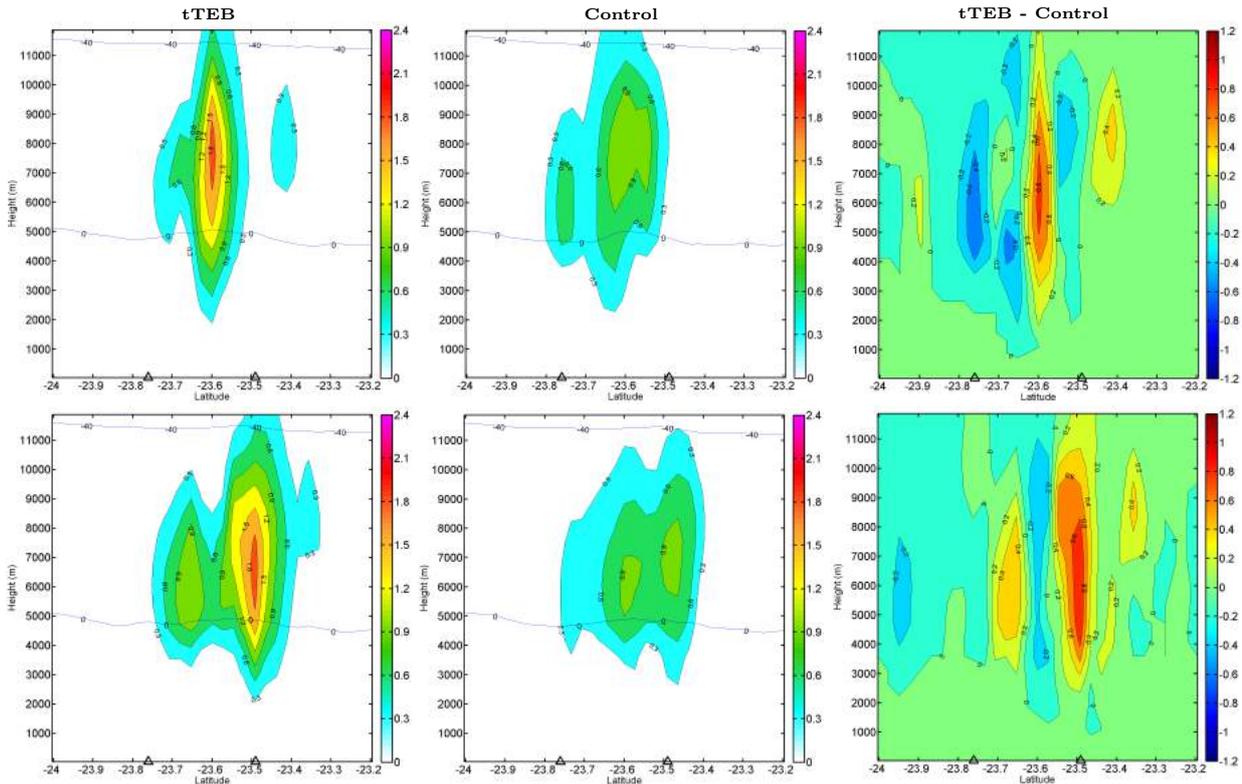


Figura 5.45: Corte vertical da razão de mistura de granizo ( $\text{g kg}^{-1}$ ) entre as longitudes  $46,9^\circ\text{W}$  e  $46,42^\circ\text{W}$  do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC (primeira fila) e as 1830 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSF.

convectivas parece ser gerado pelo influxo de ar do ambiente seco e pelo cisalhamento do vento na vizinhança das correntes ascendentes [Knupp e Cotton, 1982].

Para ilustrar estes processos, a figura 5.46 mostra o corte vertical da energia cinética turbulenta (ECT) média ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) entre as longitudes  $46,9^\circ\text{W}$  e  $46,42^\circ\text{W}$  as 1800 UTC e as 1830 UTC para os experimentos tTEB e de controle. Para o experimento tTEB foram observadas maiores quantidades de ECT sobre e a barlavento da RMSF em comparação com os resultados do experimento de controle com diferenças entre 1 e  $6 \text{ m}^2 \text{ s}^{-2}$  a alturas entre 6 e 16 km. Esta maior quantidade de ECT pode gerar uma intensificação das correntes ascendentes e portanto uma maior produção de granizo observado na figura 5.45.

Os efeitos dinâmicos e térmicos da ICU e o aumento de granizo sobre e a barlavento da cidade está associada com a atividade de relâmpagos [Changnon, 1992]. A influência do efeito urbano na atividade de relâmpagos da nuvem - solo foi objeto de vários estudos [Naccarato et al., 2003, Pinto et al., 2004]. Em particular, o efeito urbano na atividade de relâmpagos de nuvem - solo sobre a RMSF foi estudada por Naccarato et al. [2003]. Eles

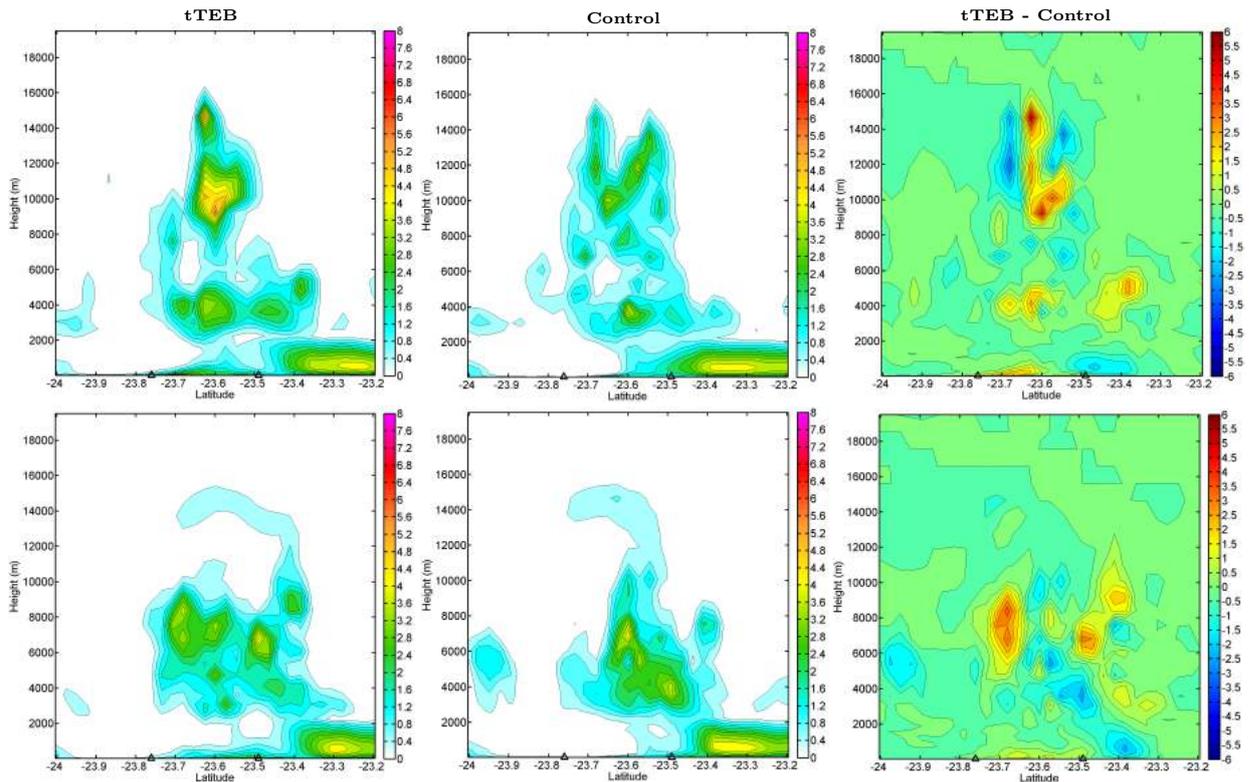


Figura 5.46: Corte vertical da energia cinética turbulenta média ( $\text{m}^2 \text{s}^{-2}$ ) entre as longitudes  $46,9^\circ\text{W}$  e  $46,42^\circ\text{W}$  do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC (primeira fila) e as 1830 UTC (segunda fila). A Figura mostra os resultados do experimento tTEB (primeira coluna), do experimento de controle (segunda coluna) e as diferenças entre os dois (terceira coluna). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSP.

observaram que a região da grande atividade de relâmpagos de nuvem - solo é coincidente com o local da maior área urbana da RMSP e da região com a temperatura de superfície maior como obtido pela banda térmica do Landsat-7 satélite.

Além disso, o estudo de Bourscheidt et al. [2016] analisa os efeitos da ICU gerada pela RMSP sobre a atividade de relâmpagos. Eles usaram onze anos de dados de relâmpagos obtidos com a rede Brasileira Nacional Integrada de Detecção de Relâmpagos. Dados de raios nuvem - solo foram analisadas em ambas as perspectivas espaciais e temporais, usando diferentes abordagens: densidade de relâmpagos, taxa de relâmpagos, horas de trovoadas, e a técnica de iniciação celular, que tem como objetivo identificar o aparecimento de trovoadas. As temperaturas da superfície terrestre (TSS) do MODIS (Moderate Resolution Imaging Spectroradiometer) foram usado para analisar a evolução da ICU ao longo dos anos.

Seus resultados também sugerem uma amplificação dos efeitos de ICU na atividade de tempestades por fatores locais (brisas terrestres e marítimas, eventos sinópticos, e de

relevo). Eles também observaram taxas de relâmpagos superiores em toda a região urbana, o que influencia a densidade de raios. Estes resultados concordam com estudos anteriores sobre a ICU e confirmam a sua importância na ocorrência de raios, especialmente pelo aumento do contraste de temperatura e à instabilidade nestas regiões [Orville et al., 2001, Steiger et al., 2000, Farias et al., 2009].

#### 5.6.5.4 Dinâmica das células convectivas

Nos resultados dos experimentos tTEB e de controle do evento de tempestades convectivas do dia 12 de Janeiro de 2015, houve o desenvolvimento de células convectivas profundas na RMSP entre as 1800 UTC e as 2000 UTC (Fig.5.47), que reproduziram relativamente bem os padrões de precipitação observados pelo radar meteorológico (Fig.5.29a). No centro oeste da região urbana da RMSP, desenvolveu se um sistema convectivo intenso que foi bem simulado pelo experimento tTEB.

No entanto, no experimento de controle a célula convectiva foi localizada mais para o sudeste da cidade. De forma geral, há uma tendência de formação de sistemas precipitantes orientados na direção sudoeste - nordeste, paralela à orientação da linha da costa paulista, que é mais acentuada nos resultados do experimento tTEB, onde os núcleos de precipitação da Figura 5.47 estão melhor posicionados em relação às células monitoradas pelo radar.

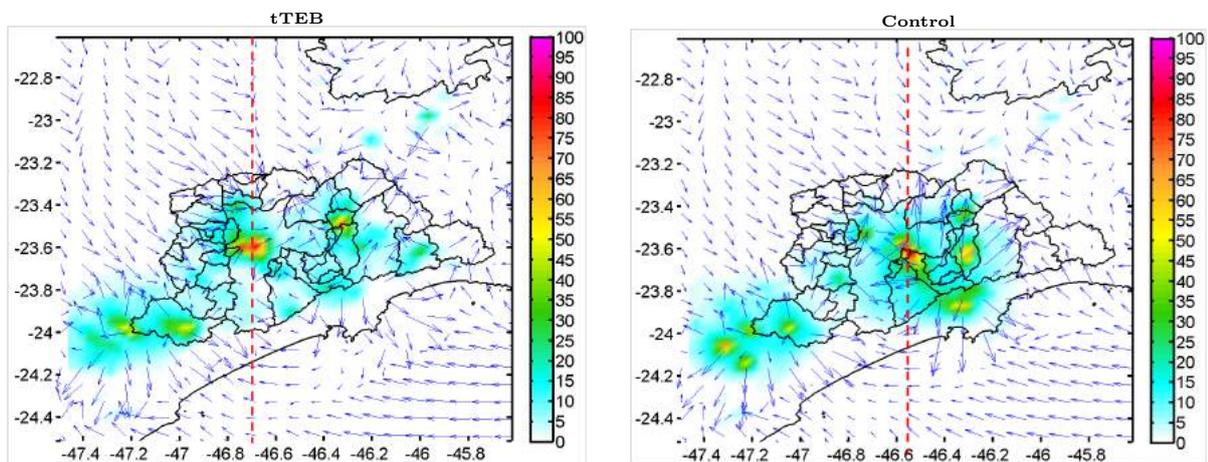


Figura 5.47: Campo de nebulosidade horizontal para os experimentos tTEB e de controle do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC, obtidos pela adição das razões de mistura de água de nuvem ( $q_c$ ), cristais de gelo ( $q_i$ ), neve ( $q_s$ ) e grânizo/graupel ( $q_h$ ) verticalmente integrados ( $g\ kg^{-1}$ ). A linha em vermelho indica a posição do corte vertical entre as longitudes  $46,9^\circ W$  e  $46,42^\circ W$ , apresentado na Figura 5.48. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. Barra de cores indica valores sombreados ( $g\ kg^{-1}$ ).

A dinâmica interna de uma das células convectivas profundas no interior da RMSP

para os experimentos tTEB e de controle são apresentadas na Figura 5.48, por meio de um corte vertical dos campos da razão de mistura de água de nuvem ( $q_c$ ), de cristais de gelo ( $q_i$ ), de neve ( $q_s$ ) e granizo/graupel ( $q_h$ ) as 1800 UTC do dia 12 de Janeiro de 2015. Na Figura 5.47, se mostra o plano horizontal das mesmas variáveis termodinâmicas verticalmente integradas que resulta no campo de nebulosidade simulado.

As Figuras 5.47 e 5.48 mostram uma das células convectivas intensas simuladas na sua face madura a oeste da RMSP, onde o movimento vertical ascendente máximo ocorre próximo a 13 km de altura, com intensidade aproximada de  $9 \text{ m s}^{-1}$  para o experimento tTEB. Pelo contrário, no experimento de controle a célula é menos intensa, onde o movimento vertical ascendente máximo ocorre próximo a 8 km de altura, com intensidade aproximada de  $6 \text{ m s}^{-1}$ .

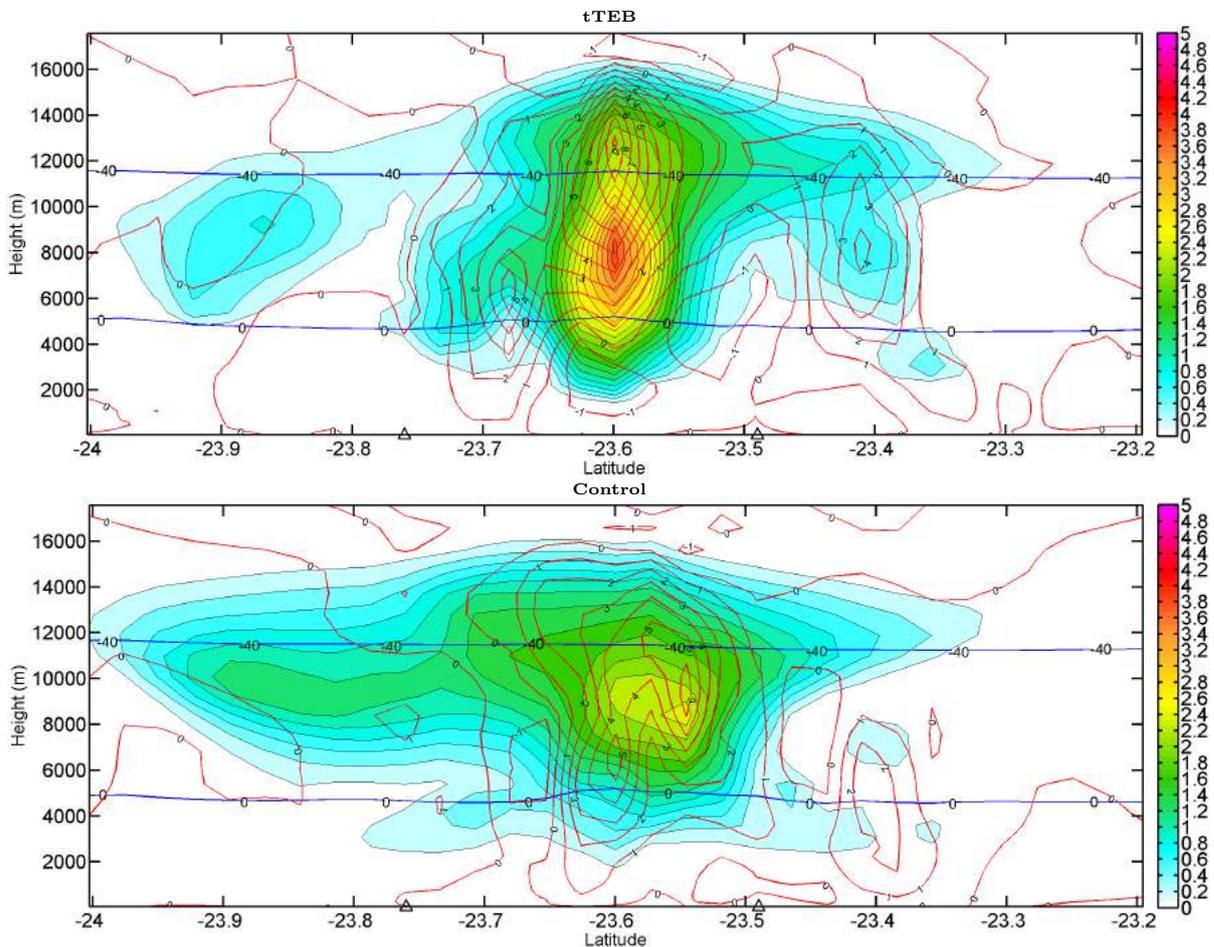


Figura 5.48: Corte vertical dos campos das razões de mistura combinadas  $q_c + q_i + q_s + q_h$  ( $\text{g kg}^{-1}$ ) da célula convectiva mostrada na Figura 5.47, para os experimentos tTEB e de controle do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC sombreado conforme a barra de cores à direita. São mostradas as isotermas de  $0^\circ\text{C}$  e  $-40^\circ\text{C}$ . Isolinhas correspondem à componente vertical do vento ( $\text{m s}^{-1}$ ). Triângulos indicam a extensão da cobertura urbana da RMSP.

Nessa altitude da máxima velocidade vertical, abaixo da linha de  $-40^{\circ}\text{C}$  e acima de  $0^{\circ}\text{C}$  atuam os processos físicos de Bergeron, que são bastante eficientes na produção de gelo e energia por liberação de calor latente. Esta energia aumenta o empuxo das parcelas de ar, o que explica o centro de máxima velocidade vertical da célula convectiva madura com o máximo nas rações de mistura, sobretudo no experimento tTEB.

O centro de máximo movimento vertical ascendente abrange aproximadamente 5 km no experimento tTEB e 7 km no experimento de controle. No experimento tTEB é observado um núcleo secundário de máxima corrente ascendente na metade das linhas de 0 e  $-40^{\circ}\text{C}$ , na latitude próxima de  $23,4^{\circ}\text{S}$ , com valor de  $4\text{ m s}^{-1}$  e diâmetro de 4 km (Fig.5.48).

A resolução espacial de 3 km é suficiente para a detecção dos sistemas convectivos com mais de 14 000 m (Fig.5.48), mas sem detalhar as correntes ascendentes e descendentes que coexistem no interior deste tipo de nuvem. No resultado do experimento tTEB, imediatamente abaixo do núcleo principal de corrente ascendente entre as longitudes de  $23,6^{\circ}\text{S}$  e  $23,5^{\circ}\text{S}$ , situa-se um núcleo de corrente descendente entre 4000 m e a superfície, associado à precipitação nessa região. A nova célula convectiva que se encontra na sua fase inicial que dista 20 km de célula madura (Fig.5.48), foi gerada pela colisão da frente de rajada da célula madura ao sul com a corrente de ventos continentais com direção sul - este. A máxima corrente ascendente desta nova célula é de  $4\text{ m s}^{-1}$ .

Em geral, para a tempestade do dia 12 de Janeiro de 2015 sobre a RMSP, as células convectivas nasceram, desenvolveram-se e se propagaram gerando uma tempestade convectiva que passou pelos estágios de cúmulos isolados, maduro e dissipativo. A Figura 5.49 mostra as isosuperfícies de razão de mistura combinada de água de nuvem, cristais de gelo, granizo e neve de  $0,5\text{ g kg}^{-1}$  as 1800 UTC que mostra a tempestade no seu estado maduro para os experimentos tTEB e de controle. Observa-se que no caso do experimento tTEB as nuvens convectivas mostram uma maior extensão do topo penetrativo na cima das nuvens sobre regiões próximas da RMSP (centro do mapa). Este fato é gerado pela maior intensidade das correntes ascendentes geradas no experimento tTEB tal como foi mostrado na figura 5.48.

#### 5.6.6 Verificação das simulações

Para avaliar a similaridade entre os resultados do modelo ARPS e as estimativas do radar meteorológico da precipitação durante o evento no dia 12 de Janeiro de 2015 sobre

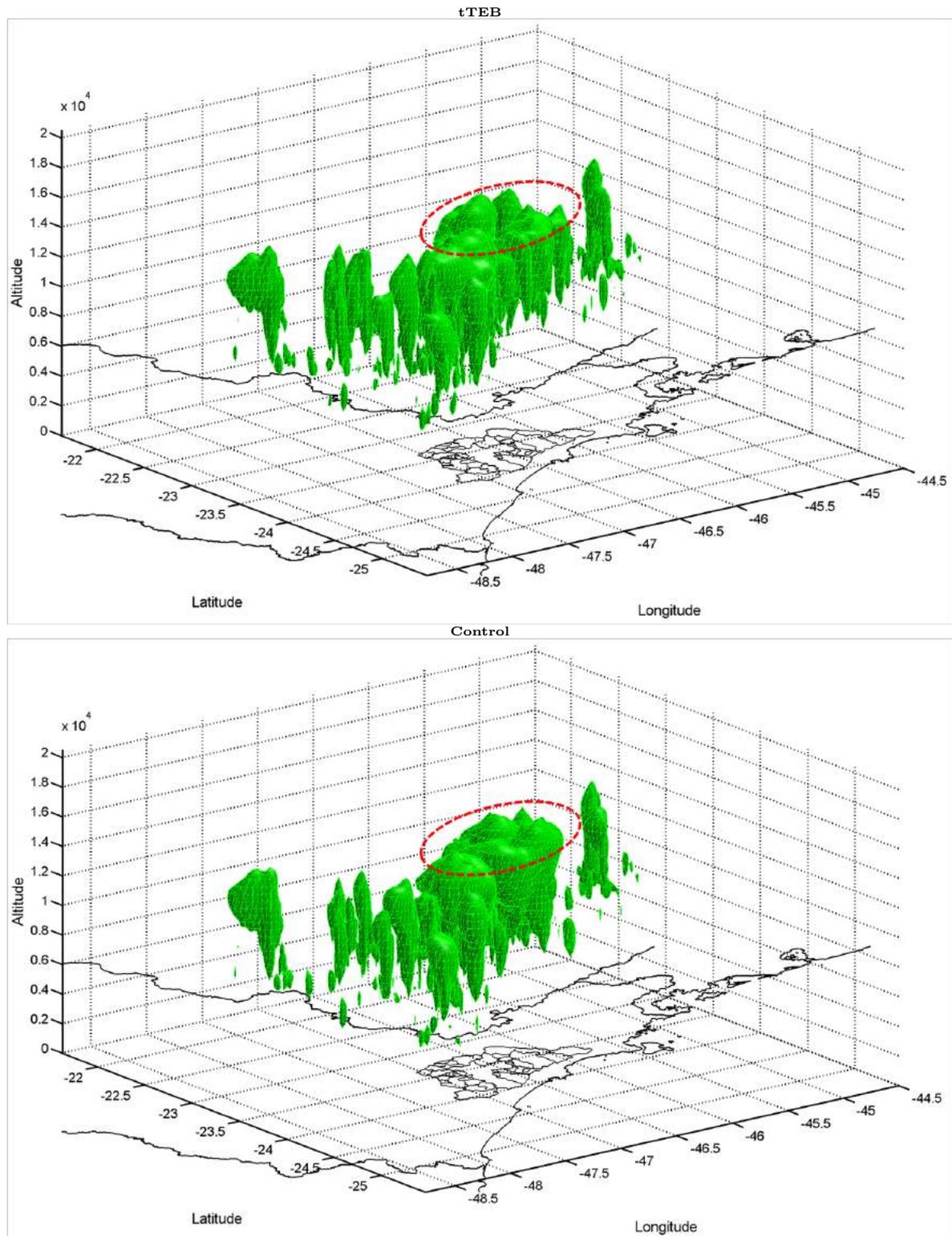


Figura 5.49: Isosuperfícies 3D de razão de mistura de água de nuvem, de cristais de gelo e granizo ( $q_c + q_i + q_h$ ) ( $0.5 \text{ g kg}^{-1}$ ) para os experimentos tTEB e de controle do dia 12 de Janeiro de 2015 as 1800 UTC. Estão indicados latitudes, longitudes e contornos geopolíticos. No centro do mapa encontra-se a RMSP (círculo vermelho).

a RMSP com resolução temporal de 5 min, foi utilizado o método Bayesiano descrito na Seção 4.9. As Figuras 5.50a e 5.50b mostram o histograma da distribuição do parâmetro de tamanho efetivo (Eq.4.10) calculado entre os valores médios de precipitação simulados com os experimentos tTEB e de controle comparados com as médias de precipitação estimadas pelo radar meteorológico (Fig.5.29b), respectivamente. Para o experimento tTEB, o parâmetro do tamanho efetivo é igual a -0,006 em média com o 95% do intervalo de mais alta densidade (HDI) que vai de -0,371 até 0,240. Em contraste, para o experimento de controle, o parâmetro de tamanho efetivo é igual a -0,181 em média, cerca de 3 vezes maior que o caso anterior, com o 95% do intervalo de mais alta densidade (HDI) que vai de -0,496 até 0,118.

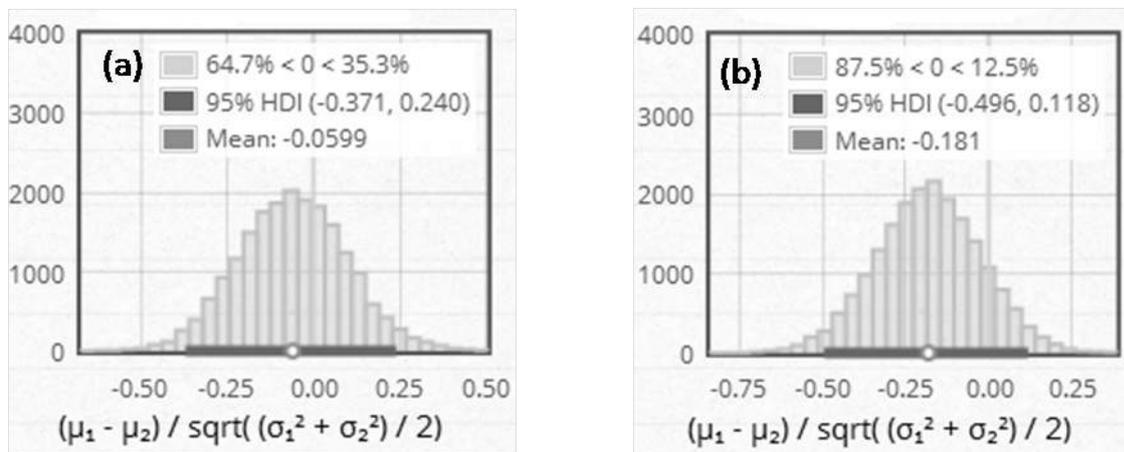


Figura 5.50: (a) Histograma da distribuição do parâmetro de tamanho efetivo (Eq.4.10) entre os resultados de precipitação média do experimento tTEB e a precipitação média estimada pelo radar meteorológico de São Paulo. (b) O mesmo histograma mostrado em (a) mas para os resultados de precipitação média do experimento de controle e a precipitação média estimada pelo radar meteorológico de São Paulo. Os três grupos de dados são mostrados na Figura 5.29b.

Para valores mais altos de precipitação, as Figuras 5.51a e 5.51b mostram o histograma da distribuição do parâmetro de tamanho efetivo (Eq.4.10) entre os resultados do quantil 75% da precipitação para os experimentos tTEB e de controle comparado com o quantil 75% da precipitação estimada pelo radar meteorológico de São Paulo, respectivamente (Fig.5.29b). Para o experimento tTEB, o parâmetro do tamanho efetivo é igual a -0,115 em média com o 95% do intervalo de mais alta densidade (HDI) que vai de -0,423 até 0,197. Em contraste, para o experimento de controle, o parâmetro de tamanho efetivo é igual a -0,255 em média, cerca de 2 vezes maior que o caso anterior, com o 95% do intervalo de mais alta densidade (HDI) que vai de -0,571 até 0,043.

Em conseqüência, para os valores médios e de quantil 75% das series temporais de precipitação, os resultados do experimento tTEB mostram valores menores do parâmetro de tamanho efetivo que o experimento de controle 3 portanto, mostram um maior grau de similaridade como os valores estimados pelo radar meteorológico de São Paulo.

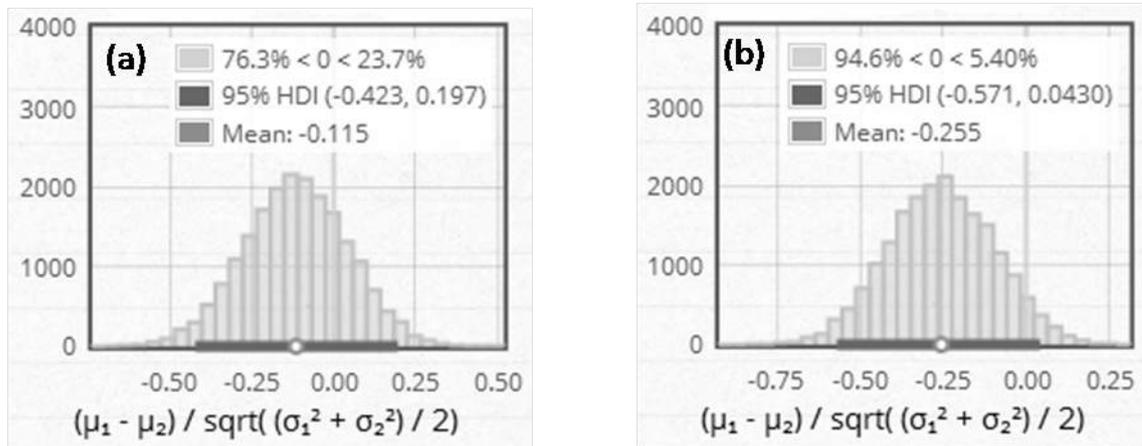


Figura 5.51: (a) Histograma da distribuição do parâmetro de tamanho efetivo (Eq.4.10) entre os resultados de precipitação do quantil 75% do experimento tTEB e a precipitação media estimada pelo radar meteorológico de São Paulo. (b) O mesmo histograma mostrado em (a) mas para os resultados de precipitação do quantil 75% do experimento de controle e a precipitação media estimada pelo radar meteorológico de São Paulo. Os tres grupos de dados são mostrados na Figura 5.29c.

Os padrões espaciais de precipitação para os experimentos tTEB e de controle foram mostrados anteriormente nas Figuras 5.31a e 5.31b, respectivamente. Para o experimento de controle, o padrão espacial da precipitação simulada não está bem representado comparado com o padrão espacial estimado pelo radar meteorológico de São Paulo, devido a que o padrão espacial da precipitação se concentra sobre a região sudeste, fora da região urbana da RMSP. Em contraste, com o experimento tTEB, o padrão espacial da precipitação aparece concentrado sobre a região a barlavento da região urbana da RMSP e é incrementado numa quantidade significativa com valores entre  $8 \text{ mm h}^{-1}$  até  $40 \text{ mm h}^{-1}$ , tal como é mostrado na Figura 5.31c.

Para quantificar o desempenho dos resultados do modelo em relação as estimativas de precipitação do satélite e do radar, foram utilizados os indicadores espaciais descritos na Seção 4.8. A comparação foi feita entre a distribuição espacial da taxa de precipitação ( $\text{mm h}^{-1}$ ) estimada pelos sistemas CMORPH e GPM (Fig.5.30) e a distribuição espacial da precipitação obtida com o modelo ARPS para os experimentos tTEB e de controle (Fig.5.31), entre as 1800 UTC e as 2100 UTC. Como é mostrado na Tabela 5.8, todas

	GPM		CMORPH		RADAR	
	tTEB	Control	tTEB	Control	tTEB	Control
ETS	0,35	0,32	0,32	0,28	0,30	0,28
TSS	0,50	0,47	0,46	0,44	0,44	0,42
POD	0,58	0,53	0,50	0,47	0,48	0,45
TS	0,40	0,36	0,38	0,34	0,35	0,32
TSA	0,42	0,37	0,36	0,33	0,37	0,35
ODDS	0,89	0,84	0,90	0,87	0,85	0,82

*Tabela 5.8* - Medidas de desempenho descritas na Seção 4.8 para os resultados de precipitação dos experimentos tTEB e de controle obtidos com modelo ARPS e estimativas de precipitação dos satélites (GPM e CMORPH) e do radar meteorológico.

as medidas de desempenho são melhoradas até um valor de 8% (comparação relativa) quando as características da cobertura urbana são consideradas (experimento tTEB) em comparação com o experimento de controle sem cobertura urbana.

### Conclusões

O primeiro objetivo da presente contribuição foi estimar as variações sazonais das intensidades da ICU superficial de longo prazo (2001-2014) de baixa resolução para duas áreas metropolitanas localizadas na região sudeste do Brasil (RMSP e RMRJ), utilizando dados de sensoriamento remoto do MODIS. Foram utilizados dois métodos: O método de Streutker baseado num ajuste de superfície gaussiano e uma análise estatística baseada em diferenças dos quantiles de TSS em áreas urbanas e rurais separadas com o produto de cobertura do solo do sensor MODIS. Além disso, foi investigada a relação entre as intensidades de ICU superficial com a cobertura vegetal mediante a sua relação com os índices de vegetação (NDVI e EVI). De acordo com a análise e testes aqui apresentados, conclui-se:

- Para a RMSP, os resultados de ambos métodos, mostram um nível de concordância aceitável. Para períodos diurnos, a máxima ICU superficial ocorre no mês de Novembro ( $\sim 10,4^{\circ}\text{C}$ ) e a mínima em Julho ( $\sim 4,6^{\circ}\text{C}$ ). Para períodos noturnos, a máxima ICU superficial ocorre no mês de Setembro ( $\sim 3,8^{\circ}\text{C}$ ) e a mínima em Junho ( $\sim 2,8^{\circ}\text{C}$ ).
- Para períodos diurnos, a inclinação do ajuste de mínimos quadrados entre os resultados de ambos os métodos é igual a 1,04, o ponto de interceptação é igual a 0,044 e o índice de correlação ( $R^2$ ) é igual a 0,81. Para períodos noturnos, a inclinação do ajuste de mínimos quadrados é igual a 0,81, o ponto de interceptação é igual a 0,54 e o índice de correlação ( $R^2$ ) é igual a 0,74.
- No caso da RMRJ, as intensidades da ICU superficial obtidas com o método de Streutker são menores do que os valores obtidos com o método de quantiles em aproximadamente  $2^{\circ}\text{C}$ , especialmente nos períodos de verão e de noite. Utilizando o método de quantiles, para períodos diurnos, a máxima intensidade da ICU superficial

ocorre no mês de Fevereiro ( $\sim 7,9^{\circ}\text{C}$ ) e a mínima no mês de Junho ( $\sim 4,7^{\circ}\text{C}$ ). Para períodos noturnos, a máxima intensidade da ICU superficial ocorre no mês de Janeiro ( $\sim 4,8^{\circ}\text{C}$ ) e a mínima no mês de Julho ( $\sim 3,4^{\circ}\text{C}$ ).

- Para períodos diurnos, a inclinação do ajuste de mínimos quadrados entre os resultados de ambos os métodos é igual a 0,55, o ponto de interceptação é igual a 1,91 e o índice de correlação ( $R^2$ ) é igual a 0,32. Para períodos noturnos, a inclinação do ajuste de mínimos quadrados é igual a 0,59, o ponto de interceptação é igual a 0,23 e o índice de correlação ( $R^2$ ) é igual a 0,39.
- As principais causas que geram estas diferenças, podem ser as seguintes: (a) O padrão de LST sobre a área rural da RMRJ não se ajusta bem com um plano reto porque os pixels próximos as regiões costeiras têm temperaturas mais altas do que os pixels mais distantes. (b) O padrão de LST sobre a área urbana da RMRJ tem uma forma superficial com pelo menos três regiões de temperaturas elevadas e, portanto, uma superfície gaussiana normal ou bivariada normal, com apenas um máximo, não é adequada para o ajuste. Em geral, o método de quantiles pode ser útil como uma análise complementar do método de Streutker para cidades com mais de um centro de temperatura superficial máxima ou com formas não elipsoidais.

O segundo objetivo do presente trabalho foi estudar a interação entre a circulação da brisa marítima, da circulação vale-montanha e a circulação térmica da ICU para o evento do dia 22 de Agosto de 2014 sobre a RMS, Brasil, sob condições sinóticas fracas, utilizando o modelo atmosférico de mesoescala ARPS acoplado com o esquema de balanço de energia urbana tTEB até 3 km de resolução e 30 horas de tempo de simulação. Para isto, foram realizados dois experimentos, o primeiro com efeitos da cobertura urbana (experimento tTEB) e o segundo com cobertura de semi-deserto (experimento de controle), que é o padrão utilizado pelo modelo ARPS. De acordo com os testes e resultados aqui apresentados, conclui-se:

- Aproximadamente às 1300 UTC, a brisa marítima começa a se propagar em direção à montanha da Serra do Mar e gera uma zona de convergência de umidade bem definida e velocidades verticais de vento associadas que logo se propagam para o interior do continente. Neste momento, a frente da brisa marítima é acelerada devido aos

gradientes de pressão dinâmicos e térmicos gerados pela montanha. Os padrões de vento da brisa marítima foram corretamente simulados pelo modelo ARPS e validados com dados de re-análise NCAR às 1830 UTC.

- Quando a frente de brisa marítima e o sistema de convergência associado, chegam ao centro da área urbana, os efeitos térmicos e dinâmicos da ilha de calor urbano (ICU), aumentam a intensidade da convergência de umidade e as velocidades verticais do vento aproximadamente às 1800 UTC. Isto causa a queda da brisa do mar sobre a cidade por aproximadamente duas horas, reduzindo sua velocidade e aceleração e gerando uma forte zona de convergência sobre a RMSP.
- Os efeitos térmicos da ICU para os períodos diurno e noturno também foram investigados. Verificou-se que as densas regiões urbanizadas criaram temperaturas de até 6°C mais quentes durante a noite em comparação com o caso padrão com cobertura de semi deserto. Para períodos diurnos, as temperaturas mais quentes da cobertura urbana atingem valores próximos de 3°C. O padrão espacial da temperatura do solo foi validado com dados de temperatura da superfície terrestre de MODIS para períodos diurnos e noturnos.
- A área urbana da RMSP também altera a distribuição dos termos do balanço energético de superfície. Sobre a superfície urbana, a análise do ciclo diurno do fluxo de irradiância neta absorvida pela superfície, revela uma quantidade maior de irradiância absorvida nos períodos diurnos. Isso é gerado devido ao albedo reduzido da cobertura urbana em comparação com a cobertura de semi deserto. Nos períodos noturnos, observa-se um aumento da radiação emitida, causada principalmente pela emissão de irradiância de onda longa da cobertura urbana mais quente.
- A análise do ciclo diurno do balanço energético superficial revelou um forte aumento no fluxo de calor sensível ( $Q_H$ ) e no fluxo de calor armazenado ( $\Delta Q_S$ ) pela cobertura urbana em comparação com a cobertura de semi deserto.  $Q_H$  exibe uma curva de atrasada em relação ao ciclo da irradiância neta ( $Q^*$ ), que permanece positiva no final da noite. Este aquecimento contínuo da atmosfera por transporte de calor turbulento é o que produz a formação da ilha de calor noturna.
- Verificou se que a maior absorção de calor durante o dia, que é posteriormente libe-

rada durante a noite, é a causa mais importante para a diferença no calor sensível superficial durante a noite. A maior captação de calor armazenado decorre da evapotranspiração reduzida na área urbana. Para a cobertura urbana, o ciclo diurno do fluxo de calor latente exibe uma amplitude maior do que os valores para a cobertura de semi-deserto. Devido à ausência de chuvas durante o dia, o fluxo de calor latente é basicamente produzido pela fonte de energia antrópica dentro da área urbana.

- A partir do presente estudo, pode-se concluir que a interação do sistema de brisa marítima com os efeitos topográficos, o balanço de energia de camada limite urbana, o jato de baixo nível, a estabilidade de camada limite e o aquecimento de superfície urbana, determinam a evolução de todo o perfil horizontal e vertical da ICU para períodos diurnos e noturnos. Em conclusão, o sistema acoplado ARPS-tTEB pode simular corretamente todas essas características.

O terceiro objetivo do presente trabalho foi estudar os efeitos dinâmicos e energéticos da ICU gerada pela cobertura urbana sobre a origem e o desenvolvimento de tempestades convectivas mediante o sistema acoplado ARPS-tTEB. Em condições reais, o sistema foi testado na simulação evento de forte tempestade convectiva do dia 12 de Janeiro de 2015, ocorrido na RMSP. De acordo com a análise e testes aqui apresentados, conclui-se:

- Similarmente com outros modelos atmosféricos previamente acoplados com esquemas de balanço de energia urbana, o sistema acoplado ARPS-tTEB permite calcular os fluxos de energia superficial (momento, sensível e latente) gerados pela cobertura urbana, os quais modificam os balanços de água e energia e, conseqüentemente, a camada limite do ambiente urbano. A cobertura urbana causa a formação de ICU que intensifica as circulações térmicas e modifica a intensidade e a distribuição espacial das células convectivas.
- Para o experimento de caso real do evento de precipitação intensa ocorrido na RMSP no dia 12 de Janeiro de 2015, foram verificados os resultados de simulação considerando a cobertura urbana, a estrutura horizontal e vertical da ICU e os fluxos de calor urbano de superfície latente e sensível. Estas diferenças de energia geram circulações locais que interagem com a circulação de brisa marítima e acelera a frente de brisa em direção ao centro da cidade, intensificando a zona de convergência sobre e ao barlavento da RMSP tal como foi mostrado no estudo de Freitas [2003].

- 
- Além disso, por causa da forte zona de convergência gerada no centro da área urbana, a circulação de ICU induzida pela RMSP atua para parar a frente da brisa marítima sobre a cidade, transportando uma grande quantidade de umidade da superfície para níveis superiores da atmosfera sobre a região urbana da RMSP, tal como foi mostrado no estudo de Freitas [2003].
  - A razão de mistura da água da chuva e a razão de mistura de granizo são incrementadas acima e a barlavento da RMSP para o experimento com tTEB em comparação com o experimento de controle até  $1,6 \text{ g kg}^{-1}$  para a razão de mistura de água de chuva e  $1,2 \text{ g kg}^{-1}$  para a razão de mistura de granizo. A atividade de trovoadas e relâmpagos é aumentada pelos efeitos da ICU. Em particular, o incremento na quantidade de granizo e chuva, acima e a barlavento da RMSP, pode ser associado com a atividade de relâmpagos crescente, como tem sido relatado em alguns estudos.
  - A precisão da previsão espacial de precipitação mostrou um desempenho melhorado para o experimento tTEB em comparação com os resultados do experimento de controle, quando comparados com as estimativas de precipitação por satélite (CMORPH e GMP) e do radar. De acordo com o método das estimativas bayesianas, a evolução temporal da precipitação média e do quantil 75% para o experimento tTEB mostra um maior grau de similaridade (até 3 vezes no parâmetro do efeito de tamanho médio) do que os resultados do experimento de controle, quando comparados com séries temporais da estimativa de precipitação por radar meteorológico.



## Sugestões para trabalhos futuros

Como sugestões para trabalhos futuros, pode-se propor a continuidade e o aprimoramento dos métodos aqui desenvolvidas, por exemplo:

- Melhorar a representatividade da cobertura urbana com os dados de sensoramento remoto do sensor MODIS com 1 km de resolução, em vez de utilizar valores constantes como entradas do esquema tTEB, para as propriedades radiativas da superfície urbana como o albedo e a emissividade. Isto permitiria melhorar a simulação das propriedades dinâmicas e energéticas da camada limite planetária urbana com o sistema ARPS-tTEB.
- Implementar uma climatologia da brisa marítima e da precipitação acumulada para as regiões próximas da RMSP com o sistema ARPS-tTEB. Isto permitiria uma comparação com as estimativas climatológicas de precipitação de alta resolução do radar meteorológico.
- Avaliar o impacto da camada limite planetária urbana com o sistema ARPS-tTEB, sobre outros sistemas meteorológicos associados a convecção, como aqueles associados à Zona de convergência do Atlântico Sul (ZCAS), frentes, vórtices ciclônicos, linhas de estabilidade e complexos convectivos de mesoescala.
- Implementar o sistema ARPS-tTEB para avaliar a evolução do risco de ondas de calor nas cidades, que está relacionada com a mudança climática regional na interação com a ilha de calor urbano. No entanto, estes efeitos combinados são complexos e dependem fortemente dos indicadores utilizados para quantificar o risco de ondas de calor [Lemonsu et al., 2010].

- Implementar uma metodologia para estimar a taxa de relâmpagos, que é proporcional à energia potencial convectiva disponível (CAPE) vezes a taxa de precipitação [Romps et al., 2014] fazendo uso do sistema ARPS-tTEB, com a finalidade de gerar uma técnica geral de assimilação de dados de relâmpagos. A técnica faz com que a proporção de mistura de vapor de água se aproxime à saturação dentro dos 10 km de uma observação de relâmpagos.
- Em geral, as melhorias previstas da assimilação de relâmpagos foram mais modestas do que para as previsões determinísticas, sugerindo que a assimilação de relâmpagos pode produzir maiores melhorias nas previsões convectivas onde observações convencionais são menos densas ou indisponíveis [Dixon et al., 2016].

## Referências Bibliográficas

- Adams E., Four ways to win the sea breeze game, *Sailing World*, 1997, vol. 3, p. 44 49
- Akan A., *Urban stormwater hydrology: a guide to engineering calculations*, CRC, Boca Raton, 1993, p. 265
- Amorim J., Rodrigues V., Tavares R., Valente J., Borrego C., CFD modelling of the aerodynamic effect of trees on urban air pollution dispersion, *Science of The Total Environment*, 2013, vol. 461, p. 541 551
- Arnfield A., Two decades of urban climate research: a review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island, *Int. J. Climatol.*, 2003, vol. 23, p. 1 26
- Arnfield A., Mills G., An analysis of the circulation characteristics and energy budget of a dry, asymmetric, eastwest urban canyon II Energy budget, *Int.J.Climatol.*, 1994, vol. 14, p. 239 261
- Baik J., Kim Y., Chun H., Dry and moist convection forced by an urban heat island, *J. Appl. Meteor.*, 2001, vol. 40, p. 1462 1475
- Baldwin M., Kain J., Sensitivity of several performance measures to displacement error, bias and event frequency, *Weather and Forecasting*, 2005, vol. 21, p. 636 648
- Banta R., Olivier L., Levinson D., Evolution of the Monterey Bay sea-breeze layer as observed by pulsed doppler radar, *J.Atmos.Sci.*, 1993, vol. 50, p. 3959 3982
- Barry R. G., *Mountain Weather and Climate* third edn. Cambridge, 2008
- Boegh E., Soegaard H., Hanan N., Kabat P., Lesch L., A remote sensing study of the NDVI-Ts relationship and the transpiration from sparse vegetation in the Sahel based

- on highresolution satellite data. An overview, *Remote Sens. Environ.*, 1999, vol. 69, p. 224 240
- Bohnenstengel S., Evans S., Clark P., Belcher S., Simulations of the London urban heat island, *Q.J.Roy.Meteorol.Soc.*, 2011, vol. 137, p. 1625
- Bornstein R., Lin Q., Urban heat islands and summertime convective thunderstorms in Atlanta: Three cases studies., *Atmos.Environ.*, 2000, vol. 34, p. 507 516
- Bourscheidt V., Pinto O., Naccarato K., The effects of Sao Paulo urban heat island on lightning activity: Decadal analysis (1999 2009), *Journal of Geophysical Research*, 2016, p. DOI:10.1002/2016JD024782
- Brandes E., Finestructure of the Del City-Edmond Tornadic Mesocirculation, *Mon.Wea.Rev*, 1981, vol. 109, p. 635 647
- Browning K., Airflow and precipitation trajectories within severe storms that move to the right of the winds, *J.Atmos.Sci*, 1964, vol. 21, p. 634 639
- Buhaug H., Urdal H., An urbanization bomb? Population growth and social disorder in cities, *Global Environmental Change*, 2013, vol. 23, p. 1 10
- Businger J., Wyngaard J. C., Izumi Y., Bradley E. F., Flux profile relationships in the atmospheric surface layer, *J. Atmos. Sci.*, 1971, vol. 28, p. 181 189
- Byun D., On the analytical solutions of flux-profile relationships for the atmospheric surface layer, *J. Appl. Meteorol.*, 1990, vol. 29, p. 652 657
- Centro de Gerenciamento de Emergencias, 2015 Alagamentos
- Changnon S., Urban effects on severe local storms at St. Louis, *J. Appl. Meteor.*, 1978, vol. 17, p. 578 592
- Changnon S., Temporal and spatial relations between hail and lightning, *American meteorological society*, 1992, vol. 31, p. 587
- Changnon Jr. S., Huff F., Schickendanz P., Vogel J., Summary of METROMEX, Vol. 1: Weather anomalies and impacts., *Illinois State Water Survey Bull.*, 1977, vol. 62, p. 260

- Chen F., Kusaka H., Bornstein R., Ching J., Grimmond C., Grossman Clarke S., Loridan T., Manning K., Martilli A., Miao S., Sailor D., Salamanca F., Taha H., Tewari M., The integrated WRF urban modelling system: development, evaluation, and applications to urban environmental problems, *Int. J. Climatol.*, 2011, vol. 31, p. 273 288
- Chen F., Pielke R., Mitchell K., Development and application of land surface models for mesoscale atmospheric models: Problems and promises., *Amer. Geophys. Union*, 2001, vol. 1, p. 107 136
- Chen F., Yang X., Zhu W., WRF simulations of urban heat island under hot weather synoptic conditions: the case study of Hangzhou City, China, *Atmos. Res.*, 2014, vol. 138, p. 364 377
- Chiba O., Kobayashi F., Naito G., Sassa K., Helicopter observations of the sea breeze over a coastal area, *J. Appl. Meteorol.*, 1999, vol. 38, p. 481 492
- Conway E. D., *An introduction to Satellite Image Interpretation* first edn. The Johns Hopkins University Press, 1997
- Cotton W., *Storm and cloud dynamics*. International Geophysical Series, 2011
- Cotton W., Pielke Sr. R., Walko R., Liston G., Tremback C., Jiang H., Mcanelly R., Harrington J., Nicholls M., Carrio G., Mcfadden J., *RAMS 2001:current status and future directions*, *Meteorog. Atmos. Phys.*, 2003, vol. 82, p. 5 39
- Dandou A., Tombrou M., Soulakellis N., The influence of the City of Athens on the evolution of the sea breeze front, *Boundary Layer Meteorology*, 2009, vol. 131, p. 35
- Davies-Jones R., Burgess D., Foster M., Test of helicity as a forecast parameter, *Amer. Meteor. Soc.*, 1990, vol. 16th, p. 588 592
- Deardorff J., Parameterization of the planetary boundary layer for use in general circulation models, *Mon. Wea. Rev.*, 1972b, vol. 100, p. 93 106
- Dereczynski C., Oliveira J., Machado C., Climatologia da precipitação no Município do Rio de Janeiro, *Revista Brasileira de Meteorologia*, 2009, vol. 24, p. 24 38

- Dimoudia A., Kantziouraa A., Zorasa S., Pallasb C., Kosmopouloa P., Investigation of urban microclimate parameters in an urban center, *Energy and Buildings*, 2013, vol. 64, p. 19
- Dixon K., Mass C., Hakim G., Holzworth R., The Impact of Lightning Data Assimilation on Deterministic and Ensemble Forecasts of Convective Events, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 2016, vol. 33, p. 1801
- Dousset B., Gourmelon F., Satellite multi-sensor data analysis of urban surface temperatures and land cover, *J. Photogramm. Remote Sens.*, 2003, vol. 58, p. 43-54
- Dudhia J., Gill D., Guo Y., PSU/NCAR mesoscale modelling system tutorial class notes and user's guide: MM5 modelling system version 3, NCAR, 2000, vol. 1, p.
- Erell E., Pearlmutter D., Williamson T., *Urban microclimate Designing the spaces between buildings* first edn. Earthscan, 2011
- Farias W., Pinto Jr. O., Naccarato K., Pinto I., Anomalous lightning activity over the Metropolitan Region of São Paulo due to urban effects, *Atmospheric Research*, 2009, vol. 91, p. 485-490
- Feng X., Foody G., Aplin P., Gosling S., Enhancing the spatial resolution of satellite-derived land surface temperature mapping for urban areas, *Sustainable Cities and Society*, 2015, vol. 19, p. 341-348
- Ferreira M., Oliveira A., Soares J., , 2013 Diurnal variation in stored energy flux in São Paulo city, Brazil
- Ferreira M., Oliveira A., Soares J., Codato G., Barbaro E., Escobedo J., Radiation balance at the surface in the city of São Paulo, Brazil: diurnal and seasonal variations, *Theor. Appl. Climatol.*, 2012, vol. 107, p. 229-246
- Finkele K., Hacker J., Kraus H., Byron-Scott R., A complete sea-breeze circulation cell derived from aircraft observations, *Boundary Layer Meteorol.*, 1995, vol. 73, p. 299-317
- Flores J., Karam H., Marques Filho E., Pereira Filho A., Estimation of atmospheric turbidity and surface radiative parameters using broadband clear sky solar irradiance models

- in Rio de Janeiro-Brasil, *Theoretical and Applied Climatology*, 2016, vol. 123, p. 593 617
- Flores R. J., Pereira Filho A., Karam H., Estimation of long term low resolution surface urban heat island intensities for tropical cities using MODIS remote sensing data, *Urban Climate*, 2016, vol. 17, p. 32 66
- Freitas E., *Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes* tese edn. Universidade de São Paulo - IAG - USP, 2003
- Freitas E., Rozoff C., Cotton W., Silva Dias P., Interactions of an urban heat island and sea-breeze circulations during winter over the metropolitan area of São Paulo, Brazil, *Boundary-Layer Meteorol*, 2007, vol. 122, p. 43
- Funari F., Pereira Filho A., Energy Balance in a Patch of the Atlantic Forest in São Paulo City, Brazil, *Journal of Water Resource and Protection*, 2014, vol. 6, p. 805 812
- Garrat J., Surface influence upon vertical profiles in the atmospheric near-surface layer, *Q J Roy Meteor Soc*, 1980, vol. 106, p. 803
- Gatunya Ganbat Jong-Jin Baik Young-Hee Ryu A numerical study of the interactions of urban breeze circulation with mountain slope winds, *Theor. Appl. Climatol.*, 2015, vol. 120, p. 123 135
- Geisler J., Bretherton F., The sea-breeze forerunner, *J.Atmos.Sci.*, 1969, vol. 26, p. 82 95
- Gibbs M. T., Detecting a response to weak sea breezes in the New South Wales coastal ocean, *N. Z. J. Mar. Freshwater Res.*, 2000, vol. 34, p. 669 680
- Gillies R. R., Carlson T. N., Cui J., Kustas W. P., Humes K. S., A verification of the ‘triangle’ method for obtaining surface soil water content and energy fluxes from remote measurements of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) and surface radiant temperature, *J. Remote Sens.*, 1997, vol. 18, p. 3145 3166
- Goetz S. J., Multi sensor analysis of NDVI, surface temperature and biophysical variables at a mixed grassland site, *J. Remote Sens.*, 1997, vol. 18, p. 71 94

- Goward S. N., Hope A., Evapotranspiration from combined reflected solar and emitted terrestrial radiation: Preliminary FIFE results from AVHRR data, *Adv. Space Res.*, 2002, vol. 9, p. 239
- Goward S. N., Waring R., Dye D., J.L. Y., Ecological remote sensing at OTTER: Satellite macroscale observations, *Ecol. Appl.*, 1994, vol. 4, p. 322 343
- Grachev A., Fairall C., Bradley E., Convective profile constants revisited, *Bound-Lay Meteorol.*, 2000, vol. 83, p. 423 439
- Grimmond C., Oke T., An evapotranspiration interception model for urban areas, *Water Resour. Res.*, 1991, vol. 27, p. 1739 1755
- Grimmond C., Oke T., Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form, *J. Appl. Meteor.*, 1999, vol. 38, p. 1262 1292
- Grimmond C., Oke T., Turbulent heat fluxes in urban areas: observations and a local-scale urban meteorological parameterization scheme (LUMPS), *J. Appl Meteorol.*, 2002, vol. 41(7), p. 792 810
- Hallak R., Simulações numéricas de tempestades severas na RMSF tese edn. Universidade de São Paulo - IAG - USP, 2007
- Heisler G., Brazel A., The urban physical environment: temperature and urban heat islands, in *urban ecosystem ecology*, Am. Soc. of Agron., 2010, vol. 1, p. 29 56
- Hjemfelt M., 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.*, 2000, vol. 21, p. 1239 1257
- Holt T., Niyogi D., Chen F., LeMone M. A., Manning K., Qureshi A. L., Effect of Land Atmosphere Interactions on the IHOP 24 25 May 2002 Convection Case, *Mon. Weather Rev.*, 2006, vol. 134, p. 113 133
- Holton J. R., *An Introduction to Dynamic Meteorology* first edn. Academic, San Diego, Calif., 1994
- Honda T., Kawano T., How does mid tropospheric dry air affect the evolution of supercellular convection?, *Atmospheric Research*, 2015, vol. 157, p. 1 16

- Hua Tong Andrew Walton Jianguo Sang Johnny C.L Chan Numerical simulation of the urban boundary layer over the complex terrain of Hong Kong, *Atmospheric Environment*, 2005, vol. 39, p. 3549 3563
- Huete A., Didana K., Miura T., Rodriguez E., Gao X., Ferreira L., Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices, *Remote Sensing of Environment*, 2002, vol. 83, p. 195 213
- Huff F., Vogel J., Urban, topographic and diurnal effects on rainfall in the St. Louis region, *J. Appl. Meteor.*, 1978, vol. 17, p. 565 577
- Huff H., Urban hydrological review, *Bull.Amer.Meteor.*, 1986, vol. 67, p. 703 712
- Hung T., Uchihama D., Ochi S., Yasuoka Y., Assessment with satellite data of the urban heat island effects in Asian mega cities, *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 2006, vol. 8, p. 34 48
- IBGE, 2011 Demographics Censuses
- Ichinose T., Shimodozono K., Hanaki K., Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo, *Atmos. Environ.*, 1999, vol. 33, p. 3897 3909
- INMET, 2015 Instituto Nacional de Meteorologia do Brasil
- Innocentini V., Simulação numérica da brisa marítima: teste de sensibilidade e efeito de parametrizações de transportes turbulentos, *Dissertação de mestrado. IAG. USP. São Paulo*, 1981, vol. 1, p. 1 61
- Jacquemin B., Noilhan J., Sensitivity study and validation of a land surface parameterization using the HAPEX-MOBILHY data set, *Bound. Layer. Meteor.*, 1990, vol. 52, p. 93 134
- Jauregui E., Romales E., Urban effects on convective precipitation in Mexico City, *Atmos. Environ.*, 1996, vol. 30, p. 3383 3389
- Jin M., Interpolation of surface radiation temperature measured from polar orbiting satellites to a diurnal cycle. Part 2: Cloudy pixel treatment, *J. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, p. 4061

- Jin M., Dickinson R., A generalized algorithm for retrieving cloudy sky skin temperature from satellite thermal infrared radiances, *J. Geophys. Res.*, 2000, vol. 105, p. 27037
- Jin M., Dickinson R., D.L Z., The footprint of urban areas on global climate as characterized by MODIS, *Journal of Climate*, 2005, vol. 18, p. 1551 1565
- Jinxin Yang Man Sing Wong Massimo Menenti Janet Nichol Modeling the effective emissivity of the urban canopy using sky view factor, *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, 2015, vol. 105, p. 211 219
- Johns R., C.A. Doswell III C., Severe local storms forecasting, *Weather and Forecasting*, 1992, vol. 7, p. 588 612
- Johnson R., Mapes B., Mesoscale processes and severe convective weather in severe convective storms, Charles A. Doswell III, Editor. *Meteorological monographs*, 2001, vol. 28, p.
- Julien Y., Sobrino J. A., The Yearly Land Cover Dynamics (YLCD) method: An analysis of global vegetation from NDVI and LST parameters, *Remote Sens. Environ.*, 2009, vol. 113, p. 329 334
- Kain J., Fritsch J., Convective parameterization for mesoscale models: The Kain Fritsch scheme. *The Representation of Cumulus Convection in Numerical Mode*, *Meteor. Monogr.*, 1993, vol. 24, p. 165
- 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.*, 2010, vol. 101, p. 109 120
- Karl T., Williams C. J., Diaz H., Kukla G., Urbanization: Its detection and effect in the United States Climate Record, *J. Climate*, 1988, vol. 1, p. 1099 1123
- Karnieli A., Bayasgalan M., Bayarjargal Y., Agam N., Khudulmur S., Tucker C., Comments on the use of the vegetation health index over Mongolia, *Int. J. Remote Sens.*, 2006, vol. 27, p. 2017 2024
- Kastner-Klein P., Rotach M., Mean flow and turbulence characteristics in an urban roughness sublayer, *Bound Lay Meteorol*, 2003, vol. 111, p. 55 84

- Kawashima S., Relation between vegetation, surface temperature, and surface composition in the Tokyo region during winter, *Remote Sens. Environ.*, 1994, vol. 50, p. 52 60
- Klemp J., Dynamics of tornadic thunderstorms, *Ann.Rev.Fluid Mech.*, 1987, vol. 59, p. 369 402
- Klemp J., Wilhelmson R., The simulation of three-dimensional convective storm dynamics, *J.Atmos.Sci.*, 1978, vol. 35, p. 1070 1096
- Klemp J., Wilhelmson R., Ray P., Observed and numerically structure of a mature supercell thunderstorm, *J.Atmos.Sci.*, 1981, vol. 38, p. 1558 1580
- Knupp K. R., Cotton W. R., An intense, quasi-steady thunderstorm over mountainous terrain-Part III: Doppler radar observations of the turbulence structure, *J. Atmos. Sci.*, 1982, vol. 39, p. 359
- Kondoh A., Nishiyama J., Changes in hydrological cycle due to urbanization in suburb of Tokyo metropolitan area, Japan, *Advances in Space Research*, 2000, vol. 26(7), p. 1173 1176
- Kruschke J., Bayesian Estimation Supersedes the t Test, *Journal of Experimental Psychology*, 2013, vol. 142-2, p. 573 603
- Kusaka H., Chen F., Tewari M., Duda M., Dudhia J., Miya Y., Akimoto Y., Performance of the WRF model as a high resolution regional climate model: model intercomparison study the urban climate. academic press, london, uk. edn. The seventh International Conference on Urban Climate, 29 June, 3 July 2009, Yokohama, Japan., 2009
- Lambin E. F., Ehrlich D., The surface temperature-vegetation index space for land cover and land cover change analysis, *Int. J. Remote Sens.*, 1996, vol. 17, p. 463 487
- Lei M., Niyogi D., Kishtawal C., Pielke Sr. R. A., Przekurat A. B., Nobis T. E., Vaidya S. S., Effect of explicit urban land surface representation on the simulation of the 26 July 2005 heavy rain event over Mumbai, India, *Atmos. Chem. Phys.*, 2008, vol. 8, p. 5975 5995

- Lemonsu A., Kouunkou-Arnaud R., Desplat J., Salagnac J., Masson V., Evolution of the Parisian urban climate under a global changing climate, *Climate change*, 2010, vol. 116, p. 679 692
- Liebmann B., Kiladis G., Marengo J., Ambrizzi T., Glick J., Submonthly, convective variability over South America and the South Atlantic Convergence Zone, *Journal of climate*, 1999, vol. 12, p. 1877 1891
- Lin Y., Farley R., Orville H., Bulk parameterization of the snow field in a cloud model, *J Climate Appl Meteor*, 1983, vol. 22, p. 1065 1092
- Lutgens F., Tarbuck E., *The Atmosphere an Introduction to Meteorology first edn.* Prentice-Hall, Old Tappan,N.J., 2001
- Marciotto E., P. Oliveira A., Hanna S., Modeling study of the aspect ratio influence on urban canopy energy fluxes with a modified wall canyon energy budget scheme, *Building and Environment*, 2010, vol. 1, p. 1 9
- Markowsky P., Richardson Y., *Mesoscale Meteorology in Midlatitudes first edn.* Wiley Blackwell, 2010
- Marques Filho E., Karam H., Miranda A., de A. França J., Rio de Janeiro 's Tropical Urban Climate, *International Association for Urban Climate*, 2009, vol. 32, p. 5
- Martilli A., Clappier A., Rotach M., An urban surface exchange parameterization for mesoscale models, *Bound-Layer. Meteo*, 2002, vol. 104, p. 261 304
- 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, *Bound.Lay.Meteorol.*, 1995, vol. 72, p. 331 344
- Masselink G., Pattiaratchi C. B., The effect of sea breeze on beach morphology, surf zone hydrodynamics and sediment resuspension, *Mar. Geol.*, 1998, vol. 146, p. 115 135
- Masson V., A physically based scheme for the urban energy budget in atmospheric models, *Bound Layer. Meteo.*, 2000, vol. 94, p. 357 397
- Masson V., Urban surface modeling and the meso-scale impact of cities, *Theor.Appl.Climatol*, 2006, vol. 84, p. 35 45

- Melas D., Lavagnini A., Sempreviva A., An investigation of the boundary layer dynamics of Sardinia Island under sea-breeze conditions, *J. Appl. Meteorol.*, 2000, vol. 39, p. 516 524
- Mesinger F., Brill K., Bias normalized precipitation score, 17th Conference on probability and statistics, Seattle, WA, Amer. Meteor. Soc., 2004, vol. 77, p. J12.6
- Miller S., Keim B., Talbot R. W., Mao H., Sea breeze: Structure, Forecasting and Impacts, *Mar. Geol.*, 2003, vol. 41, p. 1 31
- Ming Xue Droegmeier K., Wong V., The Advanced Regional Prediction System (ARPS)-A multi-scale nonhydrostatic atmospheric simulation and prediction model. Part I: Model Dynamics and Verification, *Meteorology and Atmospheric Physics*, 2000, vol. 1, p. 1 45
- Moller A., Doswell III C., Foster M., Woodall G., The operational recognition of supercell thunderstorm environments and storm structures, *Weather and Forecasting*, 1994, vol. 9, p. 327 347
- Monteith J., Unsworth M., *Principles of Environmental Physics* 3rd edn, edn. Dover, New York, 2008
- Moonena P., Gromke C., Dorera V., Performance assessment of Large Eddy Simulation (LES) for modeling dispersion in an urban street canyon with tree planting, *Atmospheric Environment*, 2013, vol. 75, p. 66 76
- Naccarato K., Jr.O. P., Pinto I., Evidence of thermal and aerosol effects on the cloud to ground lightning density and polarity over large urban areas of Southeastern Brazil, *Geophysical Research Letters*, 2003, vol. 30(13), p. 1674
- Nemani R., Keeling C. D. Hashimoto H., Jolly W. M., Piper S. C., Tucker C. J., Myneni R. B., Running S., Climate driven increases in global terrestrial net primary production from 1982 to 1999, *Science*, 2003, vol. 300, p. 1560
- Nemani R., Pierce L., Running S., Goward S., Developing satellite derived estimates of surface moisture status, *Appl. Meteor.*, 1993, vol. 32, p. 548 557
- Noilhan J., A model for the net total radiation flux at the surfaces of a building, *Building and Environment*, 1981, vol. 16(4), p. 259 266

- Noilhan J., Planton S., A simple parameterization of land surface processes for meteorological models, *Mon. Wea. Rev.*, 1989, vol. 117, p. 536 549
- Nunez M., Oke T., Longwave radiative flux divergence and nocturnal cooling of the urban atmosphere within an Urban Canyon, *Bound.Lay.Meteorol*, 1976, vol. 10, p. 121 135
- Ohashi Y., Kida H., Observational results of the sea breeze with a weak wind region over the northern Osaka urban area, *J.Meteorol.Soc. Jpn.*, 2002, vol. 79(4), p. 949 955
- Oke T., *Boundary Layer Climates primeira*. pp 435 edn. Taylor and Francis Group, 1987
- Oke T. R., The energetic basis of the urban heat island, *Quarterly Journal of Royal Meteorology Society*, 1982, vol. 108, p. 1
- Oliphant A., Sturman A., Tapper N., The evolution and structure of a tropical island sea/land-breeze system, northern Australia, *Meteorol. Atmos. Phys.*, 2001, vol. 78, p. 45 59
- Oliveira A., Bornstein R., Soares J., Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo, *Water Air Soil Pollut: Focus*, 2003, vol. 3, p. 3
- Oliveira A., Silva Dias P., Aspectos observacionais da brisa marítima em São Paulo, Brazil, *II Congresso Brasileiro de meteorologia*, 1982, vol. 2, p. 129 161
- Oliveira de Souza D., dos Santos Alvalá R. C., Guedes do Nascimento M., Urbanization effects on the microclimate of Manaus: A modeling study, *Atmos. Res.*, 2016, vol. 167, p. 237 248
- Orlansky I., A simple boundary condition for unbounded hyperbolic flows, *J.Comput Phys*, 1976, vol. 21, p. 251 269
- Orville R., Huffines G., Nielsen-Gammon J., Zhang R., Ely B., Steiger S., Phillips S., Allen S., Read W., Enhancement of cloud to ground lightning over Houston, Texas, *Geophysical Research Letter*, 2001, vol. 28(13), p. 2597 2600
- Parece T. E., Jie Li Campbell J., Carroll D., Assessing Urban Landscape Variables Contributions to Microclimates, *Advances in Meteorology*, 2015, vol. 116, p. 1 14

- Pearlmutter D., Berliner P., Shaviv E., Evaluation of urban surface energy fluxes using an open-air scale model, *J. Appl. Meteorol.*, 2005, vol. 44, p. 532 545
- Pereira Filho A., Barros M., Hallak R., Gandu A., Chuvas de verão e as enchentes na Grande São Paulo: El niño, Brisa Maritima e Ilha de calor, *Anais do XI Congresso Brasileiro de Meteorologia*, Rio de Janeiro, RJ, 16 a 20 de Outubro, 2004, 2004, vol. -, p.
- Pereira Filho A., Dos Santos P., Evolution of weather and climate over the Metropolitan Region of Sao Paulo first edn. IAG - São Paulo University, 2007
- Pereira Filho A., Massambani O., Hallak R., Karam H., A hidrometeorological forecast system for the Metropolitan Area of São Paulo, *Proceedings of the World Weather Research Programmes Symposium on Nowcasting and very short range forecasting (WSN 05)*, 2005, vol. -, p.
- Pereira Filho A., Santos P., Camargo R., Festa M., Funari F., Salum L., Oliveira S., Santos C., Lourenço E., da Silva P., Fialho M., Anthropic impacts on the climate of the Metropolitan Area of São Paulo, *Bull, Brazilian Meteorol. Soc.*, 2007, vol. 30, p. 48 56
- Pereira Sena C., de Almeida França J., L.F P., Estudo da Ilha de Calor na Região Metropolitana do Rio de Janeiro usando dados do MODIS, *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, 2014, vol. 37, p. 112 122
- Peterson T., Assesment of urban versus rural in situ surface temperatures in the contiguous United States: No difference found, *J. Climate*, 2003, vol. 16, p. 2941
- Pezzini de Meireles V., de Almeida França J., L.F P., Um estudo do fenômeno da Ilha de Calor urbana na Região Metropolitana do Rio de Janeiro (RMRJ), *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, 2014, vol. 37, p. 180 194
- Pielke R., Cotton W., Walko R., A comprehensive meteorological modelling system - RAMS, *Meteorological and Atmospheric Physics*, 1992, vol. 49, p. 69 91
- Pinto I., Jr.O. P., Gomes M., Ferreira N., Urban effect on the characteristics of cloud to ground lightning over Belo Horizonte, *Annales Geophysicae*, 2004, vol. 22, p. 697 700
- Porson A., Steyn D., Schayes G., Formulation of an index for sea breezes in opposing winds, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, 2007, vol. 46, p. 1257 1263

- Prihodko L., Goward S., Estimation of air temperature from remotely sensed surface observations, *Remote Sens. Environ.*, 1997, vol. 60, p. 335 346
- Rama K., Singha S., Sarinb M., Srivastavac A., Tripathid S., Variability in aerosol optical properties over an urban site, Kanpur, in the Indo-Gangetic Plain: A case study of haze and dust events, *Atmospheric Research*, 2016, vol. 147, p. 52 61
- Rao P., Fuelberg H., An investigation of convection behind the Cape Canaveral sea-breeze front, *Mon. Weather Rev.*, 2000, vol. 128, p. 3437 3458
- Ray P., Johnson B., Johnson K., Braderry J., Stephens J., Wagner K., Wilhelmson R., Klemp J., The morphology of several tornadic storms on 20 May, *J.Atmos.Sci*, 1981, vol. 38, p. 1643 1663
- Reible D. D., Simpson J. E., Linden P., The sea breeze and gravity-current frontogenesis, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 1993, vol. 119, p. 1 16
- Ribeiro F., Soares J., Oliveira A., Sea Breeze and Topographic Influences on the Planetary Boundary Layer in the Coastal Upwelling Area of Cabo Frio (Brazil), *Boundary Layer Meteorol.*, 2016, vol. 158, p. 139 150
- Richards K., Oke T., Dew in Urban Environments. in *Proceedings of 2nd AMS Urban Environment Symposium*, 1998
- Robinson F., Patterson M., Sherwood S., A numerical modeling study of the propagation of idealized sea breeze density currents, *Journal of the Atmospheric Sciences*, 2013, vol. 70, p. 653 668
- Rodrigues F., Milas I., Martins E. M., Arbilla G., Bauerfeldt G. F., de Paula M., Experimental and theoretical study of the air quality in a suburban industrial residential area in Rio de Janeiro, Brazil, *J. Braz. Chem.*, 2007, vol. 18, p. 342
- Romps D., Seeley J., Vollaro D., Molinari J., Projected increase in lightning strikes in the United States due to global warming, *Research Reports*, 2014, vol. 346, p. 851
- Rotach M., Profiles of turbulence statistics in and above an urban street canyon, *Atmos Environ*, 1995, vol. 29(13), p. 1473 1486

- Roth M., Review of urban climate research in (sub) tropical regions, *Int. J. Climatol.*, 2007, vol. 27, p. 1859 1873
- Roth M., Oke T. R., Emery W. J., Satellite derived urban heat island from three coastal cities and the utilization of such data in urban climatology, *International Journal of Remote Sensing*, 1989, vol. 10, p. 1699 1720
- Rozoff C., Cotton W., Adegoke J., Simulation of St. Louis, Missouri, land use impacts on thunderstorms, *J. Appl. Meteor.*, 2003, vol. 42, p. 716 738
- Saito K., Ichida J., Aranami K., Hara T., Segawa T., Narita M., Honda Y., Nonhydrostatic Atmospheric Models and Operational Development at JMA, *Journal of the Meteorological Society of Japan*, 2007, vol. 85, p. 271 304
- Sanderson M., Gorski R., The effect of metropolitan Detroit Windsor on precipitation, *J. Appl. Meteor.*, 1977, vol. 17, p. 423 427
- Sarkar A., De Ridder K., The urban heat island intensity of Paris: a case study based on simple urban surface parameterization, *Boundary layer meteorology*, 2011, vol. 138, p. 511
- Schneider A., Friedl M., McIver D., Woodcock C., Mapping urban areas by fusing multiple sources of coarse resolution remotely sensed data, *Photogramm. Eng.Remote Sens.*, 2002, vol. 69, p. 1377 1386
- Schultz P., An explicit cloud physics parameterization for operational numerical weather prediction, *Monthly weather review*, 1995, vol. 123, p. 3331
- Sha W., Kawamura T., Ueda H., A numerical study of nocturnal sea breezes: Prefrontal gravity waves in the compensating flow and inland penetration of the sea-breeze cutoff vortex, *J.Atmos.Sci.*, 1993, vol. 50, p. 1076 1087
- Shiquiang F., Zhemin T., On the Helicity Dynamics of Severe convective Storms, *Advances in Atmospheric Sciences*, 2000, vol. 18, p. 67 86
- Simpson J. E., *Sea Breeze and Local Wind* first edn. Cambridge Univ. Press, 1994
- Simpson J. E., Diurnal changes in sea-breeze direction, *J. Appl. Meteorol.*, 1996, vol. 35, p. 1166 1169

- Smith R. C. G., Choudhury B. J., Analysis of normalized difference and surface temperature observations over southeastern Australia, *Int. J. Remote Sens.*, 1991, vol. 12, p. 2021 2044
- Sobrino J., Ultra-Carrió R., Sória G., Bianchi R., Paganini M., Impact of spatial resolution and satellite overpass time on evaluation of the surface urban heat island effects, *Remote Sensing of Environment*, 2012, vol. 117, p. 50 56
- Steiger S., Orville R., Huffines G., Cloud to ground lightning characteristics over Houston, Texas, *Journal of Geophysical Research*, 2000, vol. 107(D11), p. 4117
- Stensrud D., Importance of Low-Level Jets to Climate: A Review, *J. Climate*, 1996, vol. 9, p. 1698 1711
- Streutker D., Satellite measured growth of the urban heat island of Houston, Texas, *International Journal of Remote Sensing*, 2002, vol. 23, p. 2595 2608
- Synnefa A., Santamouris M., Apostolakis K., On the development, optical properties and thermal performance of cool colored coatings for the urban environment, *Solar Energy*, 2007, vol. 81, p. 488 497
- Tarifa J., Azevedo T., *Os climas na cidade de São Paulo: teoria e prática primeira edn. GEOUSP. Coleção Novos Caminhos*, 2001
- Tartaglione N., Relationship between precipitation forecast errors and skill scores of dichotomous forecasts, *Weather and Forecasting*, 2009, vol. 25, p. 355 365
- Taylor P., Numerical studies of neutrally stratified planetary boundary-layer flow above gentle topography. I. Two dimensional cases, *Boundary-layer Met.*, 1977, vol. 12, p. 37
- Thielen J., Wobrock W., Gadian A., Mestayer P., Creutin J. D., The possible influence of urban surfaces on rainfall development: a sensitivity study in 2D in the meso  $\gamma$  scale, *Atmos. Res.*, 2000, vol. 54(1), p. 15 39
- Thompson W., Holt T., Pullen J., Investigation of a sea breeze front in an urban environment, *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 2007, vol. 133, p. 579 594

- Tijm A., Holtstag A., van Delden A., Observations and modeling of the sea breeze with return current, *Mon. Weather Rev.*, 1999, vol. 127, p. 625 640
- Tijm A., van Delden A., The role of sound waves in sea-breeze circulation, *Q.J.R Meteorol. Soc.*, 1999, vol. 125, p. 1997 2018
- Tran H., Yasuoka Y., MODIS applications in environmental change researches in the Southeast Asian Region, *Int. J. Geoinf.*, 2005, vol. 1, p. 117
- United Nations World urbanization prospects: the revision, United Nations Population Division, Department of Economic and Social Affairs, United Nations Secretariat, New York, USA, 2011, vol. 1, p. 1 50
- United Nations Population Facts - Our urbanizing world, Department of Economic and Social Affairs Population Division, 2014, vol. 1, p. 1 4
- Uno I., Ueda H., Wakamatsu S., Numerical modelling of the nocturnal urban boundary layer, *Boundary Layer Meteorology*, 1989, vol. 49, p. 77 98
- Urano A., Ichinose T., Hanadi K., Thermal environment simulation for three dimensional replacement of urban activity, *Journal of Wind Engineering and Industrial Aerodynamics*, 1999, vol. 81, p. 197 210
- Vemado F., Pereira Filho A., Severe weather caused by Heat Island and Sea breeze effects in the Metropolitan Area of São Paulo, Brazil., *Advances in Meteorology*, 2015, vol. 2016, p. 1 13
- Vimal Mishra Auroop R. Ganguly Bart Nijssen Dennis P. Lettenmaier Changes in observed climate extremes in global urban areas, *Environmental Research Letters*, 2015, vol. 10, p. 1 15
- Voogt J., Oke T., Thermal remote sensing of urban climates, *Remote Sensing of Environment*, 2003, vol. 86, p. 370 384
- Voogt J. A., Oke T. R., Complete urban surface temperatures, *Journal of Applied Meteorology*, 1997, vol. 36, p. 1117 1132
- Walsh J., Sea breeze theory and applications, *J. Atmos. Sci.*, 1974, vol. 31, p. 2012 2026

- Wan Z., MODIS land-surface temperature algorithm theoretical basis document, NASA Documents, 1999, vol. 3.3
- Wan Z., Li Z., A physics-based algorithm for retrieving land surface temperature from space, *Trans. Geosci. Remote Sens.*, 1997, vol. 34, p. 892 905
- Wouters H., De Ridder K., Demuzere M., Lauwaet D., van Lipzig N., The diurnal evolution of the urban heat island of Paris: a model based case study during Summer 2006, *Atmospheric Chemistry and Physics*, 2013, vol. 13, p. 8525
- Xian Z., Pielke R., The effects of width of landmasses on the development of sea breezes, *J. Appl. Meteorol.*, 1991, vol. 30, p. 1280 1304
- Xue M., Droegemeier K., Wong V., Shapiro A., Brewster K., *Advanced Regional Prediction System (ARPS) Version 5.3.4 User's guide*, Center for Analysis and Prediction of Storms (CAPS), University of Oklahoma, 1995, p. 320
- Yamada T., Building and terrain effects in a mesoscale model, 11 th Conference on the Applications of Air Pollution Meteorology with A&WMA, 9-14 January, Long Beach, CA, 2000, vol. 1, p. 215 200

# Apêndice



## Acoplamento entre ARPS5.3.4 e tTEB1.82

O acoplamento do Sistema de Previsão Avançado Regional (ARPS5.3.4) com o esquema de energia Urbana Tropical (tTEB1.82), dirigido a simular os fluxos dinâmicos e energéticos gerados pela superfície urbana, é esquematizado no seguinte fluxograma:

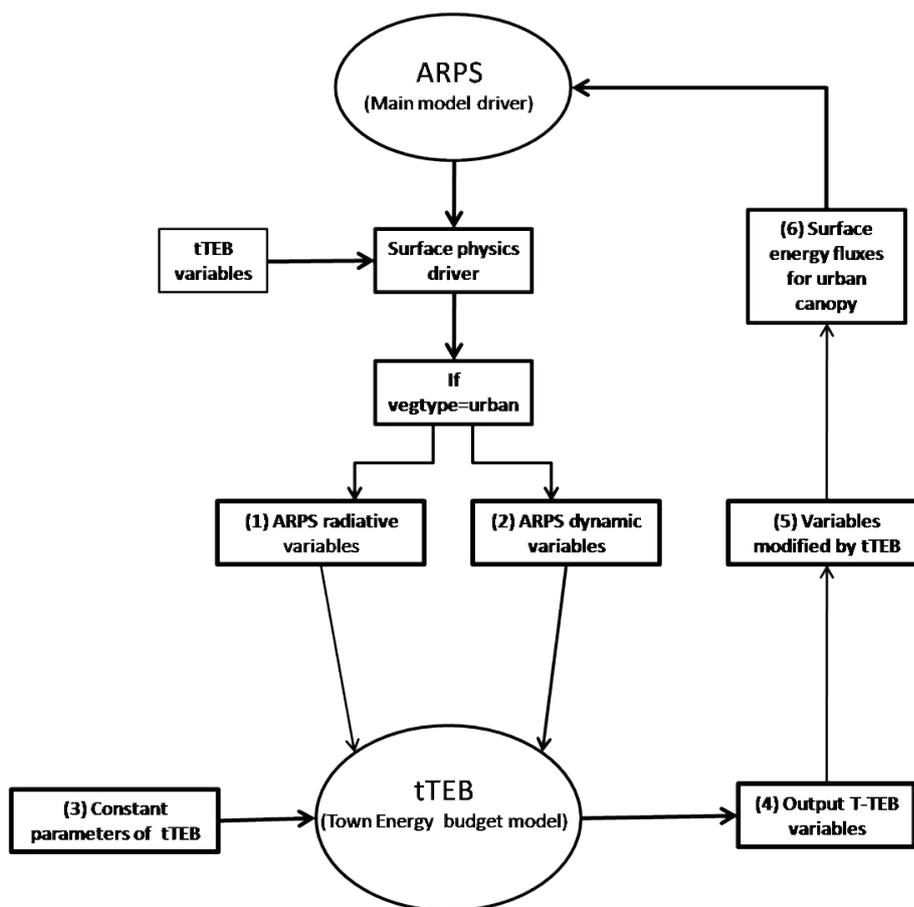


Figura A.1: Fluxograma do acoplamento ARPS-tTEB. As variáveis transferidas são especificadas na Tabela A.2.

De acordo com o fluxograma mostrado na Figura A.1, as variáveis do esquema tTEB são transferidas ao módulo principal do ARPS, ao módulo condutor e ao módulo de superfície.

Se a cobertura vegetal é do tipo urbano (semi-deserto em ARPS como é mostrado na Tabela 4.3), em seguida, as variáveis dinâmicas e radiativas do ARPS são transferidos para o esquema tTEB. Os parâmetros urbanos do tTEB são definidos como constantes. Em seguida, as variáveis de saída do tTEB modificam as variáveis do ARPS e recalculam os fluxos de energia superficial sobre a cobertura urbana. Finalmente, os fluxos de energia urbanos são transferidos para o programa principal do ARPS, fechando o ciclo. As variáveis transferidas no acoplamento ARPS-tTEB são mostradas na Tabela A.2.

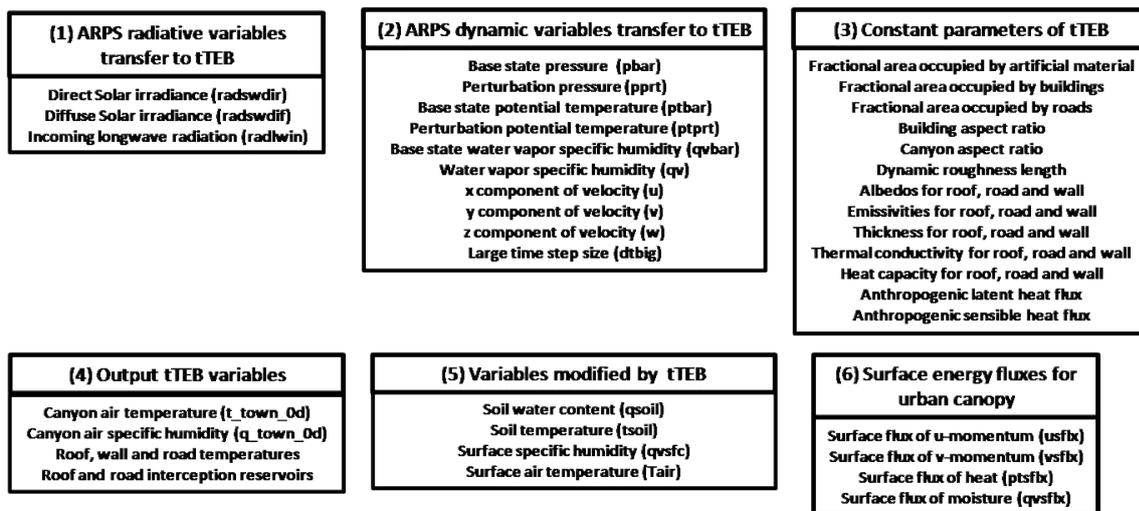


Figura A.2: Variáveis transferidas entre o modelo ARPS e o esquema tTEB. Os nomes das variáveis estão em Inglês.

Para implementar o acoplamento ARPS-tTEB descrito no fluxograma mostrado na Figura A.1, transferindo as variáveis apresentadas na Figura A.2, é necessário modificar os seguintes arquivos de código ARPS:

1. Inclusão das variáveis e sub-rotinas do esquema tTEB:
  - Colocar o arquivo **tteb182.f90** que contém as subrotinas do esquema tTEB na pasta **ARPS5.3.4/src/arps**.
  - Colocar os arquivos **urban\_time.inc** e **urbansfc.inc** que contém as variáveis do esquema tTEB na pasta **ARPS5.3.4/include**.
2. Modificação dos arquivos Makefile do modelo ARPS:
  - Modificar o **Makefile** localizado na pasta **ARPS5.3.4** adicionando as seguintes linhas:

- line 840 >\$(ARPS\_DIR)/tteb182.f90
  - line 886 >\$(INCL\_DIR)/urbansfc.inc
  - line 886 >\$(INCL\_DIR)/urban\_time.inc
  - line 902 >\$(ARPS\_DIR)/tteb182.f90
- Modificar o **Makefile** localizado na pasta **ARPS5.3.4/src/arps** adicionando as seguintes linhas:
    - line 224 > module\_arbitrary\_vario.o tteb182.o
    - line 262 > module\_mp\_wsm6.o micro\_MY2MOM.o tteb182.o
    - line 405 > \$(INCLDIR)/urbansfc.inc
    - line 427 > \$(INCLDIR)/urbansfc.inc

### 3. Modificação das subrotinas do modelo ARPS:

- Incluir as variáveis e subrotinas do esquema tTEB na subrotina principal do modelo ARPS **arps.f90**.
- Incluir as variáveis e subrotinas do esquema tTEB na subrotina de integração temporal do modelo ARPS **tinteg3d.f90**.
- Incluir as variáveis e subrotinas do esquema tTEB na subrotina da física de superfície do modelo ARPS **sfcphy3d.f90**.
- Modificar as subrotinas de transferência radiativa do modelo ARPS para separar a radiação de onda curta direta e difusa, necessárias como entradas do esquema tTEB: **radtrans3d.f90** e **radfrc3d.f90**



### Experimentos da tempestade de Del City, Oklahoma

A capacidade da cobertura urbana para gerar convecção mediante o incremento da instabilidade atmosférica e convergência de baixos níveis foi avaliado por três experimentos com a sondagem da tempestade na cidade de Del City, sem utilizar nenhuma perturbação inicial de temperatura potencial (Section 4.7). A convergência de baixos níveis e o movimento vertical ascendente associado são mostrados na Figura B.2 para 125 (primeira coluna), 180 (segunda coluna) e 240 (terceira coluna) minutos de tempo de simulação. Também é mostrada distribuição vertical da razão de mistura total dos hidrometeoros que vai se incrementando a medida que a tempestade vai se desenvolvendo ate alcançar valores máximos próximos de  $20 \text{ g kg}^{-1}$  logo de 180 minutos de simulação.

Para o experimento urbano na esquerda (condição de barlavento), nenhuma convecção foi gerada após quatro horas (240 min) de tempo de simulação já que a massa de ar não foi afetada pela cobertura urbana na região de estudo. Em contraste, para os experimentos urbano central e urbano na direita (condição de sotavento), instabilidades de convecção foram geradas após aproximadamente 100 min. A evolução temporal dos valores máximos das velocidades ascendentes e descendentes são mostradas nas Figuras B.1a e B.1b, respectivamente. A corrente ascendente máxima começa a aparecer cerca de 100 min de tempo de simulação atingindo seu valor máximo próximo de  $55 \text{ m s}^{-1}$  para o experimento urbano central e  $45 \text{ m s}^{-1}$  para o experimento urbano na direita logo de 150 min. As velocidades descendentes exibem o mesmo comportamento com valor mínimo próximo de  $-45 \text{ m s}^{-1}$  para o experimento urbano central e  $-30 \text{ m s}^{-1}$  para o experimento urbano na direita.

Além disso, são mostrados os gráficos da evolução temporal da razão de mistura de água de chuva (Fig.B.1c) e a razão de mistura de granizo (Fig.B.1d). A razão de mistura de água de chuva apresenta valores máximos próximos de  $0.02 \text{ kg kg}^{-1}$  e  $0.018 \text{ kg kg}^{-1}$  para

os experimentos urbano central e na direita, respectivamente. A mesma tendência é encontrada na razão de mistura de granizo que apresenta valores máximos próximos de  $0.035 \text{ kg kg}^{-1}$  e  $0.028 \text{ kg kg}^{-1}$  para os experimentos urbano central e na direita, respectivamente.

Por outro lado, as distribuições espaciais da helicidade relativa da tempestade (SREH), energia potencial convectiva disponível (CAPE) e refletividade de radar (dBz) logo de 120 e 180 minutos para os experimentos de cobertura urbana na direita, são mostrados na Figura B.3. Em geral, observa-se que essas variáveis possuem uma estrutura correspondente à distribuição espacial da refletividade. Portanto, o SREH e a CAPE serão ajustados à estrutura similar quando as células de convecção se desenvolverem em direção ao seu estágio maduro.

Em conseqüência, as velocidades verticais mais intensas e as maiores razões de mistura de precipitação, geradas pelo experimento urbano central podem ser explicadas devido à sua maior área de superfície urbana que aumentou a rugosidade e fluxo de calor sensível, aumentando a convergência de baixo nível em regiões a barlovento da cidade [Rozoff et al., 2003]. Além disso, os efeitos da ICU causaram um aumento da temperatura que pode proporcionar uma fonte de ar instável com tendência a subir. À medida que a cidade aquece o ar, ele resfria e forma nuvens que produzem chuva que embebem a área a barlavento da cidade. Os edifícios da cidade fornecem uma fonte de elevação para empurrar o ar quente e úmido da superfície no ar mais fresco sobre ele, onde pode se transformar em nuvens de chuva [Huff, 1986].

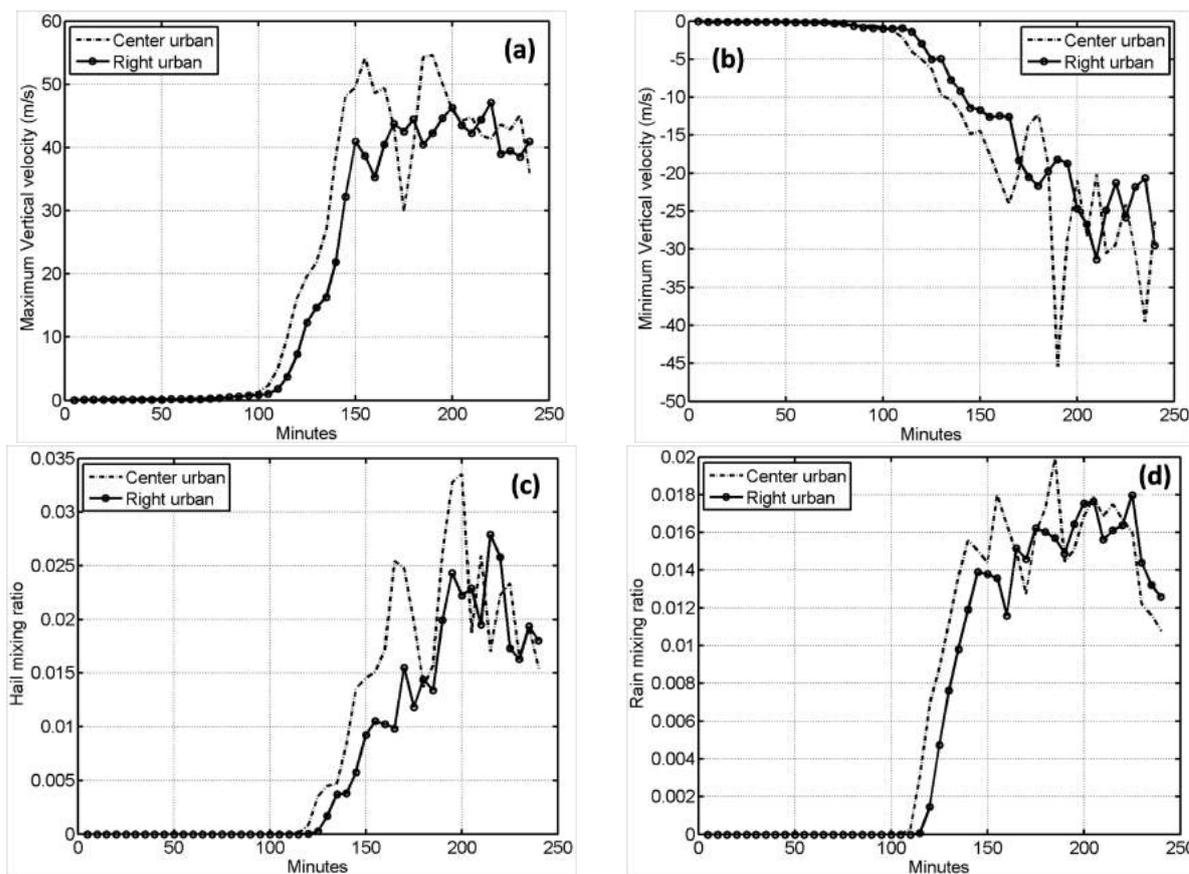


Figura B.1: (a) Máxima velocidade ascendente ( $\text{m s}^{-1}$ ), (b) Máxima velocidade descendente ( $\text{m s}^{-1}$ ), (c) razão de mistura de granizo ( $\text{kg kg}^{-1}$ ) e (d) razão de mistura de água de chuva ( $\text{kg kg}^{-1}$ ) para os experimentos urbano central e na direita (condição de barlavento).

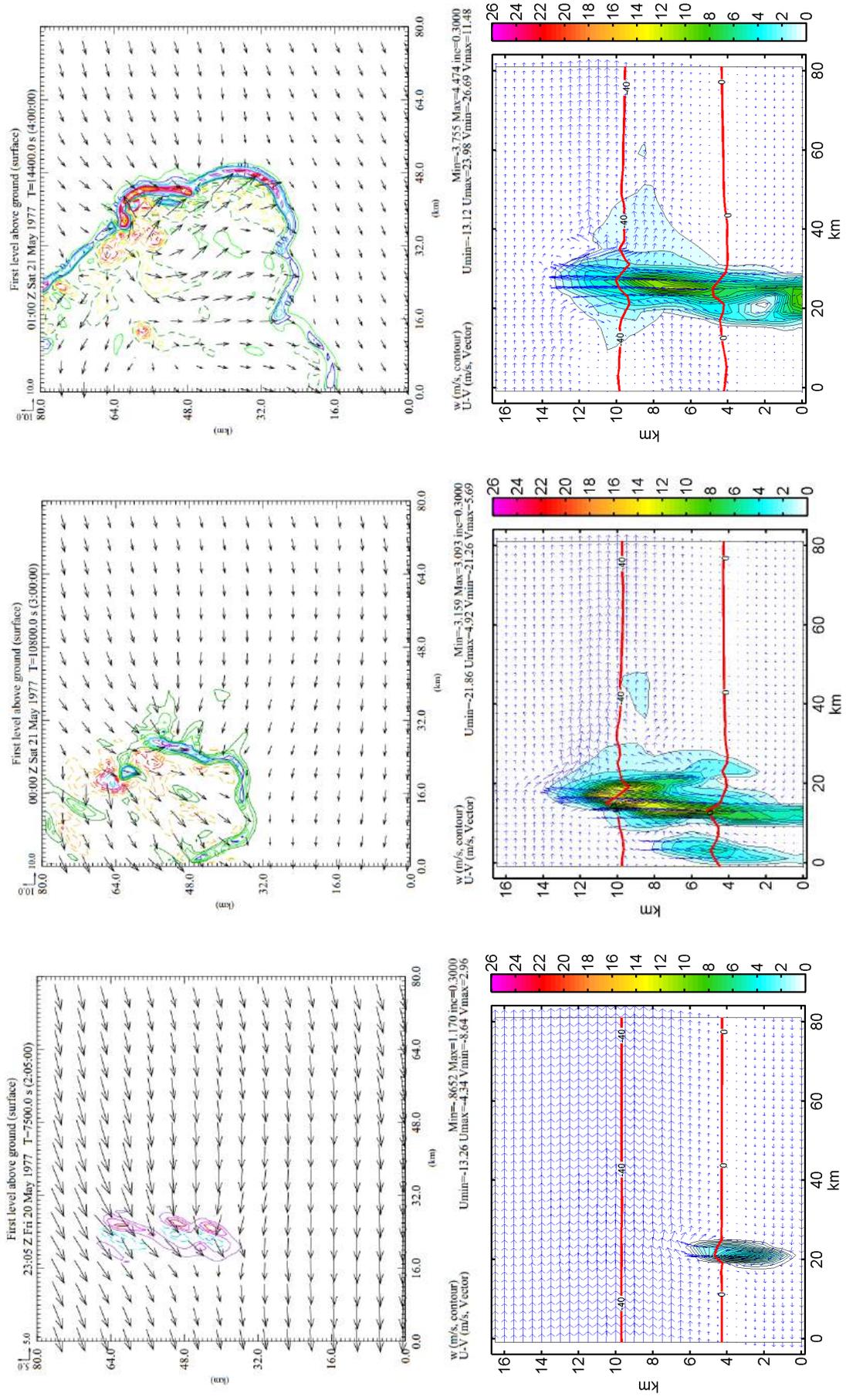


Figura B.2: (Primeira Fil) Vetores de vento horizontal ( $m s^{-1}$ ) e isolinhas de velocidade vertical para a simulação urbana na direita. (Segunda Fil) Vetores de vento vertical ( $m s^{-1}$ ) e isolinhas da razão de mistura total dos hidrometeoros ( $g kg^{-1}$ ) para a simulação urbana na direita. Os resultados correspondem a 125 (primeira coluna), 180 (segunda coluna) e 240 (terceira coluna) minutos de tempo de simulação.

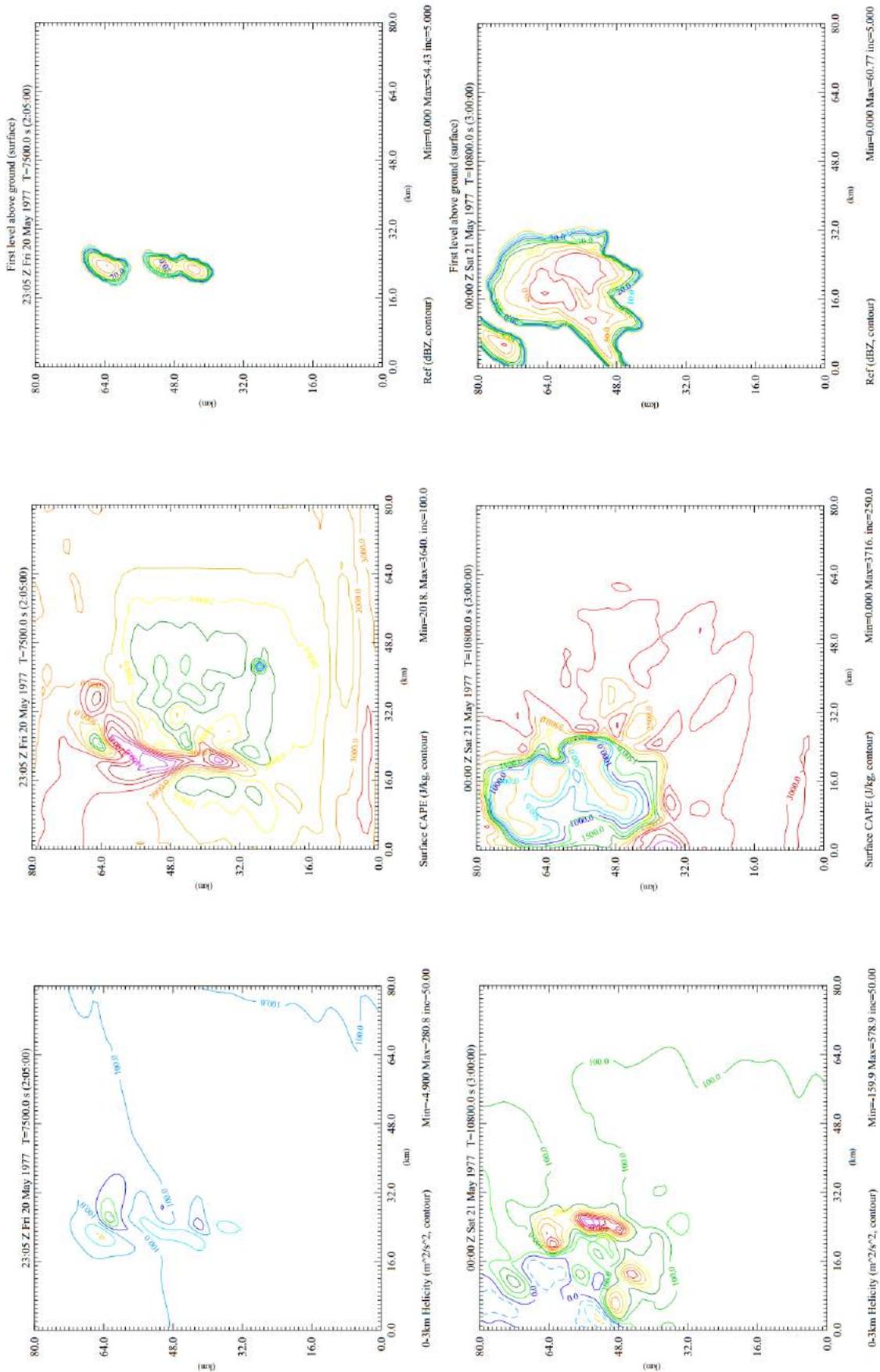


Figura B.3: (Primeira coluna) Helicidade relativa da tempestade (SREH) ( $m^2 s^{-2}$ ). (Segunda coluna) Energia potencial convectiva disponível (CAPE) ( $J kg^{-1}$ ). (Terceira coluna) Refletividade de radar (dBZ) (terceira coluna) para a simulação urbana na direita logo de 125 (primeira fila) e 180 (segunda fila) minutos de tempo de simulação.



## Relação entre a TSS e os índices de vegetação (NDVI, EVI)

O índice de vegetação mais utilizado é o índice de vegetação por diferença normalizada (NDVI). O índice NDVI foi desenvolvido levando em conta a diferença nas características de albedo de solo descoberto e de superfícies cobertas de vegetação. Os albedos de solos descobertos são razoavelmente constantes ao longo do espectro visível (red: 0.62-0.75  $\mu m$ ) e do infravermelho próximo (NIR, 0.75-1.4  $\mu m$ ). Enquanto as superfícies cobertas de vegetação mostram um aumento dramático no albedo na região NIR, quando comparado com as porções visíveis do espectro. Assim, o NDVI é uma medida da diferença entre as duas bandas de comprimento de onda específico, como visto a partir de aviões e satélites:

$$NDVI = \frac{NIR - red}{red + NIR} \quad (C.1)$$

Para superfícies não vegetadas, o albedo no espectro visível e NIR, são quase iguais e o NDVI é aproximadamente 0.1. Para áreas vegetadas, o NDVI é máxima e se aproxima a 0.9. Quando as nuvens estão presentes, então, a reflectância visível é maior do que a reflectância NIR e o NDVI se torna negativa. Por outro lado, o índice reforçado de vegetação (EVI) melhora o sinal de vegetação com maior sensibilidade em regiões com grande quantidade de biomassa e melhora o monitoramento da vegetação através de uma dissociação entre o sinal de fundo da cobertura e a redução das influências atmosféricas. O EVI é calculado seguindo a equação:

$$EVI = G \times \frac{NIR - red}{NIR + C_1 \times red - C_2 \times blue + L} \quad (C.2)$$

sendo NIR ( $0.75\text{-}1.4\ \mu\text{m}$ ), red ( $0.62\text{-}0.75\ \mu\text{m}$ ), blue ( $0.459\text{-}0.479\ \mu\text{m}$ ) as refletâncias de superfície corrigidas ou parcialmente corrigidas atmosféricamente (Rayleigh and ozone absorption), L é o ajuste do fundo da cobertura que aborda diferenças não lineares entre a transferência radiativa através da cobertura do NIR e red. C1 e C2 são os coeficientes do termo resistente dos aerossóis, que utiliza a banda azul para corrigir influências dos aerossóis na faixa vermelha. Os coeficientes adotados no algoritmo MODIS-EVI são  $L=1$ ,  $C1 = 6$ ,  $C2 = 7.5$ , and  $G = 2.5$  (fator de ganho).

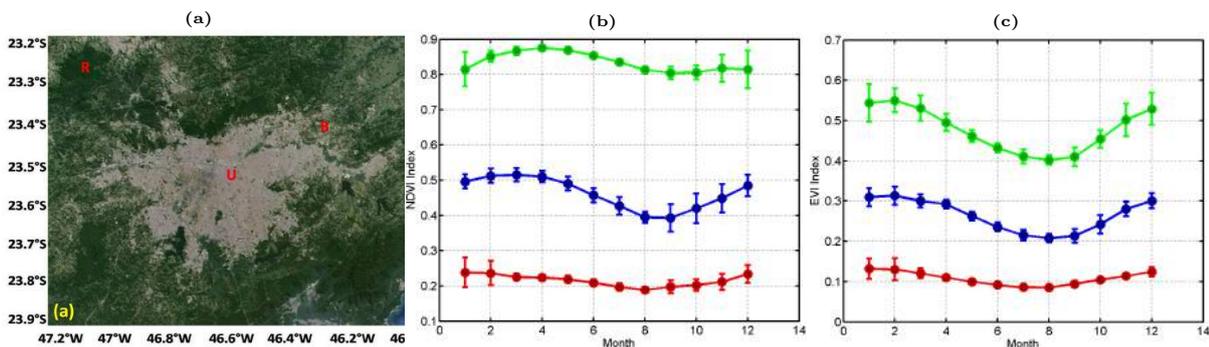


Figura C.1: (a) Domínio espacial da RMSP com os três pontos: central urbano ( $23.31^{\circ}\text{S}$ ,  $46.99^{\circ}\text{W}$ , 777 m), fronteira ( $23.42^{\circ}\text{S}$ ,  $46.37^{\circ}\text{W}$ , 788 m) e rural ( $23.31^{\circ}\text{S}$ ,  $46.99^{\circ}\text{W}$ , 936 m). Evolução temporal de longo prazo (2001 -2014) da média mensal dos índices de vegetação (b) NDVI e (c) EVI. Centro urbano (linha vermelha), fronteira (linha azul), e rural (linha verde).

Considerando que a o índice NDVI é sensível à clorofila, o índice EVI é mais sensível às variações estruturais da cobertura vegetal, incluindo o índice de área foliar (IAF), tipo de cobertura, fisionomia vegetal e a arquitetura da cobertura. Os dois índices de vegetação (NDVI e EVI) complementam-se em estudos de vegetação globais e melhoram a detecção de alterações da vegetação e extração dos parâmetros biofísicos da cobertura vegetal [Huete et al., 2002].

Vários estudos têm revelado uma forte correlação negativa entre o NDVI e TSS, resultante dos efeitos de resfriamento de transpiração da cobertura [Prihodko e Goward, 1997, Goward e Hope, 2002]. Também se verificou que a inclinação entre índices de vegetação e TSS está relacionada com o tipo de vegetação e o relevo, também como a cobertura vegetal [Nemani et al., 1993]. Goward e Hope [2002] mostrou que, embora uma inclinação negativa existem para cobertura vegetal esparsa, a inclinação de uma cobertura vegetal fechada é insignificante. Goward e Hope [2002] mostraram que a inclinação varia de acordo com as condições climáticas, com declives mais acentuados associadas a situações mais secas.

A inclinação TSS-NDVI foi utilizada em numerosas aplicações associadas com os ba-

lanços de água e energia. A inclinação foi encontrado a estar relacionada com a disponibilidade de umidade e a resistência da cobertura, indicando estresse da vegetação e/ou estresse de água no solo [Gillies et al., 1997, Goetz, 1997]. Nemani et al. [1993] mostraram que a inclinação é inversamente correlacionada ao índice de umidade da cobertura vegetal. Outros estudos mostraram que a inclinação está relacionada com a taxa de evapotranspiração da superfície [Prihodko e Goward, 1997, Boegh et al., 1999].

As diferenças entre áreas urbanas e sub urbanas e inclinações positivas observadas numa noite de inverno claro como resultado de uma maior densidade de vegetação na área sub-urbana do que na área urbana de Tóquio, Japão foram distinguidos por Kawashima [1994]. Trabalhando numa escala continental na África, Lambin e Ehrlich [1996] encontrou correlações positivas sobre uma floresta verde e correlações negativas sobre biomassa mais seca. Smith e Choudhury [1991] mostram uma inclinação positiva para a floresta verde nativa no sul da Austrália. A inclinação negativa foi observada nas regiões áridas do sul da Mongólia, enquanto que a inclinação foi positiva na parte norte do país.

A distribuição global da relações NDVI (EVI) e TSS mostraram correlações negativas sobre terras áridas e latitudes médias e correlações positivas ao longo dos trópicos e latitudes elevadas [Nemani et al., 2003, Julien e Sobrino, 2009]. Em consequência, em latitudes altas, o aumento de TSS não deve ser interpretado como uma sinal do estresse da vegetação. Em geral, estudos anteriores sugerem que o sinal da inclinação TSS-NDVI (EVI) podem estar regidos pelo crescimento da vegetação e limitadas pela disponibilidade de água (inclinação negativa) ou pela temperatura ou energia (inclinação positiva). Esta última condição é predominante em latitudes altas ou de floresta tropical, enquanto a primeira pode ocorrer em latitudes mais baixas, especialmente em zonas áridas [Nemani et al., 1993, Lambin e Ehrlich, 1996, Karnieli et al., 2006]. A relação entre o TSS e os índices de cobertura vegetal para a RMSP e a RMRJ será apresentada no apêndice C.1.

### *C.1 Análise para a RMSP e a RMRJ*

A fim de compreender os processos para a gênese das intensidades das ICUs e possíveis mudanças no clima decorrentes da expansão das áreas urbanas, as relações entre os índices de vegetação (NDVI e EVI) e a TSS foram investigadas para ambas as cidades (RMSP e RMRJ). Em particular, a evolução temporal da média mensal de longo prazo (2001-2014)

dos índices de vegetação do NDVI e EVI para três localizações sobre a RMSP: centro urbano, fronteira e ponto rural, são mostradas nas Figuras C.1b e C.1c, respectivamente. Como esperado, os maiores valores de índices de vegetação correspondem a áreas rurais e menores valores para as áreas mais urbanizadas, com valores intermediários nas zonas de fronteira.

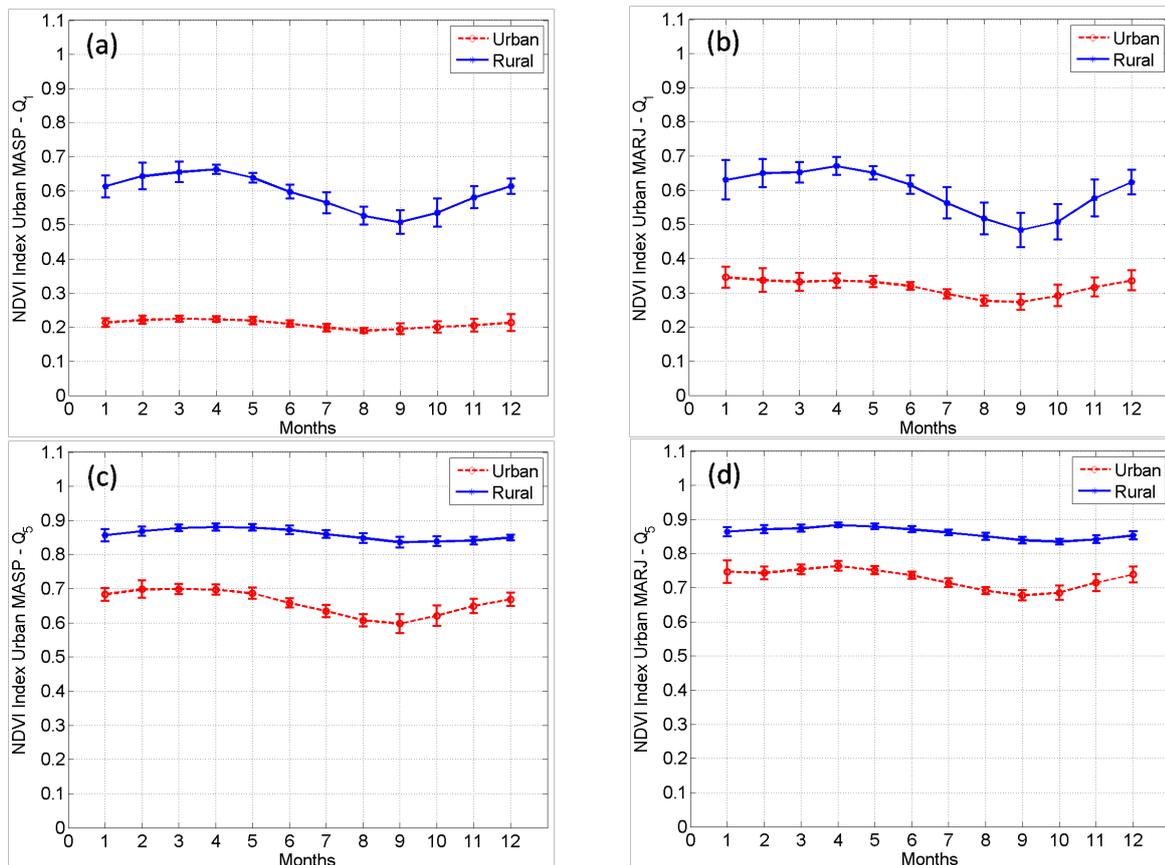


Figura C.2: Evolução temporal da média mensal com desvios padrão do índice de vegetação (NDVI) de longo prazo (2001-2014) para áreas urbanas e rurais para o: quantil 0.05 ( $Q_1$ ) sobre a (a) RMSP e a (b) RMRJ e para o quantil 0.95 ( $Q_5$ ) sobre a (c) RMSP e a (d) RMRJ.

Para períodos diurnos, comparando os índices de cobertura vegetal (Fig.C.1b e C.1c) com os campos de TSS (Fig.5.3b), é observado que as zonas urbanas com baixa cobertura vegetal mostram as mais altas amplitudes térmicas ( $\sim 10^\circ\text{C}$ ) e as zonas rurais com alta cobertura vegetal mostram mais baixas amplitudes térmicas ( $\sim 5^\circ\text{C}$ ). Em contraste, para períodos noturnos, é observado que as zonas de fronteira urbano-rural, com valores intermediários de cobertura vegetal (Fig.C.1b e C.1c) mostram mais altas amplitudes térmicas sazonais ( $\sim 7^\circ\text{C}$ ) (Fig.5.3c) do que as regiões urbanas e rurais ( $\sim 6^\circ\text{C}$ ). Este fato pode ser parcialmente explicado porque às vezes uma mistura de pequenas casas com árvores ou

vegetação escassa emite radiação de onda longa sem muitas obstruções durante a noite, e, em consequência, apresentam variações sazonais maiores de TSS do que centros urbanos densos [Hung et al., 2006].

A média mensal de longo prazo (2001-2014) dos índices de vegetação (NDVI and EVI) dos quantis 0.05 ( $Q_1$ ) e 0.95 ( $Q_5$ ), sobre as áreas urbana e rural da RMSP e da RMRJ, são mostrados nas Figuras C.2 e C.3. Para a RMSP, a evolução sazonal do quantil 0.95 para o NDVI mostra valores médios entre 0.7 (Março) e 0.6 (Setembro) para áreas urbanas e entre 0.88 (Abril) e 0.84 (Setembro) para áreas rurais, ao longo do ano. Para a RMRJ, a evolução sazonal do quantil 0.95 para o NDVI mostra valores médios entre 0.76 (Abril) e 0.68 (Setembro) para áreas urbanas e entre 0.88 (Abril) e 0.84 (Outubro) para áreas rurais, ao longo do ano. Os resultados para o índice EVI mostram a mesma tendência.

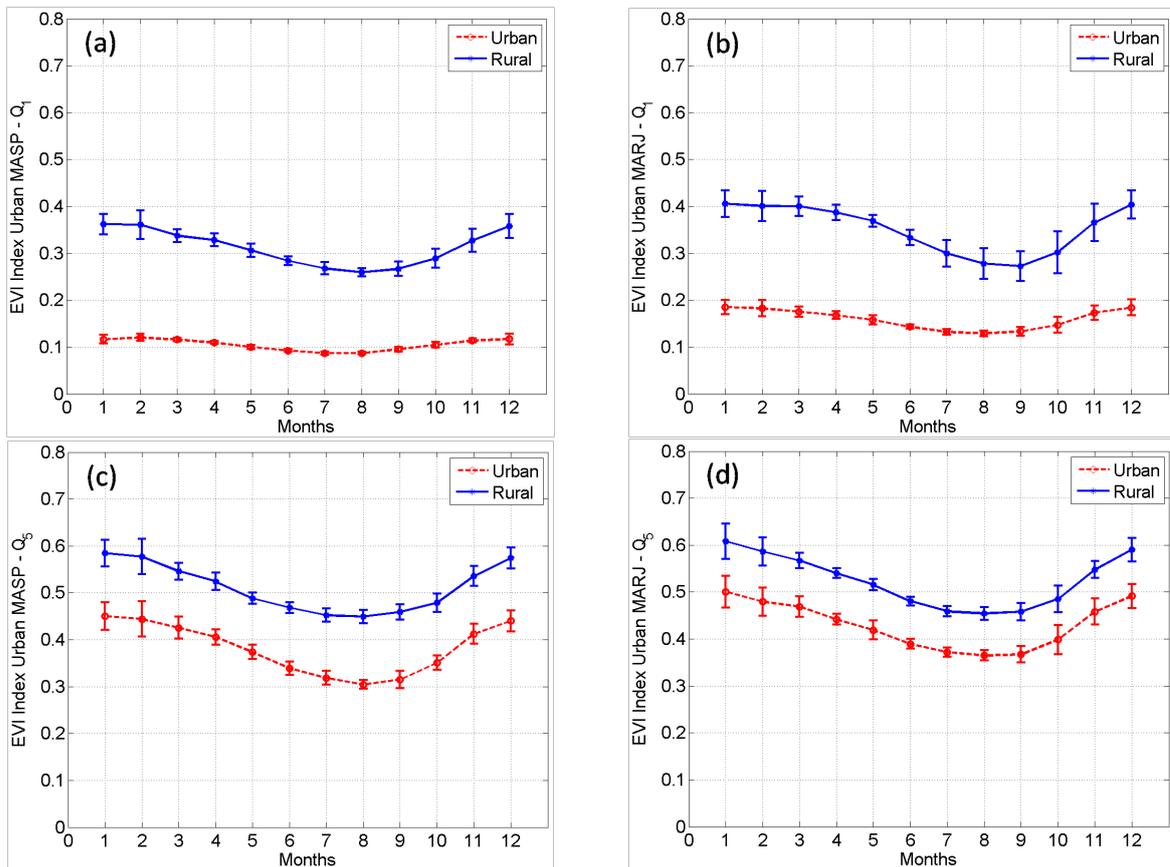


Figura C.3: Evolução temporal da média mensal com desvios padrão do índice de vegetação EVI de longo prazo (2001-2014) para áreas urbanas e rurais para o: quantil 0.05 ( $Q_1$ ) sobre a (a) RMSP e a (b) RMRJ e para o quantil 0.95 ( $Q_5$ ) sobre a (c) RMSP e a (d) RMRJ.

Destes dados, observa-se que a evolução sazonal do índice NDVI para áreas urbanas mostra valores significativamente mais altos para a RMRJ que para a RMSP. No caso da

RMRJ, o quantil 0.05 ( $Q_1$ ) do NDVI se encontra dentro do intervalo entre 0.25 e 0.35, enquanto que para a RMSP os valores se encontram muito próximos de 0.2. Além disso, o quantil 0.95 ( $Q_5$ ) do NDVI para a RMRJ se encontra dentro do intervalo entre 0.68 e 0.75, enquanto que para a RMSP os valores se encontram dentro do intervalo entre 0.6 e 0.7.

Esses resultados demonstram que a presença de uma maior quantidade de vegetação dentro das áreas urbanas da RMRJ em relação a RMSP, pode explicar parcialmente as maiores amplitudes térmicas sazonais diurnas da TSS urbana e, portanto, as maiores intensidades das ICUS sobre a RMSP, como pode ser observado nas Figuras 5.5a and 5.5b. Além disso, a vegetação tem normalmente elevada disponibilidade de umidade para a evapo transpiração durante o dia e para o armazenamento de calor durante a noite, resultando em pequenas flutuações diurnas-noturnas de TSS para a RMRJ em comparação com o RMSP, como poder ser observado nas Figuras 5.5a e 5.7a para a RMSP e nas Figuras Figures 5.7b e 5.5b para a RMRJ.

	NDVI-MASP						EVI-MASP					
	Urbano			Rural			Urbano			Rural		
	Inclinação	IC	R <sup>2</sup>									
Janeiro	-17.8	37.1	0.5	-6.6	29.6	0.1	-24.3	35.9	0.5	-8.2	28.8	0.1
Fevereiro	-17.4	37.5	0.6	-14.5	36.2	0.2	-24.5	36.2	0.6	-15.2	32.5	0.2
Março	-15.5	35.6	0.6	-7.5	30.0	0.1	-22.9	34.4	0.5	-7.07	27.5	0.1
Abril	-11.9	31.4	0.6	-9.7	29.9	0.2	-18.5	30.5	0.5	-7.5	25.7	0.1
Mai	-10.6	26.9	0.6	-9.4	26.5	0.2	-17.2	26.1	0.6	-7.7	22.5	0.1
Junho	-8.5	24.6	0.4	-6.1	23.3	0.1	-14.3	23.9	0.3	-6.5	21.3	0.1
Julho	-8.9	24.8	0.5	-7.8	24.5	0.2	-15.9	24.2	0.5	-10.7	22.8	0.1
Agosto	-11.4	28.7	0.6	-10.1	28.4	0.4	-20.3	28.1	0.5	-13.8	26.2	0.2
Setembro	-15.6	33.2	0.5	-13.9	32.9	0.3	-27.0	32.7	0.5	-20.2	30.8	0.2
Outubro	-20.2	37.8	0.6	-20.3	39.2	0.4	-31.0	36.5	0.5	-22.2	33.8	0.2
Novembro	-19.7	38.6	0.6	-16.1	36.8	0.2	-28.0	37.3	0.6	-10.7	30.0	0.1
Dezembro	-18.5	34.4	0.5	-12.6	34.7	0.3	-24.5	36.8	0.6	-7.9	29.3	0.1

Tabela C.1 - Inclinações, índice de interceptação (IC) e índices de correlação (R<sup>2</sup>) das linhas de regressão entre NDVI-TSS e EVI-TSS para a RMSP.

Por outro lado, as linhas de regressão de longo prazo (2001-2014) entre NDVI vs TSS e entre EVI vs TSS com as inclinações, índice de interceptação (IC) e índices de correlação (R<sup>2</sup>) para a MASP e a MARJ são mostradas nas Tabelas C.1 e C.2, respectivamente. As áreas urbanas da RMSP mostram fortes correlações negativas entre a TSS e os índices de vegetação com valores entre 0.55 e 0.64. As inclinações negativas mostram uma variação sazonal com valores máximos no mês de Outubro e valores mínimos no mês de Junho. No caso da RMRJ, a correlação negativa entre a TSS e os índices de vegetação é ligeiramente mais baixa com valores entre 0.28 e 0.50. As inclinações negativas mostram valores máximos no mês de Outubro e valores mínimos no mês de Junho.

Estas inclinações negativas sugerem que o crescimento da vegetação é limitado pela água, que é a condição dominante em latitudes baixas, especialmente em áreas secas [Nemani et al., 1993, Karnieli et al., 2006]. Esse comportamento é atribuído ao efeito de resfriamento universal da vegetação nas ICUs. Aparentemente, uma grande fração do fluxo radiativo neto é equilibrado pela evapotranspiração ou fluxo de calor latente gerado pela disponibilidade de umidade da cobertura vegetal.

Pelo contrário, para áreas rurais de ambas cidades, as correlações negativas são mais baixas, algumas vezes insignificante com valores entre 0.05 e 0.43 para a RMSP e entre 0.02 e 0.37 para a RMRJ. As inclinações negativas mostram valores similares com as áreas urbanas. Este comportamento pode ser observado na Figura C.4 para a RMSP e na Figura C.5 para a RMRJ. Estas figuras mostram diagramas de dispersão de longo prazo (2001-2014) da TSS vs NDVI para áreas urbanas e rurais nos meses de Fevereiro (a,b) e Julho (c,d).

Os gráficos mostram a inclinação, índices de interceptação e índices de correlação ( $R^2$ ) das linhas de regressão. Essas menores correlações entre a TSS e os índice de vegetação para áreas rurais foram relatadas no estudo de Goward et al. [1994], que mostra embora exista uma inclinação negativa para cobertura de vegetação esparsa, a inclinação de cobertura de vegetação fechada pode ser muito baixa ou insignificante.

	NDVI-MARJ						EVI-MARJ					
	Urbana			Rural			Urbana			Rural		
	Inclinação	IC	$R^2$									
Janeiro	-14.6	38.8	0.3	-6.7	31.9	0.02	-16.7	36.3	0.2	-9.5	31.6	0.03
Fevereiro	-19.7	42.3	0.4	-32.5	52.3	0.4	-22.3	38.8	0.3	-28.5	41.5	0.2
Março	-15.8	38.6	0.4	-24.3	44.8	0.3	-18.4	35.8	0.3	-21.4	36.6	0.12
Abril	-13.4	35.1	0.4	-25.7	44.2	0.3	-15.8	32.4	0.3	-10.7	29.0	0.03
Mai	-12.5	31.8	0.5	-21.3	37.9	0.3	-15.5	29.4	0.33	-12.7	27.2	0.05
Junho	-10.8	29.9	0.3	-15.5	32.7	0.2	-12.6	27.4	0.2	-6.3	23.7	0.01
Julho	-12.6	30.8	0.5	-15.7	32.7	0.3	-17.4	28.7	0.3	-13.1	26.4	0.06
Agosto	-14.7	33.8	0.5	-16.8	35.1	0.4	-20.7	31.8	0.3	-17.8	30.1	0.1
Setembro	-17.9	37.2	0.5	-19.2	38.3	0.4	-25.0	34.9	0.3	-26.3	35.3	0.2
Outubro	-20.2	39.8	0.5	-22.6	42.1	0.4	-25.5	36.8	0.3	-31.0	39.1	0.3
Novembro	-16.8	39.1	0.3	-16.9	38.9	0.2	-20.8	36.8	0.3	-16.3	34.3	0.1
Dezembro	-15.2	39.2	0.3	-17.1	40.1	0.2	-16.4	36.4	0.2	-11.2	32.9	0.04

Tabela C.2 - Inclinações, índice de interceptação (IC) e índices de correlação ( $R^2$ ) das linhas de regressão entre NDVI-TSS e EVI-TSS para a RMRJ.

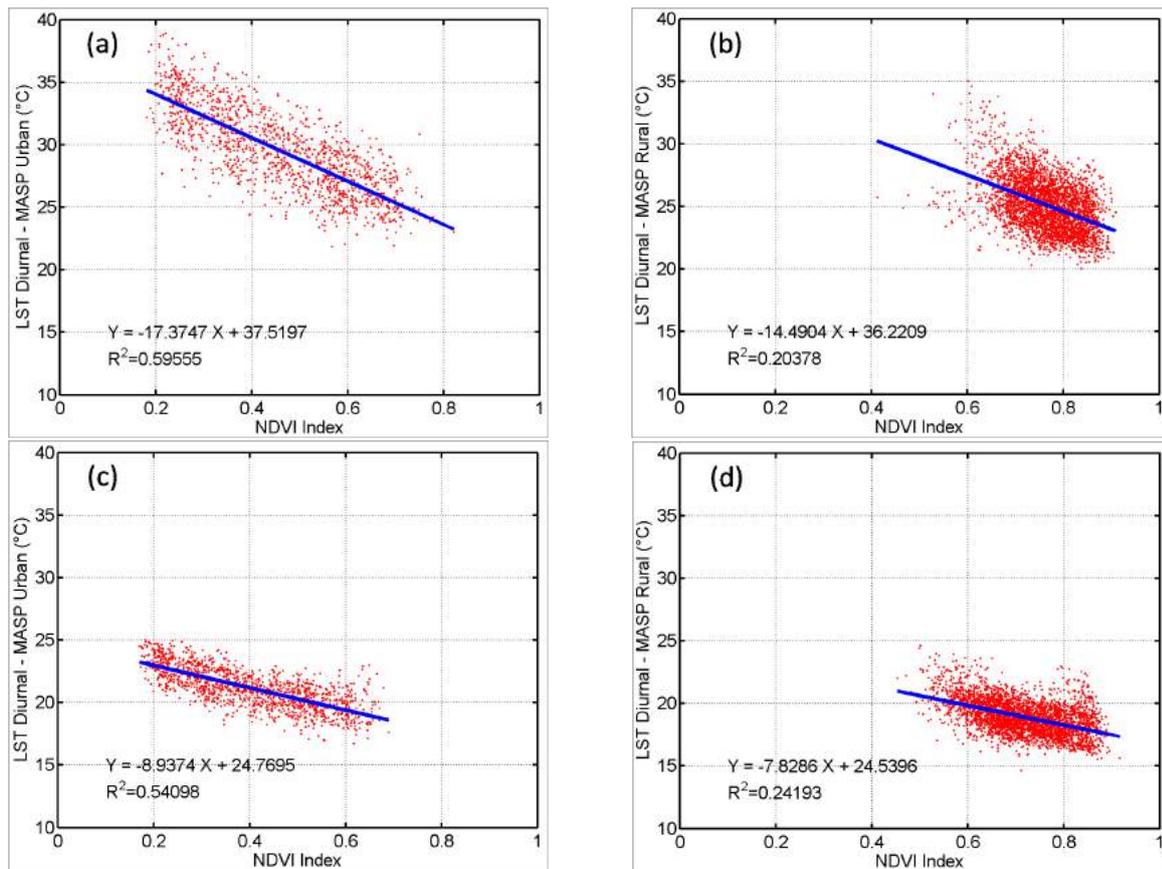


Figura C.4: Diagramas de dispersão de longo prazo (2001-2014) entre TSS diurno vs NDVI para áreas urbanas e rurais sobre a RMSP nos meses de Fevereiro (a,b) e Julho (c,d). Os gráficos mostram a inclinação, intercepções e índices de correlação ( $R^2$ ) das linhas de regressão entre NDVI e TSS.

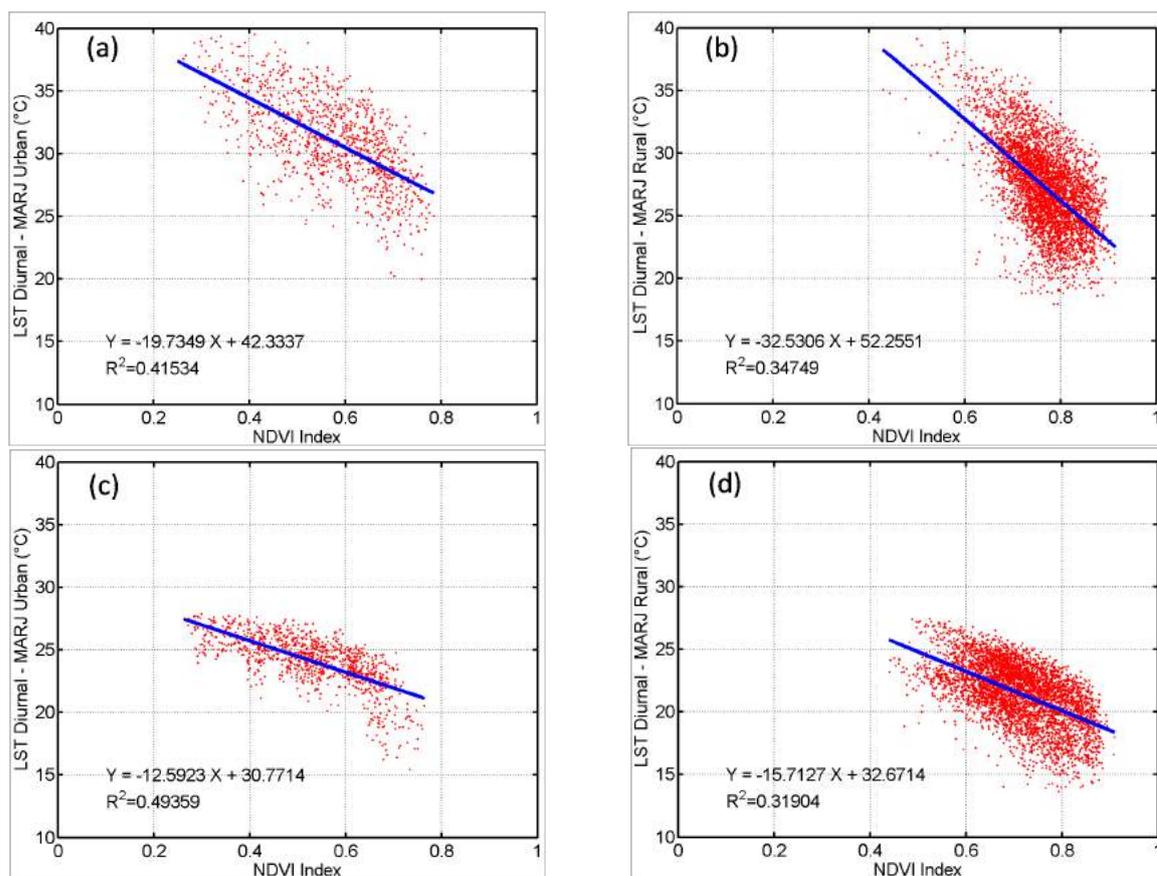


Figura C.5: Diagramas de dispersão de longo prazo (2001-2014) entre TSS diurno vs NDVI para áreas urbanas e rurais sobre a RMRJ nos meses de Fevereiro (a,b) e Julho (c,d). Os gráficos mostram a inclinação, intercepções e índices de correlação ( $R^2$ ) das linhas de regressão entre NDVI e TSS.



## Publicações científicas e em processo de publicação

### *D.1 Trabalhos publicados em revistas indexadas*

- Estimation of atmospheric turbidity and surface radiative parameters using broadband clear sky solar irradiance models in Rio de Janeiro-Brasil. Flores, J.L., Karam, H.A., Marques Filho, E.P., Pereira Filho, A.J., 2016. *Theor. Appl. Climatol.* 123, 593-617.
- Estimation of long term low resolution surface urban heat island intensities for tropical cities using MODIS remote sensing data. Flores, J.L., Pereira Filho, A.J. Karam, H.A., 2016. *Urban Climate* 17, 32-66.
- Dynamic Modelling of Dengue Epidemics in Function of Available Enthalpy and Rainfall. Hugo Abi Karam, Julio Cesar Barreto da Silva, Augusto José Pereira Filho, José Luis Flores Rojas. *Open Journal of Epidemiology*, 2016, 6, 5-79

### *D.2 Trabalhos em processo de revisão*

- Modelling the effects of urban canopy over the development of convective storms using the couple system ARPS -tTEB. *Journal of the Meteorological Society of Japan*. Manuscript ID: JMSJ-2016-0024.R1
- Interactions of local circulations over a tropical mega-city with ARPS-tTEB system. *Boundary-Layer Meteorology*. Manuscript ID: BOUN-D-16-00096R2
- Ultraviolet solar radiation in tropical central Andes (12.0°S). *Photochemical & Photobiological Sciences*. Manuscript ID: PP-ART-05-2016-000161.R1