

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

**MAURÍCIO JONAS FERREIRA**

**ESTUDO DO BALANÇO DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE DA CIDADE DE SÃO  
PAULO**

**SÃO PAULO**

**2010**



MAURÍCIO JONAS FERREIRA

ESTUDO DO BALANÇO DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE DA CIDADE DE SÃO PAULO

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

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira

São Paulo

2010

iii



## FOLHA DE APROVAÇÃO

Maurício Jonas Ferreira

Estudo do Balanço de Energia na Superfície da Cidade de São Paulo

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

Área de concentração: Meteorologia

Aprovado em:

### Banca Examinadora

Prof. Dr.

Instituição:

Assinatura:

Prof. Dr.

Instituição:

Assinatura:

Prof. Dr.

Instituição:

Assinatura:

Prof. Dr.

Instituição:

Assinatura:

Prof. Dr.

Instituição:

Assinatura:



## **AGRADECIMENTOS**

Ao Prof. Amauri P. Oliveira pelas valiosas intervenções científicas, disponibilidade, incentivo, amizade e a confiança depositada na realização deste trabalho.

Aos meus pais, Orlando Muniz e Dinorá Bavaresco Ferreira, pelo apoio e suporte à minha formação acadêmica.

À professora Jacyra R. Soares pelas importantes contribuições na elaboração dos artigos e da tese.

À Geórgia Codato pela convivência agradável e pelo trabalho intenso na formação do banco de dados utilizados na tese.

Ao Eduardo W. Bárbaro pela ajuda valiosa e as discussões científicas.

Aos professores do Departamento de Ciências Atmosféricas Augusto J. Pereira Filho, Carlos A. Morales, Humberto R. Rocha pelo apoio no desenvolvimento da tese.

Aos relatores deste projeto Profs. Osvaldo Massambani e Adilson Wagner Gandú.

Aos meus amigos do IAG Anderson S. Nedel, Beatriz Oyama, Jezabel M. Fernandes, João R. Neves, Maria Custódio, Mariana L. Gouvêa, Mário Quadro, Ricardo Hallak, Rubinei Machado, Samara Carbone, Tatiane Martins, Valéria Prando pela companhia agradável nos momentos em que tomávamos providência.

Aos meus amigos Eraldo Olarte de Souza e Gláucia Santos de Oliveira, Francisco Parras e Sônia I. Souza Parras pelo apoio e companhia agradáveis.

À equipe de secretárias do DCA e às funcionárias da Biblioteca do IAG, sempre simpáticas, disponíveis e eficientes. À equipe amiga da Seção de Informática do DCA, cujo trabalho e conhecimento foram importantes.

Aos colegas da Pós-Graduação e da Graduação do Departamento de Ciências Atmosféricas, pela amizade, companheirismo acadêmico e agradável convívio social.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES e à Pró-reitoria de Pós-graduação da Universidade de São Paulo pelo suporte financeiro.

Ao Conselho Nacional de Pesquisa – CNPq – pelo suporte financeiro. Esta tese de doutorado faz parte do projeto “*Estudo da camada limite planetária sobre superfícies com topografia complexa e ocupação do solo heterogênea*” (Proc. CNPq nº 476807/2007-7), com vigência até 2011 que visa investigar as propriedades da camada limite planetária sobre a região metropolitana da cidade de São Paulo.

À NASA Langley Research Center Atmospheric Science Data Center, pelos dados das componentes do balanço de radiação do projeto SRB cedidos gentilmente.



## RESUMO

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

O principal objetivo deste trabalho é determinar a variação diurna e sazonal das principais componentes do balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo. São utilizados dados de radiação líquida e das suas quatro componentes, temperatura e umidade relativa do ar, temperatura da superfície e velocidade do vento, observados continuamente durante 2004 na plataforma micrometeorológica e na estação climatológica da Universidade de São Paulo. As análises estatísticas, baseadas em MBE, RMSE,  $R^2$  e no teste de variância, indicam que os valores horários médios mensais, dessas variáveis meteorológicas são representativos de toda área urbana da cidade de São Paulo. Valores horários médios mensais da radiação líquida e das respectivas componentes foram utilizados para determinar o balanço de radiação na superfície, transmissividade global da atmosfera, albedo efetivo da superfície, emissividade efetiva da atmosfera e da superfície de São Paulo. O fluxo de calor antropogênico foi estimado por meio do método do inventário utilizando informações do consumo de combustível, eletricidade e de produção metabólica de calor da população de São Paulo. O fluxo de calor armazenado no dossel urbano foi determinado por meio do método da histerese. Os fluxos turbulentos de calor sensível e latente foram estimados usando método aerodinâmico bulk. Os resultados indicam que durante o período diurno o fluxo de calor sensível, associado à condução e convecção, representa mais de 85% da entrada de energia no dossel urbano. Aproximadamente 44% dessa energia é armazenada no dossel urbano e 40% é utilizado para manter a turbulência e aquecer a camada limite urbana. No período noturno, o fluxo de calor armazenado é a principal fonte de energia disponível na cidade de São Paulo, mantém a emissão de radiação de onda longa da superfície e evaporação. O calor armazenado também conserva o fluxo de calor sensível positivo por algumas horas após o pôr do sol. A maior parte dos parâmetros radiométricos, térmicos e aerodinâmicos do dossel urbano de São Paulo são comparáveis com regiões urbanas localizadas em outras latitudes.



## **ABSTRACT**

FERREIRA, M. J. **The energy balance at the surface in São Paulo City**. 2010. 183f. Thesis (Ph. D.) - Department of Atmospheric Sciences, University of São Paulo, São Paulo. 2010.

In this thesis the diurnal and seasonal variation of the main components of the surface energy balance are estimated and analyzed for the city of São Paulo. The data used to conduct this study are the net radiation and its four components, air temperature and relative humidity, surface temperature and wind speed observed continuously during 2004 in the micrometeorological platform and climatological station of the University of São Paulo. A statistical analysis based on MBE, RMSE,  $R^2$  and variance test indicated that the monthly average hourly values of these meteorological variables are representative of the urban region of São Paulo City. Monthly average hourly values of net radiation and its respective components were used to estimate the radiation balance at the surface, broadband atmospheric transmissivity, effective surface albedo, and effective atmospheric and surface emissivity of São Paulo. Anthropogenic heat was obtained by applying the inventory method and using information about consumption of fuel and electricity and metabolic production of heat by the population of São Paulo City. The heat storage flux in the urban canopy is evaluated using the hysteresis model. Vertical turbulent sensible and latent heat fluxes are estimated using aerodynamic bulk method. The results indicate that the sensible heat (conduction and convection) corresponds to more than 85% of input energy in the urban canopy. Approximately 44% is stored in the urban canopy and 40% is used to maintain turbulence and heating the urban boundary layer. At nighttime, the heat storage flux is the main source of energy in São Paulo, keeping both longwave radiation emission and water evaporation fluxes at the surface. The heat storage flux is also responsible by the positive sensible turbulent heat flux at the surface a few hours after sunset. Most of the radiometric, thermal and aerodynamic parameters of the urban canopy of São Paulo are comparable to urban regions located in other latitudes.



## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1.** Representação esquemática da estrutura vertical da camada limite urbana no período diurno. A camada limite superficial está dividida em duas regiões: subcamada de rugosidade (“*roughness sub-layer*”) e subcamada inercial (“*inertial sub-layer*”). A extensão vertical da camada do dossel urbano (“*urban canopy layer*”) é indicada por meio da altura média dos elementos de rugosidade  $h_e$ . A extensão vertical da camada limite urbana é indicada por  $z_i$ , que correspondendo à extensão vertical da camada mistura (“*mixed layer*”) (Fonte: HERMAN, 2003)..... 7
- Figura 1.2.** Representação esquemática das componentes do balanço de energia na superfície urbano considerando um volume de controle envolvendo todo o dossel urbano. Nesta representação os fluxos de calor estão associados à superfície do volume de controle e o balanço de energia é dado por  $Q^* + Q_F = Q_S + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A$ , onde  $\Delta Q_A = Q_{out} - Q_{in}$  é a advecção horizontal de calor no dossel. Fonte: modificado após Oke (1988)..... 10
- Figura 2.1.** Posição geográfica (a) da cidade de São Paulo e a localização do prédio do IAG e da estação climatológica do PEFI e a (b) vista de cima e (c) lateral do prédio do IAG e a localização da plataforma micrometeorológica do IAG..... 14
- Figura 2.2.** Posição geográfica da cidade de São Paulo (área cinza). O número 1 indica o IAG, número 2 indica PEFI, números de 3 a 7 indica as estações da CETESB e os números 8 e 9 estações da ECOVIAS. Números de 10 a 13 indicam os pontos da grande onde as estimativas do SRB estavam disponíveis (Tab. 2.1)..... 17

<b>Figura 2.3.</b>	Diagrama de dispersão comparando os valores horários médios mensais da radiação de onda curta e longa medida no IAG e estimada pelo projeto SRB.....	21
<b>Figura 2.4.</b>	Diagrama de dispersão dos valores horários médios mensais de (a) temperatura do ar medida no IAG e média de 9 estações de superfície e (b) temperatura da superfície medida no PEFI e a estimada pelo projeto SRB.....	23
<b>Figura 2.5.</b>	Diagrama de dispersão comparando os valores horários médios mensais da (a) umidade relativa do ar medida no PEFI e a média de 7 estações meteorológicas e (b) a velocidade do vento medida no PEFI e a média sobre 6 estações meteorológicas.....	25
<b>Figura 2.6.</b>	Variação sazonal da (a) temperatura média do ar (coluna cinza) a partir de observações no IAG e a temperatura média do ar (linha contínua) de 1933 a 2008 observada no PEFI (b) umidade relativa do ar observada no PEFI (coluna cinza) e umidade relativa do ar (linha contínua) observada no PEFI de 1958 a 2008 (c) velocidade média do vento observada no PEFI e (d) a precipitação acumulada observada no IAG em 2004 (coluna cinza), a precipitação acumulada no IAG (linha contínua) de 2000 a 2008 e a precipitação acumulada no PEFI (linha tracejada) de 1933 a 2000. O erro padrão é indicado pelas barras verticais em (a), (b) e (c).....	29
<b>Figura 3.1.</b>	Variação diurna e sazonal dos valores horários médios mensais da radiação líquida na superfície observada no IAG em (a) fevereiro (linha contínua) e (b) agosto (linha tracejada) na cidade de São Paulo. As barras verticais indicam o erro padrão.....	42
<b>Figura 3.2.</b>	Variação diurna e sazonal dos valores horários das componentes da radiação observadas no IAG no (a) fevereiro e no (b) agosto. As barras verticais indicam o erro padrão.....	43

<b>Figura 3.3.</b>	Variação sazonal dos valores diários médios mensais da radiação líquida ( $Q^*$ ), radiação solar incidente ( $SW_{DW}$ ), radiação refletida ( $SW_{UP}$ ), radiação de onda longa incidente ( $LW_{DW}$ ) e onda longa emitida na superfície ( $LW_{UP}$ ) do IAG. As barras verticais indicam o erro padrão.....	45
<b>Figura 3.4.</b>	Variação diurna dos valores horários médios mensais da transmissividade global da atmosfera observada em (a) fevereiro e (b) agosto e (c) a variação sazonal dos valores diários médios mensais da transmissividade global da atmosfera na cidade de São Paulo.....	46
<b>Figura 3.5.</b>	Variação diurna dos valores horários médios do albedo de superfície observados em (a) fevereiro e (b) agosto na cidade de São Paulo. Em (c) a variação sazonal dos valores diários médios do albedo de superfície na cidade de São Paulo. As linhas verticais indicam o erro padrão.....	48
<b>Figura 3.6.</b>	Variação diurna dos valores horários médios da emissividade atmosférica observada no IAG em (a) fevereiro e (b) agosto e (c) a variação sazonal dos valores diários médios mensais. As linhas verticais indicam o erro padrão.....	49
<b>Figura 3.7.</b>	Variação diurna da emissividade da superfície durante (a) fevereiro e (b) agosto e (c) a variação sazonal na cidade de São Paulo. A linha contínua em (a) e (b) corresponde ao ajuste pelo método dos mínimos quadrados de um polinômio de grau seis. A linha vertical indica o erro padrão.....	51
<b>Figura 4.1.</b>	Variação diurna dos valores horários da fração do tráfego de veículos em movimento na região urbana da cidade de São Paulo.....	65
<b>Figura 4.2.</b>	Variação diurna do fluxo de calor antropogênico associado às fontes veiculares ( $Q_{FV}$ ).....	68

<b>Figura 4.3.</b>	Varição diurna da fração horária do consumo de eletricidade $f$ para (a) fevereiro e (b) agosto no Estado de São Paulo (linha contínua). O consumo diário de eletricidade no USA (linha tracejada) é indicado como referência.....	69
<b>Figura 4.4.</b>	Varição diurna do fluxo de calor antropogênico associado às fontes estacionárias ( $Q_{FS}$ ) em (a) fevereiro e (b) agosto na cidade de São Paulo....	71
<b>Figura 4.5.</b>	Varição diurna do fluxo de calor antropogênico ( $Q_F$ ) para a cidade de São Paulo em fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada).....	72
<b>Figura 4.6.</b>	Varição diurna do fluxo de calor antropogênico (linha contínua) associada à fonte veicular (linha tracejada pontilhada), fonte estacionária (linha tracejada), metabolismo humano (linha pontilhada) em agosto na cidade de São Paulo.....	73
<b>Figura 4.7.</b>	Varição sazonal do fluxo de calor antropogênico associado a: (a) fonte veicular (coluna branca), fonte estacionária (coluna cinza) e fonte metabólica (coluna cinza claro); (b) O desvio relativo da média anual dos valores diários de $Q_{FV}$ (coluna branca), $Q_{FS}$ (coluna cinza) e $Q_F$ (linha contínua).....	76
<b>Figura 4.8.</b>	Varição sazonal dos valores médios mensais da radiação líquida na superfície observada no IAG (colunas cinza), fluxo de calor antropogênico estimado pelo método do inventário (colunas branca) e a soma $Q^* + Q_F$ (linha contínua).....	77



**Figura 4.9.** Diagrama de dispersão entre o desvio relativo do fluxo de calor antropogênico normalizado pelo valor do verão de  $Q_F^{MAX}$  para as cidades indicadas na Tabela 4.2. O desvio relativo corresponde a  $Q_F^{MAX}$  no inverno menos  $Q_F^{MAX}$  no verão. A expressão da curva de ajuste para o desvio relativo em função da latitude em graus é:

$$\left( \frac{Q_F^{MAX} Inverno - Q_F^{MAX} Ver\tilde{a}o}{Q_F^{MAX} Ver\tilde{a}o} \right) 100\% = 0,23 \exp( Lat/7,15 ) - 5,73 \dots\dots\dots 80$$

**Figura 5.1.** Representação esquemática do ciclo diurno fluxo de calor armazenado ( $\Delta Q_S$ ) e em função da radiação líquida ( $Q^*$ ) na superfície. Os coeficientes  $a_1$ ,  $a_2$  e  $a_3$ , são caracterizados geometricamente em termos do modelo de histerese (CAMUFFO & BENARDI, 1982)..... 87

**Figura 5.2.** Variação diurna do fluxo de calor armazenado (linha contínua) nos meses de (a) fevereiro e (b) agosto na cidade de São Paulo durante o ano 2004. A radiação líquida na superfície é indicada por uma linha tracejada e a barra de erros verticais..... 89

**Figura 5.3.** Diagrama de dispersão entre o fluxo de calor armazenado no dossel urbano e a radiação líquida na superfície da cidade de São Paulo no mês de fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada) de 2004. Os números correspondem à hora local..... 91

**Figura 5.4.** Variação sazonal dos valores diários médios (a) do fluxo de calor armazenado no solo (coluna) e da radiação líquida na superfície (linha pontilhada) e (b) a razão entre o fluxo de calor armazenado e a radiação líquida na cidade de São Paulo em 2004. Em (a) as barras verticais indicam o erro padrão..... 92

<b>Figura 6.1.</b>	Varição diurna e sazonal dos valores horários médios mensais dos fluxos turbulentos de (a) calor sensível e (b) calor latente, estimados a partir do método aerodinâmico bulk em fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada) na cidade de São Paulo.....	103
<b>Figura 6.2.</b>	Relação entre os valores horários médios mensais do fluxo de calor armazenado e a radiação líquida em fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada). Os números correspondem à hora local no mês de fevereiro.....	105
<b>Figura 6.3.</b>	Varição sazonal dos valores diários médios mensais dos fluxos verticais turbulentos de calor (a) sensível e (b) latente na cidade de São Paulo em 2004.....	106
<b>Figura 6.4.</b>	Varição diurna dos valores horários médios mensais da razão de Bowen em fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada) na cidade de São Paulo em 2004.....	107
<b>Figura 6.5.</b>	(a) Varição sazonal dos valores diários (linha contínua) relativos à razão de Bowen e a média anual (linha tracejada) e (b) o desvio relativo da média anual obtido através do método aerodinâmico bulk na cidade de São Paulo.....	108
<b>Figura 7.1.</b>	Varição diurna dos valores horários médios mensais das componentes do balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo em (a) fevereiro (b) agosto de 2004.....	113
<b>Figura 7.2.</b>	Varição diurna de (a) $Q_H/Q_E$ ; (b) $\Delta Q_s / (Q^* + Q_f)$ ; (c) $Q_H / (Q^* + Q_f)$ ; (d) $Q_H / Q_s$ ; (e) $Q_E / (Q^* + Q_f)$ e (f) $(Q_H + \Delta Q_s) / Q_E$ . Valores horários médios mensais para a cidade de São Paulo em fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada) de 2004.....	115

<b>Figura 7.3.</b>	Variação sazonal dos valores diários médios mensais da radiação líquida ( $Q^*$ ); fluxo de calor antropogênico ( $Q_F$ ); fluxo de calor armazenado ( $\Delta Q_S$ ); fluxo turbulento de calor sensível ( $Q_H$ ) e o fluxo turbulento de calor latente ( $Q_E$ ) e do resíduo do balanço de energia (coluna cinza) para cidade de São Paulo.....	117
<b>Figura 7.4.</b>	Diagrama de dispersão entre a entrada e saída de energia no dossel urbano (a) diário ( $Q^*=24h$ ) e (b) durante o dia ( $Q^*>0$ ).....	121
<b>Figura 7.5.</b>	Fechamento do balanço de energia relativo à integração entre a entrada e a saída de energia do dossel urbano (área escura) e o resíduo (linha contínua) na cidade de São Paulo.....	122



## LISTA DE TABELAS

<b>Tabela 2.1</b> -	Descrição das estações e locais de medidas utilizadas para caracterizar o balanço de energia na cidade de São Paulo. As observações correspondem a radiação líquida ( $Q^*$ ), radiação solar incidente ( $SW_{DW}$ ) e emergente ( $SW_{UP}$ ) da superfície, radiação onda longa emitida pela atmosfera ( $LW_{DW}$ ) e pela superfície ( $LW_{UP}$ ), temperatura do ar no nível do abrigo ( $T_{Ar}$ ), umidade relativa do ar no nível do abrigo ( $UR$ ), temperatura da superfície ( $T_{Sup}$ ) e velocidade do vento no nível de referência ( $V$ ). Nível de abrigo corresponde a 1,5 m e o nível de referência a 10 metros da superfície.....	18
<b>Tabela 3.1</b> -	Variação da radiação solar incidente na superfície de regiões urbanas.....	36
<b>Tabela 3.2</b> -	Variação do albedo efetivo da superfície entre regiões urbanas e rurais.....	38
<b>Tabela 3.3</b> -	Variação da radiação de onda longa atmosférica na superfície ( $LW_{DW}$ ) em regiões urbanas.....	39
<b>Tabela 3.4</b> -	Emissividade efetiva das superfícies de regiões urbanas.....	40
<b>Tabela 4.1</b> -	Parâmetros ( $a_{Comb}$ , $NHC_{Comb}$ , $\rho_{Comb}$ , $FE$ e $EV_{Comb}$ ) utilizados para estimar a energia liberada pelas fontes veiculares na cidade de São Paulo.....	66
<b>Tabela 4.2</b> -	Resumo da variação sazonal do fluxo de calor antropogênico relacionado com as características de algumas cidades.....	79
<b>Tabela 5.1</b> -	Os coeficientes utilizados no modelo OHM para estimar o fluxo de calor armazenado no dossel urbano da cidade de São Paulo.....	88

<b>Tabela 6.1</b> -	Parâmetros aerodinâmicos utilizados para estimar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente na cidade de São Paulo em 2004.....	102
<b>Tabela 7.1</b> -	Valores integrados das componentes do balanço de energia observados na cidade de São Paulo e respectivas frações. Os valores foram integrados durante o período diurno ( $Q^* > 0$ ) e durante o período de 24 horas.....	119

## LISTA DE SIGLAS

ASDC	Atmospheric Sciences Data Center
CETESB	Companhia de Tecnologia e Saneamento Ambiental
CLA	Camada Limite Atmosférica
CLU	Camada Limite Urbana
CLS	Camada Limite Superficial
CM	Camada de Mistura
CE	Camada de Entranhamento
CMR	Camada de Mistura Residual
ECT	Energia Cinética Turbulenta
EUA	Estados Unidos da América
GLP	Gás liquefeito de petróleo
SR	Subcamada de Rugosidade
CDU	Camada do Dossel Urbano
SI	Subcamada Inercial
IAG	Instituto de Astronomia e Ciências Atmosféricas
IBGE	Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística
ICU	Ilha de Calor Urbana
NASA	National Aeronautics and Space Administration
PBL	Camada Limite Planetária
PLAT	Plataforma Micrometeorológica do IAG-USP

PMSP	Prefeitura Municipal de São Paulo
RMSP	Região metropolitana da cidade de São Paulo
RSL	Subcamada de Rugosidade
SRB	Surface Radiation Budget
UBL	Camada Limite Urbana
UCL	Camada Urbana do Dossel.
UCZ	Zona de Clima Urbano
USP	Universidade de São Paulo
WMO	World Meteorological Organization



## LISTA DE SÍMBOLOS

$\varepsilon_{Atm}$	Emissividade efetiva da atmosfera
$\varepsilon_{Sup}$	Emissividade efetiva da superfície
$\alpha$	Albedo efetivo da superfície
$NWRP$	Número de residentes na cidade
$WP$	Número de não residentes que se deslocam diariamente para cidade
$A$	Área da cidade
$NHC$	Energia liberada na combustão por unidade de massa de combustível.
$\rho_{comb}$	Densidade média do combustível
$FE$	Consumo de combustível médio em função da distância percorrida
$E_{DPC}$	Consumo diário de eletricidade por habitante
$\rho_{dia}$	Densidade da população na cidade durante o período diurno
$\rho_{pop}$	Densidade da população da cidade
$\Delta Q_A$	Advecção horizontal do calor sensível e latente turbulentos
$\Delta Q_S$	Fluxo de calor armazenado no dossel urbano
$\rho_{res}$	Densidade da população residente na cidade
$EV$	Energia liberada por veículo devido à combustão.

$f$	Fração horária do consumo diário de energia elétrica por habitante
$F_t$	Fração do número total de veículos da cidade que está em movimento
$LW_{DW}$	Radiação de onda longa atmosférica
$LW_{UP}$	Radiação de onda longa emitida pela superfície
$M$	Taxa de produção metabólica de energia horária por habitante
$n$	Número de habitantes
$NC$	Núcleo de condensação
$NCG$	Núcleos de condensação de gelo
$pcDVD$	Distância média percorrida por veículo e habitante
$Q^*$	Radiação líquida
$Q_E$	Fluxo turbulento de calor latente
$Q_F$	Fluxo de calor antropogênico
$Q_{FE}$	Fluxo de energia gerado por fontes estacionárias de calor antropogênico
$Q_{FM}$	Fluxo de energia gerada pelo metabolismo humano
$Q_{FV}$	Fluxo de energia gerada por fontes móveis de calor antropogênico
$Q_H$	Fluxo turbulento de calor sensível
$SW_{DW}$	Radiação solar global na superfície
$SW_{UP}$	Radiação solar refletida pela superfície
$\Gamma$	Transmissividade global da atmosfera

$T_{Ar}$	Temperatura do ar no nível do abrigo
$T_{Sup}$	Temperatura da superfície
$UR$	Umidade relativa do ar nível de abrigo
$V$	Velocidade do vento nível de referência
$C_x$	Coefficiente de transporte
$r_a$	Resistência aerodinâmica
$z$	Altura de referência
$d$	Deslocamento do plano zero
$z_{0m}$	Altura da rugosidade aerodinâmica da superfície
$z_{0h}$	Altura de rugosidade térmica da superfície
$h$	Altura média das edificações
$R_{iB}$	Número de Richardson bulk
$\gamma$	Constante psicrométrica



## SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b>	vii
<b>RESUMO</b>	ix
<b>ABSTRACT</b>	xi
<b>LISTA DE FIGURAS</b>	xiii
<b>LISTA DE TABELAS</b>	xxi
<b>LISTA DE SIGLAS</b>	xxiii
<b>LISTA DE SÍBOLOS</b>	xxv
<b>SUMÁRIO</b>	xxix
<b>1. Introdução</b>	1
1. Introdução	1
1.1. Camada limite atmosférica	4
1.2. Camada limite urbana	5
1.3. Balanço de energia em superfícies urbanas	8
1.4. Objetivos e estrutura da tese	10
<b>2. Conjunto de dados e os aspectos climáticos da cidade de São Paulo</b>	<b>13</b>
2. Cidade de São Paulo	13
2.1. Conjunto de dados	15
2.2. Representatividade das observações	19

2.2.1. Radiação	19
2.2.2. Temperatura do ar e da superfície	21
2.2.3. Umidade relativa do ar e velocidade do vento	23
2.3. Clima da cidade de São Paulo em 2004	25
2.5. Sumário	30
<b>3. Balanço de radiação na superfície</b>	<b>33</b>
3. Balanço de radiação na superfície	33
3.1. Balanço de radiação na superfície da cidade de São Paulo	41
3.1.1. Variação diurna da radiação líquida	42
3.1.2. Variação diurna das componentes da radiação líquida	42
3.1.3. Variação sazonal	44
3.2. Transmissividade global da atmosfera	45
3.3. Albedo efetivo da superfície	47
3.4. Emissividade efetiva da atmosfera	48
3.5. Emissividade efetiva da superfície	50
3.6. Sumário	51
<b>4. Fluxo de calor antropogênico na cidade de São Paulo</b>	<b>55</b>
4. Fluxo de calor antropogênico na cidade de São Paulo	55
4.1. Metodologia	58

4.1.1. Fluxo de calor antropogênico liberado pelas fontes veiculares ( $Q_{FV}$ )	60
4.1.2. Fluxo de calor antropogênico liberado pelas fontes estacionárias ( $Q_{FS}$ )	61
4.1.2.1. Consumo de eletricidade ( $Q_{FSE}$ )	62
4.1.2.2. Consumo de combustível ( $Q_{FSF}$ )	63
4.1.3. Fluxo de calor antropogênico liberado pelo metabolismo humano ( $Q_{FM}$ )	64
4.2. Variação diurna do fluxo de calor antropogênico na cidade de São Paulo	64
4.2.1. Distância média percorrida pelos veículos ( $pcDVD$ )	64
4.2.2. Fração do tráfego ( $F_t$ )	65
4.2.3. A energia liberada pela distância percorrida por tipo de combustível ( $EV_{Comb}$ )	66
4.2.4. Densidade da população	67
4.2.5. Variação diurna dos valores horários de $Q_{FV}$	68
4.2.6. Fração horária do consumo diário de eletricidade ( $f$ )	69
4.2.7. Fração horária do consumo diário de combustíveis pelas fontes estacionárias ( $g$ )	70
4.2.8. Variação diurna dos valores horários de $Q_{FS}$	70
4.2.9. Variação diurna dos valores horários de $Q_{FM}$	70
4.2.10. Variação diurna dos valores horários de $Q_F$	71
4.3. Variação sazonal de $Q_F$ na cidade de São Paulo	73
4.4. Variação sazonal de $Q_F$ em termos da radiação líquida	76
4.5. Variação sazonal de $Q_F$ em termos da latitude	78

4.6. Sumário	80
<b>5. Fluxo de calor armazenado</b>	<b>83</b>
5. Fluxo de calor armazenado na superfície urbana	83
5.1. Metodologia	85
5.2. Variação diurna e sazonal de $\Delta Q_S$	88
5.3. Sumário	93
<b>6. Fluxos turbulentos de calor sensível e latente</b>	<b>95</b>
6. Fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente	95
6.1. Metodologia	98
6.2. Variação diurna e sazonal dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente	102
6.3. Razão de Bowen	106
6.4. Sumário	108
<b>7. Balanço de energia na superfície</b>	<b>111</b>
7. O balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo	111
7.1. Variação diurna	112
7.2. Frações entre as componentes do balanço de energia na superfície	113
7.2.1. Razão de Bowen ( $Q_H / Q_E$ )	113
7.2.2. Razão de armazenamento de calor [ $\Delta Q_S / (Q^* + Q_F)$ ]	114
7.2.3. Razão entre calor sensível total e latente [ $((\Delta Q_S + Q_H) / Q_E)$ ]	115



7.3. Variação sazonal das componentes do balanço de energia	116
7.4. Balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo	119
7.5. Sumário	122
<b>8. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros</b>	<b>125</b>
8. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros	125
<b>9. Referências bibliográficas</b>	<b>133</b>
9. Referências bibliográficas	133



## **1. Introdução**

O clima urbano tem sido intensivamente investigado em cidades localizadas nas latitudes médias e altas em países da América do Norte e Europa (COHEN, 2004; ROTH, 2007). O conhecimento científico acumulado nestes estudos tem subsidiado as ações governamentais de gerenciamento e planejamento de forma a garantir os padrões da qualidade de vida das populações urbanas nestas regiões. Por outro lado, o agravamento sistemático dos problemas ambientais das cidades localizadas em regiões de clima tropical (entre 23,5°S-23,5°N) e subtropical (entre 23,5°S-35°S e 23,5-35°N) tem revelado o imenso passivo existente no conhecimento científico relativo às mudanças induzidas pela urbanização no clima dessas regiões (TEJEDA-MARTÍNEZ & JÁUREGUI, 2005; ROTH, 2007). A falta de conhecimento tem impedido o desenvolvimento de ações de gerenciamento e planejamento ambientais que possam efetivamente melhorar a qualidade de vida da população nestas regiões.

As regiões urbanas ocupam 0,05% da superfície do planeta (UNITED NATIONS, 2007). No Brasil, aproximadamente 85% da população residem em regiões urbanas e as projeções mostram que se a taxa de crescimento projetada para esta década for mantida, a fração da população que irá viver em regiões urbanas no Brasil aumentará 1,8% entre 2005 e 2010, atingindo aproximadamente 87% em 2010. No entanto, em países desenvolvidos as projeções de crescimento populacional nas regiões urbanas indicam uma fração de aproximadamente 75% em 2010 (UNITED NATIONS, 2007; IBGE, 2008). O aumento da população urbana associada com o reduzido número de ações para diminuir o impacto das cidades no clima local, favorece o aumento dos problemas ambientais decorrentes da expansão urbana no Brasil.

Trocar a paisagem natural por edifícios e superfícies pavimentadas provoca alterações nas propriedades aerodinâmicas (rugosidade aerodinâmica) e radiativas da superfície (albedo efetivo e emissividade efetiva da superfície), propriedades térmicas do substrato (capacidade térmica; condutividade térmica; admitância térmica) e nas propriedades hidráulicas da superfície e do solo (permeabilidade superfície, capacidade hidráulica e condutividade hidráulica). Além disso, as emissões antropogênicas de calor e poluentes e as alterações nos padrões de evaporação da superfície modificam as propriedades térmicas e radiométricas da atmosfera urbana (transmissividade e emissividade atmosférica) (LANDSBERG, 1981; OKE, 1982).

Estas mudanças podem ser determinadas por meio do mapeamento das alterações induzidas nas componentes do balanço de energia na superfície urbana; na evolução espacial e temporal do vento, da temperatura e umidade do ar, e na composição química da atmosfera na camada limite urbana (LANDSBERG, 1981; OKE, 1982; ROTH, 2007).

Regionalmente (escala espacial de dezenas de quilômetros), estas mudanças são observadas por meio da presença de ilhas de calor urbanas mais intensas, do aumento no número de tempestades severas e do aumento na incidência de enfermidades e no número de óbitos relacionados à poluição do ar e ao desconforto térmico (OKE, 1982; LANDSBERG, 1981; ARNFIELD, 2003; MASSON, 2006; ROTH, 2007).

Nesse contexto, esta tese procura contribuir para melhorar o conhecimento científico sobre o clima da cidade de São Paulo. O foco principal deste trabalho está voltado para a descrição da evolução temporal e espacial das componentes do balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo. Além da relevância científica, o conhecimento das componentes do balanço de energia permitirá a determinação de parâmetros tais como: o albedo efetivo da superfície; emissividade efetiva da superfície, razão de Bowen, taxa de evaporação da superfície,

etc., que podem ser utilizados como referência no direcionamento das ações de gerenciamento e planejamento ambiental, estabelecendo, com bases científicas mais sólidas, novas diretrizes do crescimento urbano no âmbito do plano diretor da cidade de São Paulo.

Este estudo possibilitará também a determinação de parâmetros de entrada para os modelos numéricos regionais, que podem melhorar as previsões dos eventos extremos e antecipar os alertas de ocorrência de tempestades e de episódios adversos de poluição do ar e calor intensos em São Paulo.

Entretanto, a maior contribuição desta pesquisa está na determinação dos processos de trocas de energia, momento e massa na superfície da região urbana da cidade de São Paulo que possam ser objetivamente utilizada na avaliação da evolução temporal e espacial da camada limite urbana local.

O balanço de energia na superfície fornece informações sobre o comportamento dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível e umidade, conseqüentemente sobre a evolução dos perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica do ar médios na camada limite atmosférica. Além disso, a descrição das trocas turbulentas permite estimar, por meio da rugosidade aerodinâmica da superfície, a intensidade das tensões de Reynolds nas camadas atmosféricas mais próximas da superfície e, conseqüentemente, a intensidade da força de atrito que a superfície exerce sobre o escoamento médio na camada limite atmosférica. A partir destes parâmetros é possível obter a evolução temporal dos perfis verticais do vento médio na camada limite atmosférica.

De modo geral, estes processos estão interligados de forma que as tensões de Reynolds sofrem a influência direta da estabilidade térmica da atmosfera e os fluxos turbulentos de calor sensível e de umidade são modulados pela intensidade do escoamento médio. Portanto, é razoável

afirmar que o estado dinâmico e termodinâmico médio da camada limite atmosférica e a evolução temporal e espacial do balanço de energia na superfície estão acoplados (RAUPACH, 2001). Em regiões urbanas este acoplamento é mais importante porque a intensidade da turbulência é maior do que nas regiões rurais adjacentes (ROTH, 2000).

### **1.1. Camada limite atmosférica**

A camada limite atmosférica (CLA) é a região turbulenta da atmosfera, em contato direto com a superfície, onde está localizada a maior parte das fontes naturais e antropogênicas de energia, umidade e momento (quantidade de movimento por unidade de massa). Na CLA as propriedades dinâmicas e termodinâmicas médias variam em uma escala de tempo inferior ou da ordem de 1 hora e os poluentes sofrem as primeiras transformações químicas enquanto são transportados pelo vento médio ou pela turbulência (STULL, 1988; HARMAN, 2003).

A extensão vertical da CLA varia durante o período diurno de algumas centenas de metros no final da noite, até alguns quilômetros no final do dia. A variação espacial dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível, calor latente e de momento determina, em grande parte, a estrutura vertical de temperatura, umidade e vento médio na CLA (STULL, 1988; RAUPACH, 2001).

Em condições ideais (topografia plana e ocupação do solo horizontalmente homogênea), a CLA pode ser dividida em camadas. Durante o dia (CLA convectiva) se observa a formação de três camadas: camada limite superficial (CLS), camada de mistura (CM) e a camada de entranhamento (CE). No período noturno (CLA estável) se observa a presença da CLS, onde a turbulência é gerada exclusivamente pelo cisalhamento vertical do vento médio. Acima da CLS estável, a intensidade da turbulência diminui gradativamente em virtude da estratificação térmica estável induzida pelo resfriamento radiativo da superfície e da dissipação molecular (HARMAN,

2003). Além disso, é muito comum observar a presença de uma camada de mistura residual (CMR) imediatamente acima da CLA estável, remanescente da CM formada durante o dia. A CMR caracteriza-se pela ausência de turbulência e a presença de jatos de baixos níveis (JBN) (OLIVEIRA & FITZJARRALD, 1994; BANTA *et al.*, 2002; OLIVEIRA *et al.*, 2004a).

## **1.2. Camada limite urbana**

Sobre regiões urbanas a camada limite atmosférica é denominada camada limite urbana (CLU). Apesar da maior complexidade das superfícies urbanas, no período diurno a CLU apresenta uma estrutura vertical similar a CLA convectiva horizontalmente homogênea, com três camadas adjacentes e com características similares a CLS, CM e CE. No caso urbano, a grande diferença é que CLS apresenta uma estrutura interna mais complexa, onde podem ser identificadas duas subcamadas (OKE, 1988; ROTH, 2000; HARMAN, 2003): Subcamada de Rugosidade e Subcamada Inercial (Fig. 1.1).

A subcamada de rugosidade (SR) está localizada adjacente à superfície e é influenciada mecânica e termicamente pelos elementos de rugosidade que compõem a camada do dossel urbano (RAUPACH *et al.*, 1991; ROTH, 2000). Na SR os fluxos turbulentos são heterogêneos e dependem das escalas de comprimento local, tais como comprimento das edificações, altura e distância entre as construções (OKE, 1988; ROTH, 2000), e da geometria das edificações (GRIMMOND, 1999a; RAFAILIDIS, 1997).

A subcamada inercial (SI) representa a região da CLS urbana onde os fluxos verticais turbulentos não variam significativamente com a altura (ROTH, 2000; ARNFIELD, 2003). É a região onde as propriedades estatísticas do escoamento turbulento são uniformes também na direção horizontal e os perfis médios de velocidade horizontal, temperatura e umidade específica

obedecem a Teoria de Similaridade de Monin-Obukhov. A SI apresenta extensão vertical de algumas dezenas de metros e é caracterizada pela geração de turbulência por meio da produção local (térmica e mecânica) de ECT associada aos gradientes verticais das propriedades médias (ROTACH, 1993a; HOGSTROM, 1996; MAHRT, 2000). Na SI os espectros de variância e covariância acompanham as formulações apresentadas em Kaimal *et al.* (1972).

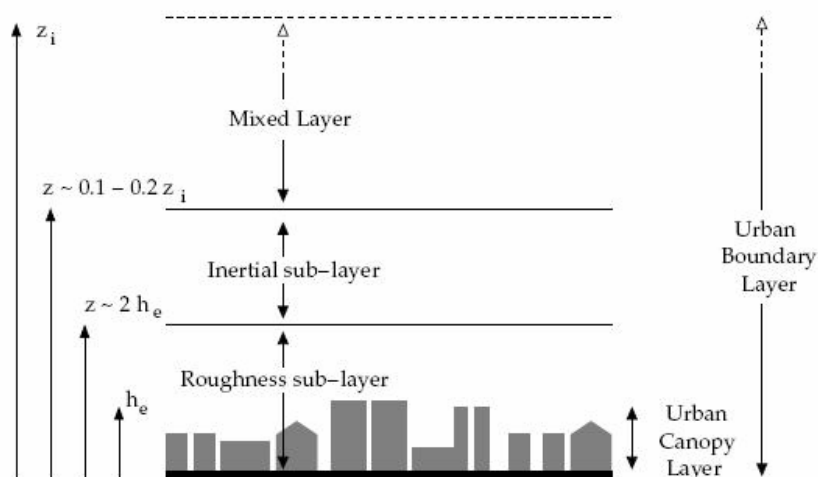
Ressalta-se que quase todas as observações meteorológicas de rotina (temperatura, vento, umidade relativa, pressão, precipitação) são realizadas no interior da camada do dossel urbano (ARNFIELD, 2003; OKE 2004). Estas observações, devem ser utilizadas com cuidado nas caracterizações climáticas e nos diagnósticos sinóticos do tempo de regiões urbanas, tendo em vista que refletem os processos dinâmicos e térmicos determinados pela ação individual dos elementos que compõem o dossel urbano (edificações, árvores, ruas, etc) (OKE, 1988; RAUPACH *et al.*, 1991; ROTH, 2000; BELCHER *et al.*, 2003).

Uma outra questão importante que precisa ser considerada em regiões urbanas é que os modelos numéricos meteorológicos de previsão do tempo e do clima utilizam como condição de fronteira inferior os fluxos turbulentos (calor sensível, latente e momento) obtidos a partir das propriedades estatísticas da turbulência que são válidas somente na subcamada inercial (MASSON, 2002; HARMAN, 2003; MARCIOTTO, 2009; MARCIOTTO *et al.*, 2010). Entretanto, as observações indicam que em regiões urbanas as propriedades estatísticas da subcamada inercial podem perder a validade ou, em condições de grande heterogeneidade espacial a subcamada inercial pode se afastar consideravelmente da superfície ou mesmo não se formar (OKE, 1982).

Sobre regiões urbanas a camada de mistura corresponde à região onde o fluxo vertical turbulento de calor sensível varia linearmente e a temperatura potencial média permanece



constante com a altura (ROTH, 2000; HARMAN, 2003). A espessura da CM atinge, no final do período convectivo, entre 1 e 2 km. Em geral, utiliza-se a espessura da CM ( $z_i$  na Fig. 1.1) como indicativo da extensão vertical da CLU (ROTH & OKE, 1995; ROTH, 2000; HARMAN, 2003). Muito pouco é conhecido sobre as propriedades da camada de entranhamento sobre regiões urbanas. Em geral, a CE está localizada no topo da CM (não indicada na Fig. 1.1) e é caracterizada por gradientes verticais intensos e turbulência intermitente.



**Figura 1.1.** Representação esquemática da estrutura vertical da camada limite urbana no período diurno. A camada limite superficial está dividida em duas regiões: subcamada de rugosidade (“*roughness sub-layer*”) e subcamada inercial (“*inertial sub-layer*”). A extensão vertical da camada do dossel urbano (“*urban canopy layer*”) é indicada por meio da altura média dos elementos de rugosidade  $h_e$ . A extensão vertical da camada limite urbana é indicada por  $z_i$ , que corresponde à extensão vertical da camada de mistura (“*mixed layer*”) (Fonte: HERMAN, 2003).

Em geral, durante o período noturno a CLU apresenta uma estrutura vertical similar à da CLA estável típica de regiões homogêneas e de topografia plana. No entanto, muitas vezes em regiões urbanas se observa o aparecimento de convecção térmica durante o período noturno resultante do aquecimento do dossel urbano produzido pela liberação de calor armazenado e (ou) produzido pelas atividades antropogênicas. Em alguns casos especiais, sobre regiões urbanas de porte médio e grande, essa convecção térmica intensifica a mistura turbulenta e gera uma camada de mistura durante o período noturno (UNO *et al.*,1988). Entretanto, na maioria das regiões urbanas o resfriamento radiativo supera os processos de aquecimento existentes no dossel urbano, e o que se observa é a formação de uma inversão térmica na superfície menos intensa em função do incremento no fluxo de calor sensível (negativo) induzido pela maior intensidade da turbulência sobre as regiões urbanas (COLLIER, 2006).

### **1.3. Balanço de energia em superfícies urbanas**

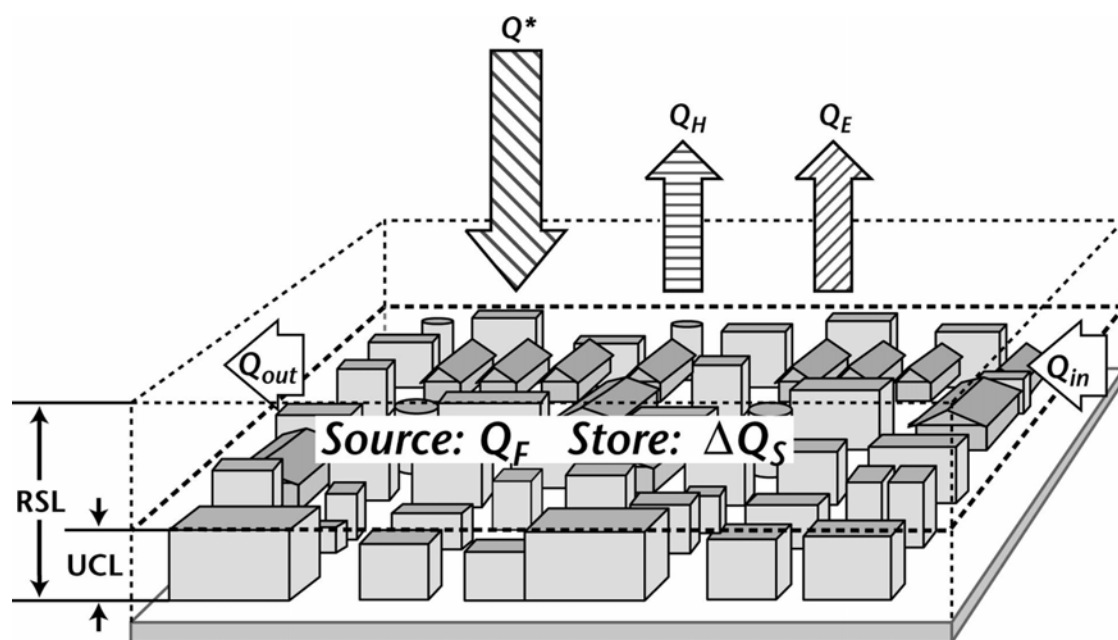
O equilíbrio entre os termos da equação do balanço de energia na superfície urbana é substancialmente diferente das regiões rurais adjacentes. O armazenamento maior de radiação solar, a retenção da radiação infravermelha emitida pelos cânions e as fontes de calor antropogênicas (veicular, estacionária e metabólica) adicionam uma quantidade maior de energia na região urbana. Estes fatores contribuem para que o balanço de energia nas cidades seja mais positivo (ganho de energia maior) do que nas regiões rurais adjacentes, resultando em uma taxa de aquecimento maior no ambiente urbano. Assim, de um modo geral, o balanço de energia na interface superfície-atmosfera é determinado pelos ganhos e perdas de energia e pelo armazenamento da energia no dossel urbano (edificações, pavimentos, asfalto e etc).

Uma maneira de calcular o balanço de energia em uma interface é por meio da determinação do balanço de energia em um elemento de volume envolvendo esta interface. No caso do dossel urbano a conservação de energia permite representar o balanço de energia como a soma de todas as trocas de calor ao longo das superfícies do volume de controle como (OKE, 1988):

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

Onde,  $Q^*$  é a radiação líquida,  $Q_F$  a fonte antropogênica de calor dentro do volume,  $Q_H$  o fluxo turbulento de calor sensível,  $Q_E$  o fluxo turbulento de calor latente,  $\Delta Q_S$  o fluxo de calor armazenado no dossel e  $\Delta Q_A$  é a advecção horizontal de calor sensível e latente (Fig. 1.2).

Devido à complexidade das regiões urbanas a equação do balanço de energia (Eq. 1.1) não pode ser resolvida realisticamente para cada ponto da superfície. A maneira mais simples de abordar o problema, e que será adotada neste trabalho, é estimar as componentes da equação do balanço de energia considerando um volume correspondente a todo o dossel urbano (OKE, 1988). Calcular o balanço de energia na superfície dessa forma corresponde a estimar as componentes do balanço de energia representativas de toda a área urbana. Esta representação não fornece informações sobre as componentes do balanço de energia para uma região específica do dossel urbano (região central, suburbana, industrial, etc.), contudo, ela tem sido muito utilizada (Oke, 1988; CHRISTEN & VOGT, 2004).



**Figura 1.2.** Representação esquemática das componentes do balanço de energia na região urbana considerando um volume de controle envolvendo todo o dossel urbano. Nesta representação os fluxos de calor estão associados à superfície do volume de controle e o balanço de energia é dado por  $Q^* + Q_F = Q_S + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A$ , onde  $\Delta Q_A = Q_{out} - Q_{in}$  é a advecção horizontal de calor no dossel, RSL é a “*roughness sub-layer*” (subcamada de rugosidade) e UCL é “*urban canopy layer*” (camada do dossel urbano). Fonte: modificado após Oke (1988).

#### 1.4. Objetivos e estrutura da tese

O objetivo principal desta tese é estimar as componentes do balanço energia na superfície da cidade de São Paulo. Para tanto, será adotada a representação do balanço de energia considerando que o dossel urbano possa ser representado por um volume de controle que envolve o dossel urbano. Neste trabalho, as componentes do balanço de energia serão determinadas a partir de observações realizadas na plataforma micrometeorológica do IAG e na estação climatológica do PEFI. Estas observações serão consideradas em termos de valores horários

médios mensais e será mostrado que elas são representativas de toda a região urbana da cidade de São Paulo.

Este trabalho está dividido nos seguintes capítulos:

- Capítulo 2: Apresenta o conjunto de dados utilizados na estimativa das componentes do balanço de energia e avalia a representatividade espacial e temporal desses dados na descrição do clima da cidade de São Paulo.
- Capítulo 3: Descreve o comportamento da radiação líquida, das componentes do balanço de radiação na superfície e das propriedades radiométricas da atmosfera e da superfície.
- Capítulo 4: Apresenta a estimativa do fluxo de calor antropogênico utilizando o método do inventário de energia.
- Capítulo 5: A estimativa do fluxo de calor armazenado no dossel urbano é apresentada utilizando o modelo objetivo de histerese.
- Capítulo 6: São apresentadas as estimativas dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente por meio do método aerodinâmico bulk.
- Capítulo 7: São analisadas todas as componentes do balanço de energia de forma integrada.
- Capítulo 8: São discutidos os resultados mais relevantes desta pesquisa.

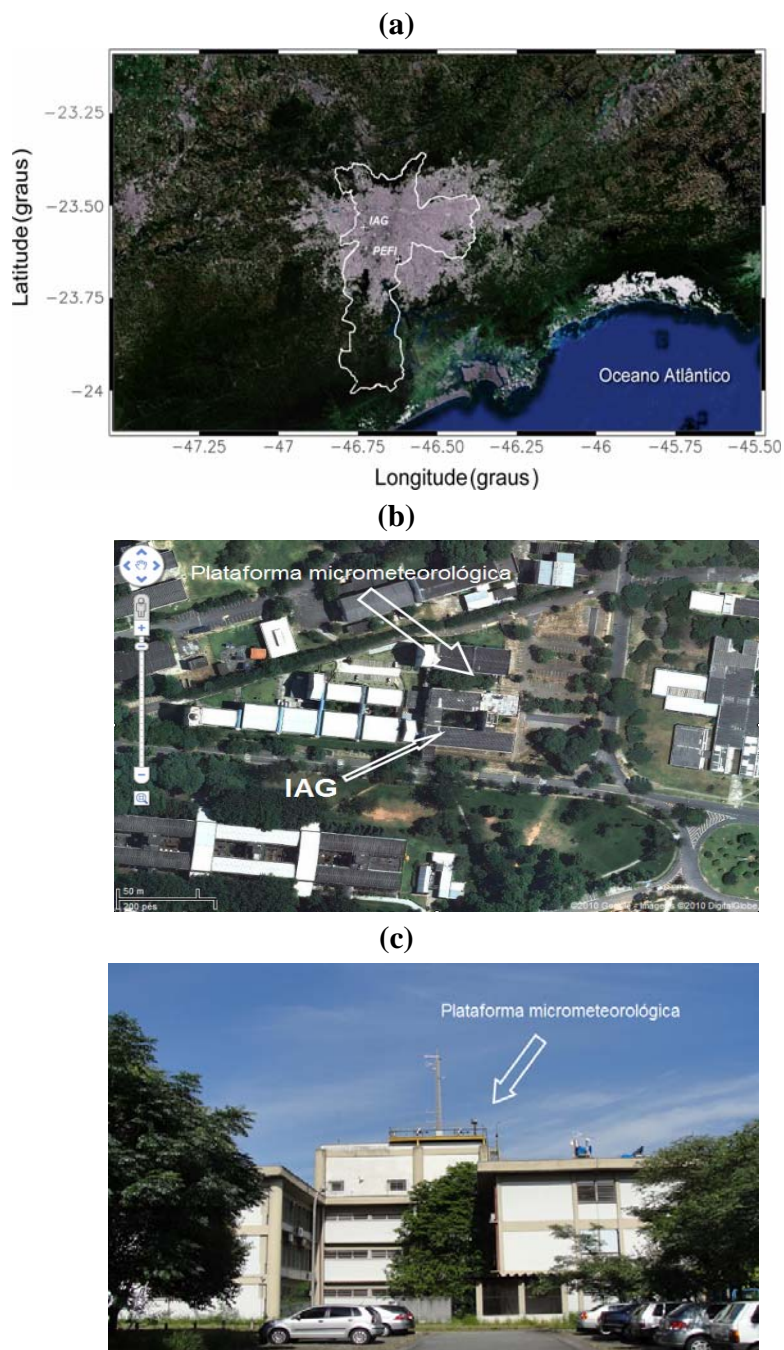


## **2. Cidade de São Paulo**

A cidade de São Paulo ( $23^{\circ}33'1''\text{S}$ ,  $46^{\circ}38'2''\text{W}$ ) está localizada, em linha reta, a aproximadamente 60 km do Oceano Atlântico e a cerca de 740 m acima do nível médio do mar (Fig. 2.1). Forma, com outras 38 cidades, a região metropolitana da cidade de São Paulo (RMSP). A RMSP ocupa uma área de  $8051 \text{ km}^2$ , com uma população de quase 20 milhões de habitantes e concentra o maior parque industrial da América do Sul (CODATO *et al.*, 2008a). Nas últimas décadas o crescimento industrial e o incipiente planejamento urbano, típicos das cidades brasileiras, resultaram no desenvolvimento desordenado da região. Na RMSP, há uma elevada impermeabilização do solo e uma quantidade reduzida de áreas com vegetação. Além disso, a RMSP apresenta problemas crônicos de poluição do ar causados, principalmente, pela emissão de poluentes de uma frota de aproximadamente 8,5 milhões de veículos e de quase 2000 indústrias (CETESB, 2008).

Nesta tese o balanço de energia na superfície será estimado de forma a representar toda a região urbana da cidade de São Paulo, ou seja, uma área efetiva de  $854 \text{ km}^2$  (área urbanizada). Visualmente, a região urbana da cidade de São Paulo corresponde à área cinza na imagem de satélite na Fig. 2.1a, delimitada por uma linha branca.

Deve ser ressaltado que todas as estimativas das componentes do balanço de energia estarão baseadas em observações realizadas na cidade de São Paulo durante o ano de 2004. Neste ano a população estimada da cidade de São Paulo corresponde a 10.520.307 habitantes e o número de veículos registrados totalizou 5.801.194 (CETESB, 2008; DETRAN, 2008; IBGE, 2008).



**Figura 2.1.** Posição geográfica (a) da cidade de São Paulo e a localização do prédio do IAG e da estação climatológica do PEFI e a (b) vista de cima e (c) lateral do prédio do IAG e a localização da plataforma micrometeorológica do IAG.



## **2.1. Conjunto de dados**

O balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo será estimado a partir de observações realizadas na plataforma micrometeorológica do IAG (indicada por IAG na Fig. 2.1) e na estação climatológica do IAG (indicada por PEFI na Fig. 2.1). Além disso, serão utilizadas informações estatísticas disponíveis nas agências do governo estadual e federal relativas ao consumo de energia primária (combustível fóssil, biocombustível e eletricidade) pela população da cidade de São Paulo durante o ano de 2004. As duas estações estão separadas por uma distância de aproximadamente 20 km, e localizadas em regiões que apresentam proporcionalmente mais vegetação do que o restante da região urbana da cidade de São Paulo. A plataforma micrometeorológica do IAG está localizada no topo de prédio de 4 andares do IAG no Campus da USP localizada no Butantã na zona oeste da cidade de São Paulo. E a estação climatológica do IAG está localizada no Parque Estadual das Fontes do Ipiranga, Parque Cientec da USP, a sudeste da cidade (Fig. 2.2).

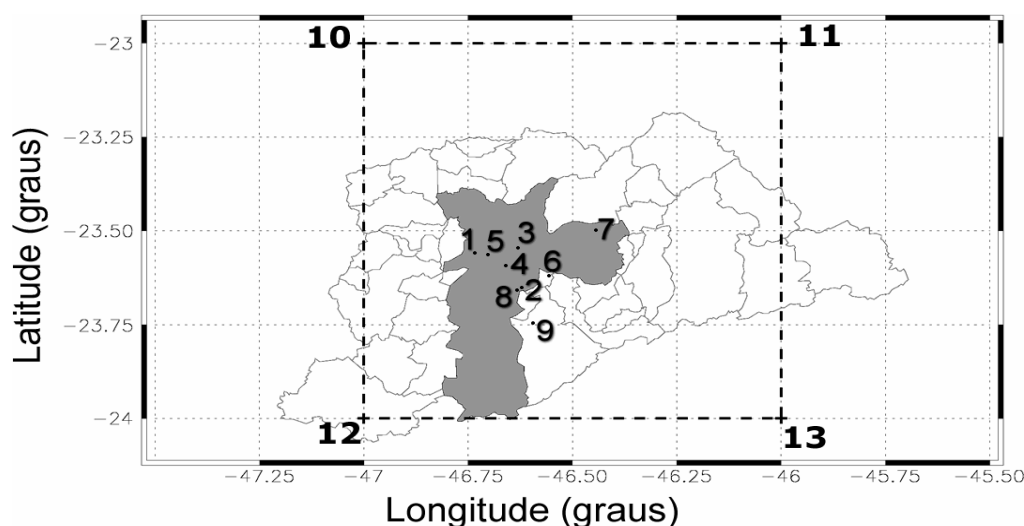
No IAG as observações da radiação foram obtidas por meio de um radiômetro líquido (também denominado de saldo-radiômetro), modelo CNR1 da Kipp-Zonen. Estas observações foram realizadas com frequência de amostragem 0,2 Hz e armazenadas na forma de médias de 5 minutos. As observações de temperatura e umidade relativa ar foram realizadas por meio de um termistor e um sensor capacitivo da Vaisala, com a mesma frequência de amostragem e de armazenamento das observações da radiação. De acordo com o fabricante, a acurácia do radiômetro CNR1 é de  $\pm 10\%$ . Os sensores de temperatura e a umidade relativa do ar apresentam medidas com acurácia de  $\pm 0,1$  °C e  $\pm 2\%$ , para um intervalo de temperatura de 0°C a 40°C e de umidade relativa do ar 10 a 90%, respectivamente. As observações descritas acima foram aplicadas nas estimativas das componentes do balanço de radiação, transmissividade global da

atmosfera na superfície, albedo efetivo da superfície, emissividade efetiva da atmosfera e fluxo de calor armazenado.

Além disso, foram utilizadas também, observações de temperatura e umidade relativa do ar, temperatura da superfície, velocidade do vento coletadas na estação climatológica do Instituto de Astronomia Geofísica e Ciências Atmosféricas da Universidade de São Paulo, designado como PEFI (identificada pelo número 2 na Fig. 2.2). No PEFI a temperatura do ar é medida por meio de um termógrafo (Fuess) com uma acurácia igual a  $\pm 0,2$  °C. A temperatura da superfície é medida por meio de um geotermógrafo (Fuess) com uma acurácia de  $\pm 0,2$  °C. A velocidade do vento no nível de referência (10 metros acima da superfície) é observada por meio de um anemômetro (Fuess), com acurácia de  $\pm 0,3$  m s<sup>-1</sup>. A umidade relativa do ar (UR) é calculada a cada hora, a partir da leitura da temperatura do ar e do bulbo úmido obtida com o psicrômetro de aspiração do tipo Assmann com motor elétrico (Fuess) e da pressão atmosférica observada no barômetro de mercúrio. As observações da temperatura do ar e da velocidade do vento são coletadas em registradores gráficos, reduzidas e armazenadas na forma digital em valores horários (BOLETIM ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO IAG, 2010).

As observações da temperatura da superfície são realizadas manualmente, de hora em hora, entre 7 horas da manhã e meia noite, e disponibilizadas na forma digital em valores horários. Tendo em vista que as observações de temperatura da superfície são realizadas no PEFI somente entre 7 HL e 24 HL, os valores ausentes entre 01 e 06 HL foram obtidos por meio de uma interpolação dos valores entre 24 HL (último valor da noite) e 7 HL (primeiro valor da manhã seguinte) usando-se os valores horários da taxa de variação da temperatura do ar no nível do abrigo no PEFI. O conjunto de dados será empregado para estimar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, emissividade efetiva da superfície (OLIVEIRA *et al.*, 2004b).

Para complementar, foram utilizados valores horários da temperatura do ar, velocidade do vento e umidade relativa do ar medido em cinco estações de superfície. Este conjunto de estações é parte da rede de monitoramento ambiental da CETESB (identificadas pelos números de 3 a 7 na Fig. 2.2) e utiliza sensores de temperatura do ar e velocidade do vento e umidade relativa do ar com acurácia de  $\pm 0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ ,  $\pm 0,3\text{ m s}^{-1}$  e  $\pm 2\%$ , respectivamente. As cinco estações da rede da CETESB foram selecionadas de um conjunto de 20 estações localizadas na RMSP obedecendo aos critérios da disponibilidade e qualidade das observações e a representatividade espacial das estações. Além da CETESB, foram utilizados neste estudo os valores horários de temperatura do ar observadas no nível do abrigo em duas estações meteorológicas da rede de estações da ECOVIAS, empresa que opera o sistema viário entre a RMSP e o litoral sul do Estado de São Paulo (identificadas pelos números 8 e 9 na Fig. 2.2). Os sensores de temperatura das estações da ECOVIAS apresentam uma acurácia de  $\pm 0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ .



**Figura 2.2.** Posição geográfica da cidade de São Paulo (área cinza). O número 1 indica o IAG, número 2 indica PEFI, números de 3 a 7 indica as estações da CETESB e os números 8 e 9 estações da ECOVIAS. Números de 10 a 13 indicam os pontos da grade onde as estimativas do SRB estavam disponíveis (Tab. 2.1).

Uma descrição completa dos dados de radiação, temperatura, umidade relativa e vento, utilizados neste trabalho pode ser encontrada na Tabela 2.1.

**Tabela 2.1** - Descrição das estações e locais de medidas utilizadas para caracterizar o balanço de energia na cidade de São Paulo. As observações correspondem a radiação líquida ( $Q^*$ ), radiação solar incidente ( $SW_{DW}$ ) e emergente ( $SW_{UP}$ ) da superfície, radiação onde longa emitida pela atmosfera ( $LW_{DW}$ ) e pela superfície ( $LW_{UP}$ ), temperatura do ar no nível do abrigo ( $T_{AR}$ ), umidade relativa do ar no nível do abrigo ( $UR$ ), temperatura da superfície ( $T_{Sup}$ ) e velocidade do vento no nível de referência ( $V$ ). Nível de abrigo corresponde a 1,5 m e o nível de referência a 10 metros da superfície.

Estação	Descrição	Latitude; longitude; Altitude	Variável
1	IAG	23°33'34"S; 46°44'01" W; 744 m	$Q^*$ , $SW_{DW}$ , $SW_{UP}$ , $LW_{DW}$ , $LW_{UP}$ , $T_{AR}$ , $UR$
2	PEFI	23°39'05"S; 46°37'21"W; 730 m	$T_{AR}$ , $T_{Sup}$ , $UR$ , $V$
3	CETESB (Parque D. Pedro)	23°32'38"S; 46°37'44"W; 741 m	$T_{AR}$ , $V$ , $UR$
4	CETESB (Ibirapuera)	23°35'28"S; 46°39'36"W; 755 m	$T_{AR}$ , $V$ , $UR$
5	CETESB (Pinheiros)	23°33'40"S; 46°42'07"W; 728 m	$T_{AR}$ , $V$ , $UR$
6	CETESB (São Caetano do Sul)	23°37'12"S; 46°33'22"W; 744 m	$T_{AR}$ , $V$ , $UR$
7	CETESB (São Miguel Paulista)	23°29'53"S; 46°26'38"W; 780 m	$T_{AR}$ , $V$ , $UR$
8	ECOVIAS (SP 160 km 12,1)	23°39'17"S; 46°38'02"W; 791 m	$T_{AR}$
9	ECOVIAS (SP 160 km 24,4)	23°44'56"S; 46°35'46"W; 769 m	$T_{AR}$
10	SRB	23° S; 47° W; 721 m	$Q^*$ , $SW_{DW}$ , $SW_{UP}$ , $LW_{DW}$ , $LW_{UP}$ , $T_{Sup}$
11	SRB	23°S; 46° W; 758 m	
12	SRB	24°S; 47° W; 734 m	
13	SRB	24° S; 46° W; 0 m	

## **2.2. Representatividade das observações**

O objetivo principal deste trabalho é estimar as componentes do balanço energia na superfície da cidade de São Paulo. O balanço de energia será obtido considerando que a região urbana da cidade de São Paulo pode ser representada, em uma primeira aproximação, por um volume de controle envolvendo todo o dossel urbano. Este tipo de aproximação é frequentemente utilizado em estimativas do balanço de energia em superfícies urbanas (OKE, 1988). No caso específico do trabalho em questão, as estimativas das componentes do balanço de energia serão obtidas utilizando observações disponíveis em dois pontos, IAG e PEFI. Portanto, é necessário avaliar a representatividade espacial destas observações.

Para verificar a representatividade espacial das observações realizadas no IAG e PEFI, serão utilizados os valores horários médios mensais de cada uma das variáveis medidas nestes dois pontos para comparar com as estimativas equivalentes destas variáveis representativas de toda a região urbana da cidade de São Paulo. Aqui os valores horários médios mensais das componentes do balanço de radiação e da temperatura da superfície do projeto SRB serão utilizados como representativos da cidade de São Paulo. Os valores horários médios mensais de temperatura do ar, velocidade do vento e umidade relativa do ar de todas as estações onde estas informações estão disponíveis (Tabela 2.1) serão utilizados como representativos da cidade de São Paulo.

### **2.2.1. Radiação**

A representatividade espacial das componentes do balanço de radiação é analisada a partir dos valores horários médios mensais das componentes da radiação de onda curta e longa na

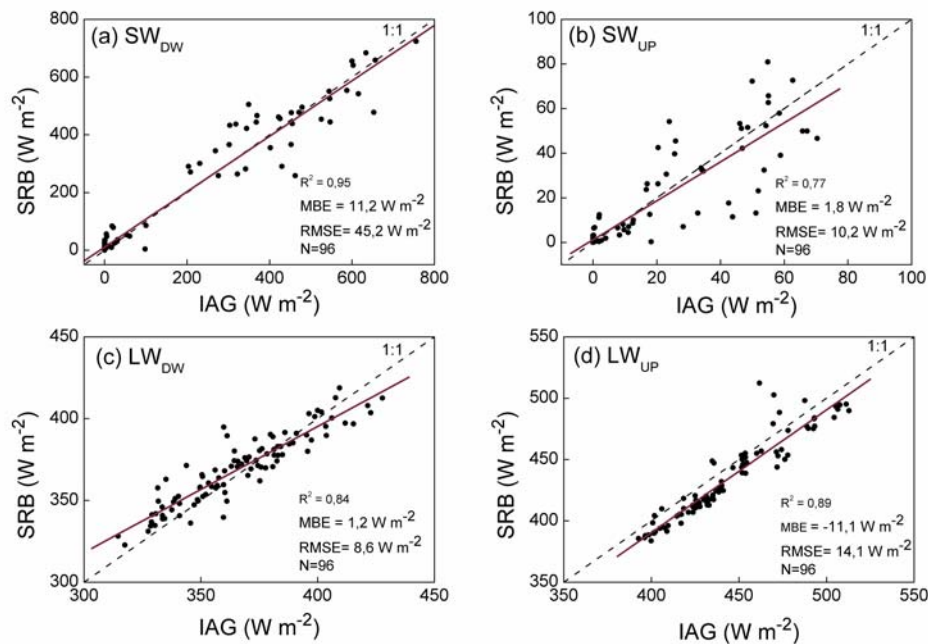
superfície obtidas a partir de observações na plataforma micrometeorológica do IAG e das estimativas de satélites fornecidos pelo projeto SRB a cada 3 horas.

O diagrama de dispersão (Fig. 2.3) mostra a comparação entre as medidas das quatro componentes do balanço de radiação na superfície coletadas no IAG e estimadas por meio do projeto SRB. Observa-se que os valores horários médios mensais mostram boa concordância, com MBE e RMSE da ordem de  $11,2 \text{ Wm}^{-2}$  e  $45,2 \text{ Wm}^{-2}$  para  $SW_{DW}$  (Fig. 2.3a),  $1,8 \text{ Wm}^{-2}$  e  $10,2 \text{ Wm}^{-2}$  para  $SW_{UP}$  (Fig. 2.3b),  $1,2 \text{ Wm}^{-2}$  e  $8,6 \text{ W m}^{-2}$  para  $LW_{DW}$  (Fig. 2.3c) e  $-11,1 \text{ Wm}^{-2}$  e  $14,1 \text{ Wm}^{-2}$  para  $LW_{UP}$  (Fig. 2.3d). Estes resultados mostram que o MBE e o RMSE são da mesma ordem de grandeza das análises realizadas para outras regiões (GUPTA *et al.*, 1999; STACKHOUSE *et al.*, 2000). Além disso, o coeficiente de determinação ( $R^2$ ) é igual a 0,95 para  $SW_{DW}$  (Fig. 2.3a), 0,77 para  $SW_{UP}$  (Fig. 2.3b), 0,84 para  $LW_{DW}$  (Fig. 2.3c) e 0,89 para  $LW_{UP}$  (Fig. 2.3c).

Para completar os testes da representatividade espacial dos valores horários médios mensais foi aplicado o teste da variância (SNEDECOR & COCHRAN, 1989; WILKS, 2006). O teste mostra que se o valor de F é menor do que o F-tabelado ou se o valor P é maior do que o nível alfa de significância (neste caso  $\alpha=0,05$ ), então não há razão para rejeitar a hipótese de que a diferença entre as médias dos dois conjuntos de dados não é significativamente diferente (WILKS, 2006).

Portanto, os 96 valores horários médios mensais das componentes do balanço de radiação observadas no IAG e estimadas por meio do projeto SRB a cada 3 horas (Fig. 2.3) indicam que os testes de variância dos conjuntos de dados apresentam valores de F e P iguais a 1,03 e 0,90 para  $SW_{DW}$ , 1,01 e 0,98 para  $SW_{UP}$ , 0,82 e 0,78 para  $LW_{DW}$  e 0,89 e 0,56 para  $LW_{UP}$ . Neste caso, os valores de F são menores do que o valor crítico ( $F= 1,39$ ) e  $P>0,05$ . Assim, é possível afirmar,

com um nível de 5% (95% de confiança) que as variâncias dos valores horários médios mensais das componentes do balanço de radiação estimadas pelo do projeto SRB em relação a variâncias dos valores horários médios mensais das componentes do balanço de radiação observadas no IAG não são estatisticamente diferentes.



**Figura 2.3.** Diagrama de dispersão comparando os valores horários médios mensais da radiação de onda curta e longa medida no IAG e estimada pelo projeto SRB.

### 2.2.2. Temperatura do ar e da superfície

No caso da temperatura do ar, os valores horários médios mensais observados no IAG são comparados com os valores horários médios mensais da temperatura do ar média das 9 estações de superfície (Fig. 2.4a, Tab. 2.1). Neste caso, o valor médio das 9 estações está sendo considerado como representativo da temperatura do ar na região urbana da cidade de São Paulo. Esta consideração é restrita aos valores médios mensais, onde as perturbações espaciais associadas à complexidade da ocupação do solo na cidade de São Paulo são bastante suavizadas.

Neste, caso o efeito de topografia também é minimizado porque as estações usadas na estimativa da média espacial estão, praticamente, na mesma altitude em relação ao nível médio do mar (Tab. 2.1).

O diagrama de dispersão (Fig. 2.4a) mostra a comparação entre os valores horários médios mensais de temperatura do ar observados no IAG (número 1 da Fig. 2.2) e os valores horários médios mensais de temperatura do ar médios das 9 estações meteorológicas (números de 1 a 9 da Fig. 2.2). Os resultados mostram uma boa concordância, com MBE e RMSE da ordem de 0,56 °C e 1,02 °C e  $R^2$  igual a 0,89.

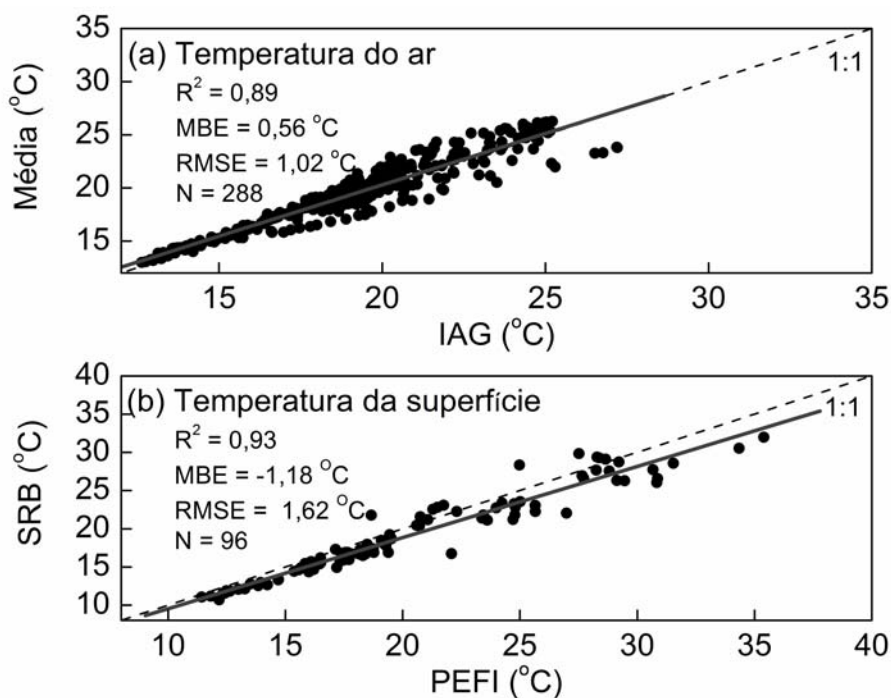
Neste caso, o teste da variância nos 288 valores horários médios mensais da temperatura do ar observados no IAG e o valor médio das 9 estações indica F igual a 0,96 e P igual a 0,70. Portanto, os valores de F são menores do que o valor crítico ( $F= 1,26$ ) e  $P>0,05$ . Assim, também é possível afirmar, com nível de 5%, que as variâncias dos valores horários médios mensais de temperatura do ar não são estatisticamente diferentes.

O diagrama de dispersão (Fig. 2.4b) indica uma comparação entre as temperaturas da superfície correspondentes aos valores horários médios mensais das observações coletadas no PEFI (número 2 da Fig. 2.2) e das estimativas de satélites do projeto SRB (números de 10 a 13 da Fig. 2.2) representativas de uma área de 1° de latitude por 1° de longitude. O conjunto de dados do projeto SRB tem 96 valores horários médios mensais por que são estimados a cada 3 horas.

Como nos casos anteriores, os valores horários médios mensais da temperatura da superfície mostram uma boa concordância, com valores de MBE e RMSE iguais a -1,18 °C e 1,62 °C e  $R^2$  igual a 0,93 (Fig. 2.4b). O teste da variância nos 96 valores horários médios mensais indica que F é igual 1,04 e  $P = 0,84$ . Novamente, os valores de F são menores do que o valor crítico ( $F= 1,39$ ) e  $P>0,05$ , portanto, também é possível afirmar, com nível de 5%, que as



variâncias entre os valores médios mensais observados no PEFI e fornecidos pelo projeto SRB não são estatisticamente diferentes.



**Figura 2.4.** Diagrama de dispersão dos valores horários médios mensais de (a) temperatura do ar medida no IAG e o valor médio de 9 estações de superfície e (b) temperatura da superfície medida no PEFI e a estimada pelo projeto SRB.

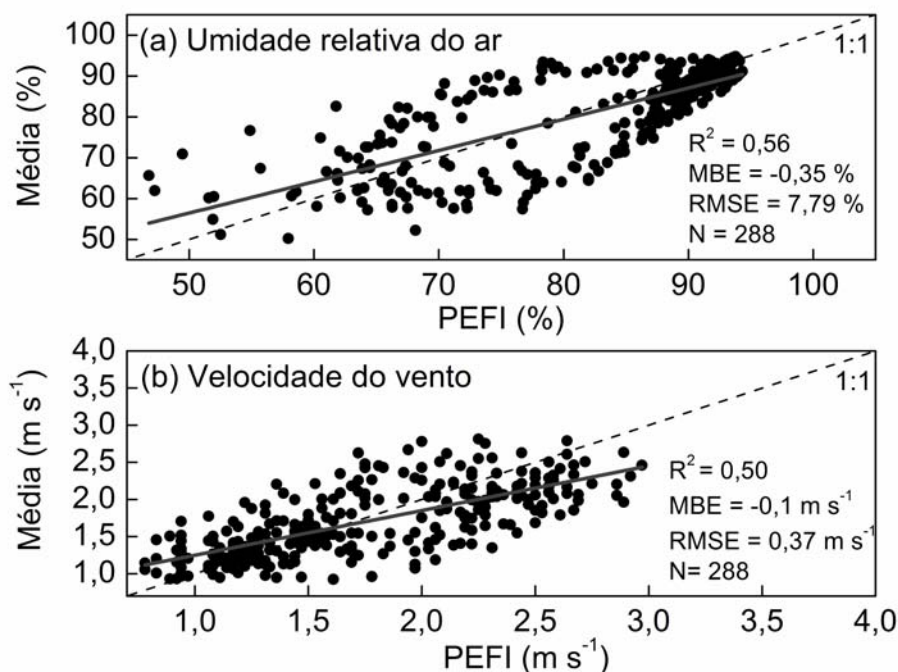
### 2.2.3. Umidade relativa do ar e velocidade do vento

No caso da umidade relativa do ar, os valores horários médios mensais observados no PEFI são comparados com os valores horários médios mensais da umidade relativa do ar e a média das 7 estações meteorológicas (números de 1 a 7 da Fig. 2.2). Como nos casos anteriores, os valores horários médios mensais da umidade relativa do ar médios das 7 estações estão sendo considerados como representativos da umidade relativa do ar na região urbana da cidade de São Paulo.

O diagrama de dispersão (Fig. 2.5a) mostra a comparação entre os valores horários médios mensais da umidade relativa do ar observados no PEFI (número 2 da Fig. 2.2) e os valores horários médios mensais da umidade relativa do ar média das 7 estações (números de 1 a 7 da Fig. 2.2). Os resultados mostram concordância, com MBE e RMSE da ordem de -0,35% e 7,79% e  $R^2$  igual a 0,56. O teste da variância no conjunto de dados com 288 valores horários médios mensais da umidade relativa do ar no PEFI e a média das 7 estações indicam  $F = 0,85$  e  $P = 0,40$ . Também neste caso, o valor de  $F$  é menor do que o valor crítico ( $F = 1,26$ ) e  $P > 0,05$ , portanto, também neste caso é possível afirmar, com nível de 5%, que as variâncias das amostras não são estatisticamente diferentes.

Finalmente, para avaliar a representatividade espacial dos valores horários médios mensais da velocidade do vento observados no PEFI foram utilizados os valores horários médios mensais do vento médio das 6 estações meteorológicas (números de 2 a 7 da Fig. 2.2). Neste caso o valor médio das 6 estações corresponde ao escoamento médio representativo da região urbana da cidade de São Paulo.

O diagrama de dispersão (Fig. 2.5b) mostra a comparação entre os valores horários médios mensais da velocidade do vento observados no PEFI (número 2 da Fig. 2.2) e valores horários médios mensais sobre 6 estações (números de 2 a 7 da Fig. 2.2). Os resultados indicam que existe concordância, com MBE e RMSE da ordem de  $-0,1 \text{ m s}^{-1}$  e  $0,37 \text{ m s}^{-1}$  e  $R^2$  igual a 0,50. O teste de variância das duas amostras com 288 valores indicam  $F$  igual 1,12 e  $P$  igual 0,26. Apesar de apresentar um  $R^2$  menor, os valores de  $F$  são menores do que o valor crítico ( $F = 1,26$ ) e  $P > 0,05$ , portanto, também neste caso é possível afirmar, com nível de 5%, que as variâncias dos valores horários médios mensais de velocidade do vento observada no PEFI e a média de seis estações meteorológicas não são estatisticamente diferentes.



**Figura 2.5.** Diagrama de dispersão comparando os valores horários médios mensais da (a) umidade relativa do ar medida no PEFI e a média de 7 estações meteorológicas e (b) a velocidade do vento medida no PEFI e a média sobre 6 estações meteorológicas.

### 2.3. Clima da cidade de São Paulo em 2004

A análise na seção anterior indica que os valores horários médios mensais das componentes do balanço de radiação na superfície estimados a partir das observações no IAG e PEFI são representativos da região urbana da cidade de São Paulo. Entretanto, como estas estimativas utilizam dados medidos em 2004, torna-se necessário também analisar como as condições climáticas da cidade de São Paulo são representadas por meio das observações realizadas em 2004 por estas duas estações.

A cidade de São Paulo está localizada na região subtropical do Brasil e de acordo com a classificação de Köppen o clima local é temperado e úmido com verão chuvoso e quente de dezembro a março e o inverno é seco e frio no período de junho a setembro.

A temperatura e a umidade relativa do ar mínima média mensal ocorrem em julho e agosto (16°C e 74% respectivamente) e a precipitação acumulada mínima ocorre em agosto (30 mm). A temperatura máxima média mensal é registrada no mês de fevereiro (22,5°C). A precipitação máxima mensal acumulada ocorre em fevereiro (255 mm) enquanto que a umidade relativa máxima (80%) é observada em dois períodos diferentes nos meses de dezembro-janeiro e março-abril (OLIVEIRA *et al.*, 2002).

O regime de ventos na cidade de São Paulo é determinado no período noturno e da manhã por ventos de Nordeste, associados ao escoamento de grande escala (Anticiclone do Atlântico Sul). No período da tarde e início da noite por ventos de Sudeste, associados à brisa marítima que penetra sistematicamente na RMSP. Na ausência de perturbações sinóticas e de escalas menores, os efeitos combinados da posição geográfica do Anticiclone do Atlântico Sul semi-estacionário e o sistema de Baixa Pressão Continental controlam as variações sazonais da velocidade do vento na superfície da cidade da São Paulo. A ação combinada destes fatores favorece que os ventos de superfície soprem de N-NE durante o verão e NE-E durante o inverno. No entanto, este padrão é frequentemente afetado pela passagem sistemas de escala sinótica (frentes frias) tanto no inverno quanto no verão. A passagem de frentes frias pela RMSP modifica o vento de superfície para NW no período pré-frontal e para SE no período pós-frontal.

A topografia e a ocupação do solo também influenciam o campo do vento em São Paulo (OLIVEIRA *et al.*, 2003; KARAN *et al.*, 2003; PEREIRA DE SOUSA, 2006). Isto é, a topografia e a rugosidade da superfície associada às edificações causam o bloqueio e a

canalização do escoamento, reduzindo a intensidade e alterando a direção do vento próximo à superfície (KARAN *et al.*, 2003). Além disso, a circulação térmica induzida pelos sistemas de vales e montanhas que compõem a topografia da RMSP também afeta de forma sistemática o vento próximo à superfície (PEREIRA DE SOUSA, 2006). Também, existem evidências a partir de estudos numéricos que a mancha urbana da RMSP é capaz de induzir circulações centrípetas associadas à ilha de calor urbana (FREITAS, 2003; MORAIS, 2010).

Em relação ao ano de 2004, verifica-se que no IAG a temperatura do ar média mensal máxima foi igual a  $21,3 \pm 0,5$  °C, registrada no mês de fevereiro e a temperatura do ar média mensal mínima,  $15,9 \pm 0,5$  °C, registrada em julho (Fig. 2.6a). No caso do PEFI, observa-se que a umidade relativa do ar média mensal máxima foi igual a  $84,3 \pm 1,7$  % e ocorreu em janeiro e a umidade relativa do ar média mensal mínima foi igual  $74,1 \pm 3,0$  % e ocorreu em setembro (Fig. 2.6b). Os ventos de superfície observados no PEFI apresentaram velocidade média mensal variando de um mínimo igual a  $1,3 \pm 0,07$  m s<sup>-1</sup> em junho e um máximo de  $1,9 \pm 0,10$  m s<sup>-1</sup> em novembro (Fig. 2.6c). No IAG, a precipitação acumulada mensal máxima de 225 mm ocorreu em janeiro e mínima de 3 mm em agosto (Fig. 2.6d).

A evolução sazonal da temperatura do ar média mensal observada no IAG é ligeiramente maior do que os correspondentes valores médios (normal climatológica referente ao período de observação de 1933 a 2008) observados no PEFI. As análises estatísticas da evolução temporal da temperatura média anual ao longo desta série indicaram o aumento de 2°C na temperatura média observada no PEFI em 75 anos de observações (GONÇALVES *et al.*, 2002; PEREIRA FILHO *et al.*, 2007). O aumento consistente e progressivo está associado ao efeito antropogênico induzido pelo crescimento da região urbana da cidade de São Paulo. Deve ser ressaltado que, o valor médio de temperatura do ar em setembro de 2004 está acima da média climatológica porque neste

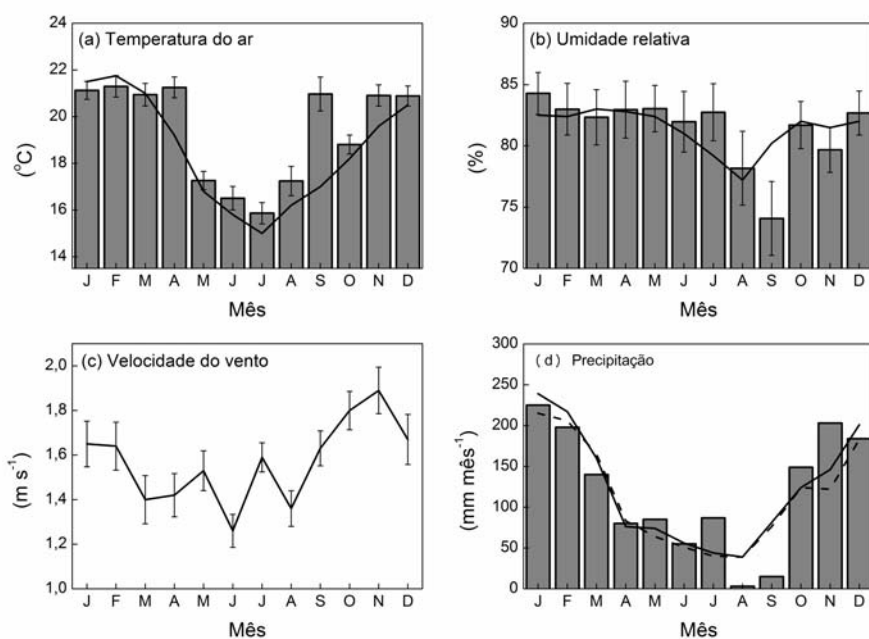
ano o mês de setembro apresenta um número acima da média de dias sem nebulosidade, evidenciado pela precipitação acumulada mensal em 2004 abaixo dos valores normais para a cidade de São Paulo (Fig. 2.6d).

Em relação à umidade relativa do ar, observa-se que no PEFI a evolução sazonal dos valores médios mensais observados em 2004 é muito similar a evolução dos valores normais (normais climatológicas referente ao período de observação de 1958 a 2008). O valor de precipitação acumulada abaixo da normal no mês de setembro é a causa mais provável do baixo valor de umidade relativa do ar médio mensal observado em 2004 no PEFI.

Não foi possível analisar se os valores médios mensais da velocidade do vento observados no PEFI em 2004 estão dentro das normais climatológicas, pois não estão disponíveis ainda (BOLETIM ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO IAG, 2010). Entretanto, a evolução sazonal baseada nos valores médios do vento de 2004 no PEFI é compatível com a análise do campo do vento na superfície da RMSP realizado por Oliveira *et al.*, (2003).

Finalmente, a comparação entre a evolução sazonal da precipitação acumulada mensal observada no IAG em 2004, a precipitação acumulada mensal normal no PEFI (normal climatológica referente ao período de observação de 1933 a 2008) e a precipitação acumulada mensal no IAG observada entre 2000 e 2008 indica que do ponto de vista da precipitação as condições climáticas no IAG em 2004 e no PEFI não são significativamente diferentes na maior parte dos meses do ano. As exceções ocorrem em agosto e setembro, onde, a precipitação mensal acumulada no IAG em 2004 está abaixo da normal no PEFI e abaixo dos valores médios entre 2000 e 2008 no próprio IAG.

De um modo geral, pode-se concluir que em termos dos valores mensais, o comportamento da atmosfera em São Paulo durante o ano de 2004 não é significativamente discrepante em relação clima da RMSP caracterizada pelas normais do PEFI.



**Figura 2.6.** Variação sazonal da (a) temperatura média do ar (coluna cinza) a partir de observações no IAG e a temperatura média do ar (linha contínua) de 1933 a 2008 observada no PEFI (b) umidade relativa do ar observada no PEFI (coluna cinza) e umidade relativa do ar (linha contínua) observada no PEFI de 1958 a 2008 (c) velocidade média do vento observada no PEFI e (d) a precipitação acumulada observada no IAG em 2004 (coluna cinza), a precipitação acumulada no IAG (linha contínua) de 2000 a 2008 e a precipitação acumulada no PEFI (linha tracejada) de 1933 a 2000. O erro padrão é indicado pelas barras verticais em (a), (b) e (c).

## **2.5. Sumário**

Neste capítulo é feita uma descrição da base de dados meteorológicos utilizados para estimar as componentes do balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo. Além disso, é avaliada a representatividade espacial das observações realizadas no IAG e no PEFI utilizando como referência as estimativas de satélite e médias sobre o conjunto de estações da CETESB e ECOVIAS localizadas na RMSP.

Do ponto de vista dos valores horários médios mensais e considerando as variáveis estatísticas MBE, RMSE,  $R^2$ , e os parâmetros F e P do teste de variância, verificou-se que as observações realizadas no IAG e no PEFI são representativas da região urbana da cidade de São Paulo. Este resultado permite considerar que as estimativas das componentes do balanço de energia obtidos a partir desses valores horários são também representativas da região urbana da cidade de São Paulo.

Assim, o balanço de radiação na superfície, a transmissividade global da atmosfera, o albedo efetivo da superfície e a emissividade da atmosfera na cidade de São Paulo, descritos no Capítulo 3 desta tese, utilizarão os valores horários médios mensais de  $Q^*$ ,  $SW_{DW}$ ,  $SW_{UP}$ ,  $LW_{DW}$ ,  $LW_{UP}$ ,  $T_{AR}$ , observados no IAG. Os valores horários médios mensais de temperatura da superfície observados no PEFI serão empregados para estimar a emissividade efetiva da superfície.

As estimativas do fluxo de calor antropogênico da região urbana da cidade de São Paulo não utilizam dados meteorológicos descritos neste capítulo. Entretanto, tendo em vista que o banco de dados utilizados para estimar as demais componentes do balanço de energia em São Paulo refere-se ao ano de 2004, as estimativas do fluxo de calor antropogênico serão feitas para ano de 2004, considerando população estimada da cidade de São Paulo igual a 10.520.307 e o



número de veículos igual a 5.801.194. As informações relativas à liberação de energia pelas fontes antropogênicas veiculares, estacionárias e metabólicas serão apresentadas no Capítulo 4.

O fluxo de calor armazenado no dossel urbano descrito no Capítulo 5 desta tese é estimado em termos dos valores horários médios mensais da  $Q^*$  observados no IAG. Os fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente na superfície, descrito no Capítulo 6, são estimados a partir dos valores horários médios mensais  $T_{Ar}$ ,  $T_{Sup}$ ,  $V$  e  $UR$  realizadas no PEFI.

Do ponto de vista climatológico, o comportamento das variáveis meteorológicas representativas da cidade de São Paulo observadas no ano de 2004 não difere significativamente do comportamento normal. No entanto, nos meses de agosto a novembro, a temperatura do ar, umidade relativa do ar e precipitação acumulada apresentaram valores médios mensais diferentes dos normais. O impacto destas discrepâncias nas estimativas das componentes do balanço de energia será analisado nos próximos capítulos. Deve ser ressaltado também que os meses de fevereiro e agosto serão utilizados como referência do comportamento do clima da cidade de São Paulo durante o verão e o inverno, respectivamente. Esta escolha foi baseada no fato de que estes meses representam as condições de verão e inverno em termos de umidade, precipitação e nebulosidade. Em geral, na estimativa do balanço de energia na superfície, os maiores contrastes estão associados à radiação solar que é fortemente modulada pela nebulosidade na cidade de São Paulo (OLIVEIRA *et al*, 2002; OLIVEIRA *et al*, 2003; CODATO *et al* 2008a, BÁRBARO *et al*, 2010).



### **3. Balanço de radiação na superfície**

Para compreender o impacto causado pela presença das regiões urbanas no clima local é necessário estimar, objetivamente, os processos de troca de calor, umidade e momento entre a atmosfera e a superfície. Em geral, entre os processos de trocas, o balanço de radiação na superfície é uma das componentes mais importantes (WHITE *et al.*, 1978). As superfícies urbanas absorvem e retêm mais energia do que as superfícies rurais ou naturalmente vegetadas porque os efeitos combinados da geometria e dos materiais presentes no dossel urbano tornam o albedo e a capacidade térmica menores e a condutividade térmica maior do que nas superfícies rurais (LANDSBERG, 1981). Além disso, as superfícies urbanas apresentam uma fonte extra de energia associada às atividades antropogênicas (GRIMMOND, 1992; SAILOR & LU, 2004).

O balanço de radiação na superfície pode ser estimado adicionando os fluxos de entrada e saída de radiação de onda curta e longa na superfície:

$$Q^* = SW_{DW} + SW_{UP} + LW_{DW} + LW_{UP} \quad (3.1)$$

Onde,  $Q^*$  é a radiação líquida,  $SW_{DW}$  e  $SW_{UP}$  são as radiações de onda curta incidente e refletida na superfície e  $LW_{DW}$  e  $LW_{UP}$  são as radiações de onda longa incidente e emergente da superfície, respectivamente. Neste estudo os fluxos da radiação para baixo serão considerados positivos e os fluxos para cima, negativos.

Na superfície, as componentes do balanço de radiação podem ser observadas diretamente (“*in situ*”) por meio de um conjunto de radiômetros, ou indiretamente, utilizando expressões baseadas em variáveis meteorológicas observadas regularmente em estações meteorológicas (temperatura do ar e umidade relativa do ar no nível do abrigo, cobertura e tipo de nuvens)

(OFFERLE *et al.*, 2003; DIAK, 2004; OKE, 2004). Além disso, estimativas de satélites também podem fornecer informações sobre todas as componentes do balanço de radiação em superfícies urbanas com boa resolução espacial. No entanto, as estimativas de satélite necessitam de medidas “*in situ*” para serem validadas, porque os modelos de transferência radiativa, utilizados na maioria das estimativas de satélites, não conseguem caracterizar adequadamente a presença das nuvens (GARRATT & PRATA, 1996; GUPTA *et al.*, 1999; HINKELMAN *et al.*, 2009).

Em regiões urbanas, a radiação líquida varia muito pouco em relação às regiões naturalmente vegetadas (não-urbana). Entretanto, quando as componentes do balanço de radiação nas regiões urbanas são avaliadas individualmente podem diferir significativamente das componentes do balanço de radiação em regiões não-urbanas. Estas variações ocorrem devido às diferenças na emissividade efetiva da superfície, albedo efetivo da superfície, propriedades térmicas do dossel (capacidade térmica, condutividade e admitância), transmissividade e emissividade efetiva da atmosfera. Em regiões urbanas, a radiação solar incidente e refletida na superfície é sistematicamente menor do que nas regiões rurais adjacentes, enquanto que a radiação de onda longa emitida pela atmosfera e superfície é geralmente maior do que nas regiões não-urbanas. Assim, os efeitos combinados das componentes da radiação de onda curta e longa resultam em valores da radiação líquida na superfície em regiões urbanas ligeiramente maiores do que nas regiões rurais adjacentes (OKE, 1974; WHITE *et al.* 1978; LANDSBERG, 1981; OKE, 1982; ESTOURNEL *et al.* 1983; SCHMID *et al.* 1991).

A presença da vegetação nas regiões urbanas diminui a radiação líquida na superfície, principalmente porque o albedo efetivo da superfície com vegetação é maior do que em superfície sem vegetação (efeito da vegetação) (BREST, 1987). Portanto, a diferença observada na radiação líquida entre regiões urbanas e rurais é causada basicamente pela presença da

vegetação, que por sua vez, depende da quantidade e das características da vegetação e do conteúdo de umidade do solo (efeito da umidade do solo). Em alguns casos, a presença de vegetação combinada com irrigação pode até aumentar a radiação líquida na superfície em regiões urbanas (GRIMMOND *et al.*, 1996). A complexidade da superfície urbana torna difícil inferir relações universais para a radiação líquida que possam ser generalizadas para todos os tipos de cidades e climas. Assim, é mais apropriado analisar individualmente cada uma das componentes do balanço de radiação e das propriedades radiométricas da superfície e da atmosfera que determinam seu comportamento. Observa-se que a radiação solar global incidente na superfície está vinculada a transmissividade global da atmosfera (global no sentido “broad-band”). A transmissividade da atmosfera é definida como a razão entre a radiação solar incidente na superfície e a radiação solar incidente no topo da atmosfera ( $\Gamma = SW_{DW}/SW_{TOP}$ ). Ela varia em função do comprimento de onda e depende basicamente da altitude, da concentração de aerossóis e gases traços (CO<sub>2</sub>, CH<sub>4</sub>, NO<sub>2</sub>, O<sub>3</sub>, etc.), do conteúdo de umidade e da quantidade e do tipo das nuvens. Em geral, ocorre uma redução maior da radiação solar na superfície nas regiões urbanas do que nas regiões rurais adjacentes, causada pela diminuição da transmissividade da atmosfera nas regiões urbanas devido à presença de concentrações maiores de gases e aerossóis (ROUSE *et al.*, 1973; PETERSON & FLOWERS, 1977; PETERSON & STOFFEL, 1980; ESTOURNEL *et al.*, 1983; OKE, 1988; STANHILL & KALMA, 1995; OLIVEIRA *et al.*, 1996; JÁUREGUI & LUYANDO, 1999; OLIVEIRA *et al.*, 2002; CODATO *et al.*, 2008b). A Tabela 3.1 mostra que a redução em algumas regiões urbanas poluídas chega a aproximadamente 22% da  $SW_{DW}$  em relação às regiões rurais adjacentes e, na maioria das vezes está associada à poluição causada pela presença de material particulado. Sob condições de céu claro, foram observadas na Cidade do México reduções na  $SW_{DW}$  da ordem de 21-22% em relação a regiões rurais adjacentes,

associadas a valores elevados de concentração de material particulado (JÁUREGUI & LUYANDO, 1999). Atenuações semelhantes foram observadas na radiação solar direta na superfície, durante cinco dias de céu claro na cidade de São Paulo, causadas pela intensificação da poluição atmosférica (OLIVEIRA *et al.*, 1996). Além disso, foi observado que os valores médios mensais de radiação solar global na superfície podem sofrer reduções entre 10 e 12% na cidade de São Paulo devido à poluição do ar (OLIVEIRA *et al.*, 2002). Verificou-se também que em uma escala espacial da ordem de 200 km, a cidade de São Paulo modifica os padrões regionais de poluição do ar, causando variações espaciais dos valores horários médios mensais de radiação solar global e difusa na superfície entre 5 e 13,4 % (CODATO *et al.*, 2008b).

<b>Tabela 3.1 - Variação da radiação solar incidente na superfície de regiões urbanas.</b>			
<b>Cidade</b>	<b>Latitude, Longitude, Altitude</b>	<b>Redução da <math>SW_{DW}</math></b>	<b>Principal causa</b>
Hamilton, Canadá (ROUSE <i>et al.</i> 1973)	43° 16' N, 79° 54' W, 106 m	12 %	Poluição
St Louis, EUA (PETERSON & STOFFEL, 1980)	38°38' N, 90°11' W, 142 m	3 %-4 %	Poluição
Toulouse, França (ESTOURNEL <i>et al.</i> 1983)	43°36' N, 1°26' E, 166 m	3,5 %	Poluição
Hong Kong, China (STANHILL & KALMA, 1995)	22°19' N, 114°10' E, 65 m	1,06 % por ano	Nuvem e poluição
Mexico City, México (JÁUREGUI & LUYANDO, 1999)	19°36' N, 98°57' W, 2235 m	21 % (estação seca) 22 % (estação úmida)	Poluição (aerossol)
São Paulo, Brasil (OLIVEIRA <i>et al.</i> 1996)	23°33' S, 46°38' W, 792 m	18 %	Poluição (aerossol)
São Paulo, Brasil (OLIVEIRA <i>et al.</i> 2002)	23°33' S, 46°38' W, 792 m	10 %-12 %	Poluição (aerossol)
São Paulo, Brasil (CODATO <i>et al.</i> 2008b)	23°33' S, 46°38' W, 792 m	13,4 % (junho) 5,0 % (dezembro)	Poluição (aerossol) e umidade

A radiação solar refletida na superfície depende da radiação solar incidente e do albedo efetivo da superfície (Tabela 3.2). Na maioria das regiões urbanas a intensidade da radiação solar refletida pela superfície é menor do que em regiões rurais adjacentes, causando um aumento na retenção da energia no dossel urbano em relação às regiões rurais adjacentes (CHRISTEN & VOGT, 2004).

De acordo com Oke (1988), o albedo da superfície em regiões urbanas situadas nas latitudes médias varia entre 0,10-0,27 e exibe o valor médio de 0,15 em condições livre de neve. Conforme indicado na Tabela 3.2, o albedo efetivo da superfície sobre regiões urbanas varia de 0,07 a 0,23, corroborando com Oke (1988). Esta grande variação é determinada pela presença da vegetação e da estrutura do dossel urbano, principalmente do tipo de material e da geometria das edificações (SAILOR & FAN, 2002). O albedo efetivo da superfície em regiões urbanas é geralmente menor devido ao efeito dos materiais (concreto, asfalto, tijolos, telhas, etc.) e ao efeito geométrico que, basicamente, aprisiona mais radiação solar devido ao aumento da extensão vertical do dossel urbano em relação a superfícies cobertas por materiais naturais (vegetação rasteira, floresta, deserto, etc.) (SAILOR & FAN, 2002). Portanto, é observado que nas regiões urbanas a presença de vegetação aumenta o albedo efetivo, enquanto que a geometria do dossel urbano diminui o albedo efetivo da superfície (VUKOVICH, 1983; BREST, 1987; OKE, 1988; ADEBAYO, 1990; OFFERLE *et al.*, 2003). Outro ponto importante é que o albedo efetivo da superfície depende da refletância espectral dos materiais que compõe a superfície. Se forem consideradas as propriedades espectrais da radiação solar na latitude da cidade de São Paulo, pode-se afirmar que 50% da radiação solar que atinge a superfície estão localizadas na banda espectral do visível (0,38-0,7 $\mu$ m) enquanto que 45% estão localizadas na banda espectral do infravermelho próximo (0,7-3,0  $\mu$ m) (ESCOBEDO *et.al.*, 2009; ESCOBEDO *et.al.*, 2010).

Assim, nas regiões urbanas os valores médios de refletância na banda do infravermelho próximo são maiores do que na banda do visível, a radiação solar incidente na região do infravermelho próximo é a componente mais importante da radiação solar refletida pela superfície e que mais contribui para a definição do ciclo sazonal do albedo efetivo da superfície, principalmente durante o verão. Além disso, observa-se que nas regiões rurais a refletância da região do infravermelho próximo é maior do que nas regiões urbanas (BREST, 1987).

<b>Tabela 3.2 - Variação do albedo efetivo da superfície entre regiões urbanas e rurais.</b>				
<b>Urbano/rural diferenças e variações sazonais - Sem a presença de neve</b>				
<b>Cidade</b>	<b>Latitude, longitude, altitude</b>	<b>Urbano [Rural] albedo</b>		<b>Principal causa</b>
		<b>Verão</b>	<b>Inverno</b>	
St. Louis <sup>1</sup> , EUA (WHITE <i>et al.</i> 1978)	38°38'N, 90°11'W, 142 m	0,12 [0,16]	+	Efeito da vegetação
St. Louis <sup>2</sup> , EUA (VUKOVICH, 1983)	38°38' N, 90°11' W, 142 m	0,16 [0,19]	0,09 [0,10]	Efeito da vegetação
Hartford <sup>2</sup> , EUA (BREST, 1987)	41°46' N, 72°45' W, 22 m	0,12 [0,19]	0,08 [0,07]	Efeito da vegetação
Ibadan <sup>3</sup> , Nigéria, (ADEBAYO, 1990)	7°24' N, 3°55' E, 234 m	0,15 [0,17]	0,14 [0,16]	Efeito da vegetação
<b>Variação sazonal - Com a presença de neve</b>				
<b>Cidade</b>	<b>Latitude, longitude, altitude</b>	<b>Albedo urbano</b>		<b>Principal causa</b>
		<b>Verão</b>	<b>Inverno</b>	
Chicago <sup>4</sup> , EUA, (OFFERLE <i>et al.</i> , 2003)	41°50' N, 87°37' W, 177 m.	0,16	0,23	Efeito geométrico e a presença de neve
Lódz <sup>4</sup> , Polônia (OFFERLE <i>et al.</i> , 2003)	51°47' N, 19°28' E, 200 m.	0,07	0,09	Efeito geométrico e a presença de neve
Medidas foram feitas utilizando <sup>1</sup> avião, <sup>2</sup> satélite, <sup>3</sup> instrumentos e <sup>4</sup> instrumentos e modelo. <sup>+</sup> Dados não disponíveis.				

Observações da radiação de onda longa (Tabela 3.3) indicam que a temperatura do ar, obstrução do céu, altitude, umidade e a carga de poluição do ar determinam a intensidade da



$LW_{DW}$  (ROUSE *et al.*, 1973; WELCH & ZDUNKOWSKI, 1976; DALRYMPLE & UNSWORTH, 1978; ESTOURNEL *et al.*, 1983; JONSSON *et al.*, 2006). Em geral, a poluição atmosférica e a ilha de calor urbana tendem a aumentar a quantidade de  $LW_{DW}$  em regiões urbanas em relação às regiões rurais adjacentes. Além disso, esses efeitos são amplificados pela presença de umidade (OKE, 1988).

**Tabela 3.3** - Variação da radiação de onda longa atmosférica na superfície ( $LW_{DW}$ ) em regiões urbanas.

Cidade	Latitude, Longitude, Altitude	Aumento $LW_{DW}$	Principal causa
Hamilton, Canadá (ROUSE <i>et al.</i> 1973)	43°16' N, 79°54' W, 106 m	23,5 % (valores diários)	Poluição (aerossol)
Mainz, Alemanha (WELCH & ZDUNKOWSKI, 1976)	49° 58' N, 8° 9' E, 231 m	10% (umidade relativa =40%) 35% (umidade relativa =90%).	Poluição e umidade
Sutton Bonington, Inglaterra (DALRYMPLE & UNSWORTH, 1978)	52°50' N, 1°15' W, 65 m	20 W m <sup>-2</sup>	Poluição (aerossol)
Toulouse, França (ESTOURNEL <i>et al.</i> 1983)	43°36' N, 1°26' E, 166 m	15 W m <sup>-2</sup> ( $\Delta T_{u-r} = 5^{\circ}\text{C}$ ) 25 W m <sup>-2</sup> ( $\Delta T_{u-r} = 6^{\circ}\text{C}$ )	ICU
Dar es Salaan, Tanzânia (JONSSON <i>et al.</i> , 2006)	6°51' S, 39°18' E, 0 m	$LW_{DW \text{ Dar es Sallan}} > LW_{DW \text{ Ouagadougou}} > LW_{DW \text{ Gaborone}}$	Altitude
Ouagadougou, Burkina Faso (JONSSON <i>et al.</i> , 2006)	12°20' N, 1°40' W, 300 m		
Gaborone, Botswana (JONSSON <i>et al.</i> , 2006)	24°40' S, 25°55' E 1000 m		

A emissão de radiação de onda longa ( $LW_{UP}$ ) pela superfície em regiões urbanas depende da temperatura e da emissividade efetiva da superfície. Medidas da temperatura da superfície em regiões urbanas são difíceis devido à complexidade da estrutura das edificações e da variabilidade

das propriedades térmicas e radiativas destas estruturas. Em geral, a temperatura da superfície em regiões urbanas é maior do que em regiões rurais adjacentes na maioria das horas do dia (WHITE *et al.*, 1978; SELLERS *et al.*, 1990; VOOGT & OKE, 1997; MORIWAKI & KANDA, 2004). Observa-se que emissividade efetiva de uma superfície natural varia sazonalmente, devido à cobertura da superfície (material e geometria do dossel) e a umidade da superfície (JIN & LIANG, 2006; MIRA *et al.*, 2007). Nas regiões urbanas a emissividade efetiva da superfície é ligeiramente menor do que nas regiões rurais adjacentes. Este comportamento é causado pela geometria do cânion que restringe a emissão de radiação de onda longa para a atmosfera por causa da redução do ângulo de visada (OKE, 1988). Nas regiões urbanas a emissividade efetiva da superfície é, em média, igual a 0,95, variando entre 0,85 e 0,96 (OKE, 1988). Mas, outros estudos indicam que a emissividade efetiva das superfícies urbanas varia entre 0,87 (BALLING & BRAZEL, 1988) e 0,97 (DOUSSET, 1989; HENRY *et al.*, 1989). No entanto, Voogt & Oke (2003) encontraram em uma recente revisão valores de emissividade da superfície variando entre 0,92 e 0,97 para regiões urbanas.

**Tabela 3.4** - Emissividade efetiva das superfícies de regiões urbanas.

Cidade	Latitude, Longitude, Altitude	$\epsilon_{sup}$	Período de observações (ano/dia do ano)
Chicago, EUA	41°50'N, 87°37' W, 177 m	0,93	1992/198–1993/158
Los Angeles, EUA	34°03' N, 118°15' W, 100 m	0,94	1993/225–1994/206
Łódź, Polónia	51°47' N, 19°28' E, 200 m	0,92	2001/001–365

Fonte: Offerle *et al.*, 2003.

A revisão bibliográfica acima mostra que existem poucas informações acerca do comportamento do balanço de radiação na superfície das cidades localizadas nas regiões

subtropicais. Assim, o objetivo principal deste capítulo da tese é determinar o balanço de radiação na superfície da cidade de São Paulo. Para atender a este objetivo será feita também uma caracterização das propriedades radiométricas da atmosfera e da superfície por meio da estimativa da transmissividade global da atmosfera na superfície, albedo efetivo, emissividade efetiva da atmosfera na superfície e emissividade efetiva da superfície para a região urbana da cidade de São Paulo.

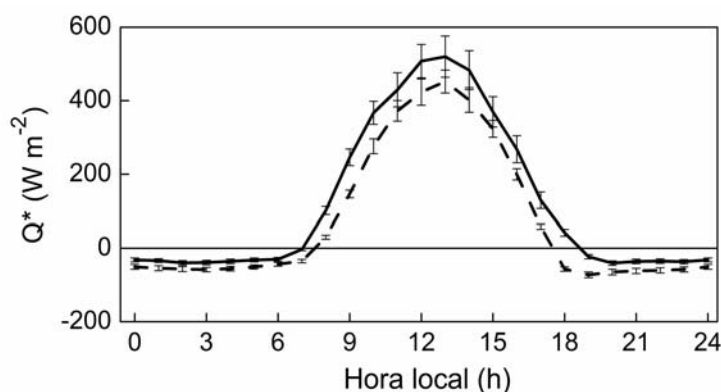
### **3.1. Balanço de radiação na superfície da cidade de São Paulo**

Neste capítulo da tese a evolução diurna e sazonal da radiação líquida, radiação solar incidente e emergente na superfície, radiação de onda longa atmosférica incidente na superfície e emitida pela superfície são analisadas em termos de valores horários médios mensais estimados a partir das observações representativas da região urbana da cidade de São Paulo em 2004 (Cap. 2).

Os valores de radiação solar, incluindo-se valores horários e diários médios mensais de radiação solar extraterrestre (OLIVEIRA *et al.*, 2002), incidente e emergente da superfície são utilizados para estimar os valores horários e diários médios mensais da transmissividade global da atmosfera ( $\Gamma$ ) e do albedo efetivo da superfície ( $\alpha$ ). Os valores horários médios mensais da radiação de onda longas incidentes e emergentes da superfície, juntamente com os valores horários médios da temperatura do ar e da temperatura da superfície, são empregados para estimar os valores horários e diários médios mensais da emissividade efetiva da atmosfera na superfície ( $\varepsilon_{Atm}$ ) e da emissividade efetiva da superfície ( $\varepsilon_{Sup}$ ) representativos da região urbana da cidade de São Paulo em 2004.

### 3.1.1. Variação diurna da radiação líquida

A Figura 3.1 mostra a variação diurna dos valores horários médios mensais da radiação líquida na superfície nos meses de fevereiro e agosto na cidade de São Paulo em 2004. As observações mostram que os valores horários médios mensais da radiação líquida são maiores durante o dia ( $Q^* > 0$ ) e menores durante a noite ( $Q^* < 0$ ) em fevereiro. No período diurno o valor máximo de  $Q^*$  é de  $520 \text{ Wm}^{-2}$  as 13 HL em fevereiro e  $452 \text{ Wm}^{-2}$  as 13HL em agosto. No período noturno o mínimo é  $-41 \text{ Wm}^{-2}$  as 20 HL em fevereiro e  $-72 \text{ Wm}^{-2}$  as 19 HL em agosto.



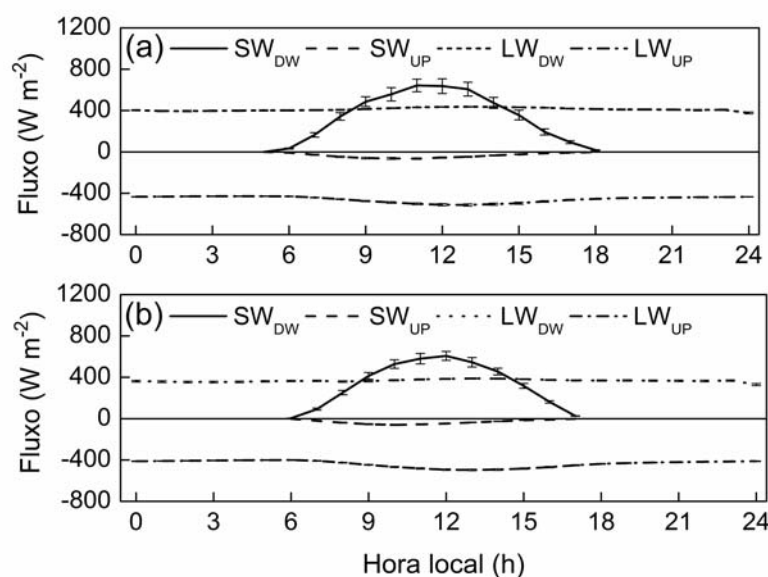
**Figura 3.1.** Variação diurna e sazonal dos valores horários médios mensais da radiação líquida na superfície observada no IAG em (a) fevereiro (linha contínua) e (b) agosto (linha tracejada) na cidade de São Paulo. As barras verticais indicam o erro padrão.

### 3.1.2. Variação diurna das componentes da radiação líquida

A Figura 3.2 mostra a variação diurna dos valores horários médios mensais das quatro componentes do balanço de radiação na superfície nos meses de fevereiro e agosto de 2004 na cidade de São Paulo. Em fevereiro (Fig. 3.2a), os valores horários médios mensais da radiação solar na superfície ( $SW_{DW}$ ) apresentam um máximo diurno igual a  $643 \text{ Wm}^{-2}$ . Em agosto o

máximo diurno atinge  $607 \text{ Wm}^{-2}$  (Fig. 3.2b). A variação diurna de  $SW_{UP}$  mostra um máximo absoluto diurno de  $-65 \text{ Wm}^{-2}$  em fevereiro (Fig. 3.2a) e de  $-60 \text{ Wm}^{-2}$  em agosto.

Em fevereiro (Fig. 3.2a), a evolução diurna dos valores horários médios mensais da radiação de onda longa atmosférica na superfície apresenta um máximo diurno igual a  $436 \text{ Wm}^{-2}$  e um mínimo de  $377 \text{ Wm}^{-2}$ . Em agosto (Fig. 3.2b), o valor máximo durante o dia é  $389 \text{ Wm}^{-2}$  e o mínimo  $330 \text{ Wm}^{-2}$ . Com relação à  $LW_{UP}$  (Fig. 3.2a), a evolução diurna indica um máximo absoluto diurno de  $-513 \text{ Wm}^{-2}$  e um mínimo absoluto de  $-429 \text{ Wm}^{-2}$  em fevereiro. Em agosto (Fig. 3.2b)  $LW_{UP}$  atinge um máximo absoluto durante o dia de  $-497 \text{ Wm}^{-2}$  e um mínimo absoluto igual a  $-400 \text{ Wm}^{-2}$ .



**Figura 3.2.** Variação diurna e sazonal dos valores horários das componentes da radiação observadas no IAG em (a) fevereiro e em (b) agosto. As barras verticais indicam o erro padrão.

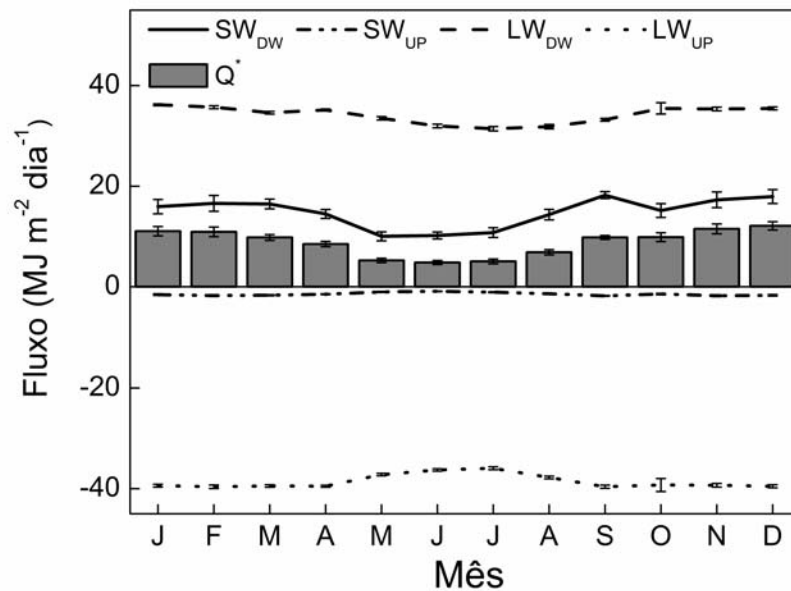
### **3.1.3. Variação sazonal**

A variação sazonal dos valores diários médios mensais da radiação líquida e das componentes do balanço de radiação na superfície da cidade de São Paulo em 2004 é indicada na Figura 3.3. A radiação líquida apresenta um máximo de  $12,10 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em dezembro e um mínimo de  $4,83 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em junho. A variação sazonal da  $SW_{DW}$  apresenta um máximo de  $18,22 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em setembro e um mínimo de  $10,04 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em maio. O valor máximo em setembro pode ser associado à quantidade de umidade e nebulosidade muito abaixo da média para o período em 2004 (Fig. 2.6d). O mínimo observado em maio é consequência do aumento da nebulosidade, indicado por um aumento acima da média da precipitação no período (Fig. 2.6d). Enquanto que  $SW_{UP}$  apresenta valor máximo absoluto de  $-1,79 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em setembro e um mínimo absoluto de  $-0,90 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em junho. A radiação solar refletida pela superfície depende da radiação solar incidente na superfície e do albedo efetivo da superfície.

No caso da cidade de São Paulo a variação sazonal do albedo efetivo da superfície em 2004 é relativamente pequena 0,08 a 0,10, portanto, a radiação solar refletida pela superfície depende basicamente do total de radiação solar incidente na superfície. Assim, a máxima radiação solar refletida pela superfície em setembro está associada ao aumento da incidência de  $SW_{DW}$  na superfície devido à presença de pouca umidade e nebulosidade (Fig. 2.6d) no período. O valor mínimo da radiação solar refletida na superfície observado em junho está associado ao efeito do ângulo de elevação solar.

Em relação à variação sazonal dos valores diários médios mensais, observa-se que  $LW_{DW}$  apresenta um máximo de  $36,19 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em janeiro e um mínimo de  $31,42 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em julho. A variação sazonal, de aproximadamente 13%, de  $LW_{DW}$  está associada ao ciclo anual da

temperatura, umidade do ar e nebulosidade em São Paulo (Fig. 2.6). Enquanto que, a variação sazonal dos valores diários médios mensais da  $LW_{UP}$  mostra um máximo absoluto de  $-39,63 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  no mês de fevereiro e um mínimo absoluto de  $-35,96 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$  no mês de julho. Neste caso, os valores de  $LW_{UP}$  máximo e mínimo estão diretamente relacionados ao ciclo sazonal da temperatura da superfície, que no caso da cidade de São Paulo é muito similar ao da temperatura do ar (Fig. 2.6a).

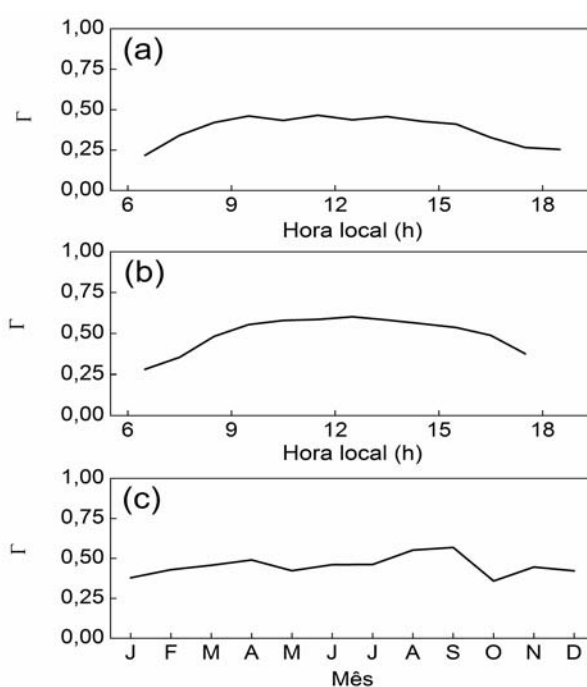


**Figura 3.3.** Variação sazonal dos valores diários médios mensais da radiação líquida ( $Q^*$ ), radiação solar incidente ( $SW_{DW}$ ), radiação refletida ( $SW_{UP}$ ), radiação de onda longa incidente ( $LW_{DW}$ ) e onda longa emitida na superfície ( $LW_{UP}$ ) do IAG. As barras verticais indicam o erro padrão.

### 3.2. Transmissividade global da atmosfera

A variação diurna e sazonal da transmissividade global da atmosfera na superfície estimada a partir dos valores horários médios mensais da  $SW_{DW}$  observado na superfície da cidade de São Paulo em 2004 é mostrada na Figura 3.4. Os valores de  $SW_{TOP}$  foram estimados de

acordo com Iqbal (1983). Comparativamente, a amplitude do ciclo diurno da transmissividade global da atmosfera em fevereiro (Fig. 3.4a) é menor do que em agosto (Fig. 3.4b) devido ao efeito da umidade e nebulosidade. Além disso, a evolução diurna da transmissividade da atmosfera apresenta um máximo ao meio-dia associado ao ciclo diurno da profundidade ótica da atmosfera. A variação sazonal da transmissividade global da atmosfera calculada em termos dos valores diários médios mensais de  $SW_{DW}$  e  $SW_{TOP}$  (Fig. 3.4c) indica um valor máximo de 0,57 em setembro e um mínimo de 0,36 em outubro, com um valor médio anual de 0,45. Os valores máximos e mínimos observados durante o ano estão associados à variação do conteúdo de umidade da atmosfera e da presença de nebulosidade (Fig. 2.6).



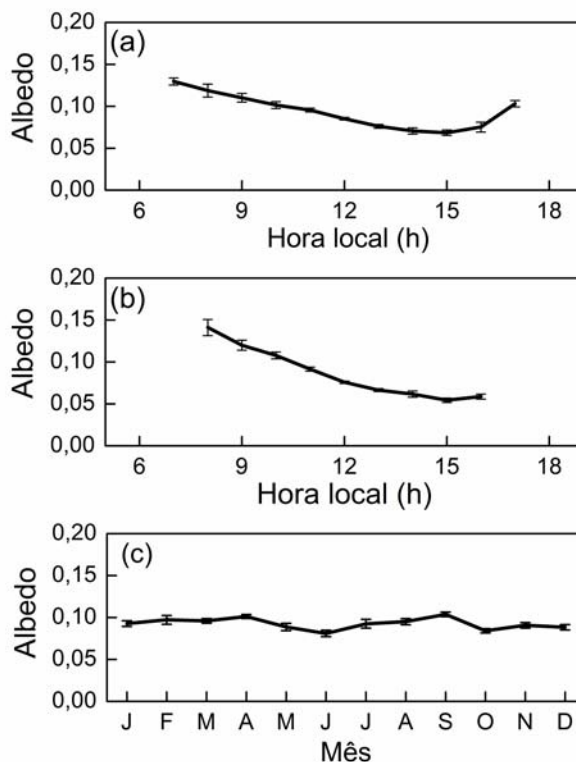
**Figura 3.4.** Variação diurna dos valores horários médios mensais da transmissividade global da atmosfera observada em (a) fevereiro e (b) agosto e (c) a variação sazonal dos valores diários médios mensais da transmissividade global da atmosfera na cidade de São Paulo.



### **3.3. Albedo efetivo da superfície**

A variação diurna e sazonal dos valores horários e diários médios mensais do albedo efetivo da superfície estimadas a partir de observações da  $SW_{DW}$  e  $SW_{UP}$  na superfície da cidade de São Paulo em 2004 é mostrada na Figura 3.5. Em fevereiro (Fig. 3.5a) a amplitude do ciclo diurno do albedo é menor do que em agosto (Fig. 3.5b). O ciclo diurno do albedo efetivo da superfície apresenta um mínimo no meio da tarde. O ciclo diurno do albedo efetivo é assimétrico porque as observações da  $SW_{UP}$  são afetadas pela geometria do prédio do IAG. A melhor aproximação desta geometria é um cânion de tamanho finito alinhado a 100 graus em relação ao norte (Fig. 2.1b-c). Estimativas do albedo efetivo da superfície, realizadas com o modelo de balanço de radiação proposto por Martilli *et al.*, (2002) para uma superfície urbana formada por infinitos cânions orientados na mesma direção e com razão geométrica igual ao do IAG, mostram um ciclo diurno e sazonal similar ao observado na Fig. 3.5 (MORAIS, 2010).

A variação sazonal dos valores diários médios do albedo da superfície é indicada na Figura 3.5c. A amplitude do ciclo sazonal do albedo efetivo da superfície (Fig. 3.5c) é de 20% durante o ano, com valores entre 0,08 (junho) e 0,10 (abril e setembro). A pouca variação sazonal está associada à sobreposição dos efeitos da vegetação e geométrico, que no caso da cidade de São Paulo, atuam no sentido contrário cancelando-se mutuamente durante o ano. Os valores máximos e mínimos do albedo de superfície indicam que a variação sazonal na cidade de São Paulo é comparável às cidades localizadas em outras latitudes (Tabela 3.2) (WHITE *et al.*, 1978; VUKOVICH, 1983; BREST, 1987; OKE, 1988).

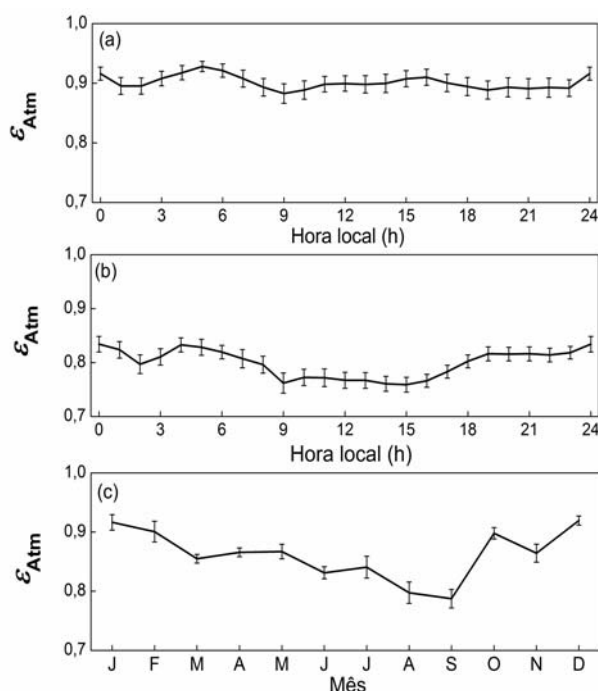


**Figura 3.5.** Variação diurna dos valores horários médios do albedo de superfície observados em (a) fevereiro e (b) agosto na cidade de São Paulo. Em (c) a variação sazonal dos valores diários médios do albedo de superfície na cidade de São Paulo. As linhas verticais indicam o erro padrão.

### 3.4. Emissividade efetiva da atmosfera

A variação diurna e sazonal da emissividade efetiva da atmosfera da cidade de São Paulo, indicada na Figura 3.6, foi estimada a partir dos valores horários médios mensais da  $LW_{DW}$  e da temperatura do ar em 2004. A Figura 3.6a-b mostra que a emissividade da atmosfera é maior no mês de fevereiro causado pelo aumento da umidade e nebulosidade no período (Fig. 2.6b-d). Não é observada claramente uma variação diurna da emissividade efetiva da atmosfera em fevereiro (Fig. 3.6a) na cidade de São Paulo. A ausência do ciclo diurno é devido ao fato de que a

contribuição média da cobertura de nuvens é distribuída igualmente durante o dia, mascarando o ciclo diurno das emissões atmosféricas associadas às oscilações diurnas da temperatura do ar. No entanto, no mês de agosto (Fig. 3.6b) o ciclo diurno fica bem definido, indicando um mínimo durante o dia e um máximo noturno. Este comportamento está relacionado à evolução diurna da CLU associada com as pequenas taxas de umidade e precipitação no período, que aumenta o número de dias com céu claro (BÁRBARO *et al.*, 2010). A variação sazonal da emissividade da atmosfera estimada para a cidade de São Paulo apresenta valor máximo de 0,92 (em dezembro e janeiro) e um mínimo de 0,79 (em setembro) e o valor médio de aproximadamente 0,87. As oscilações observadas no ciclo sazonal da emissividade da atmosfera podem ser atribuídas às variações da temperatura, umidade do ar e nebulosidade na cidade de São Paulo em 2004.

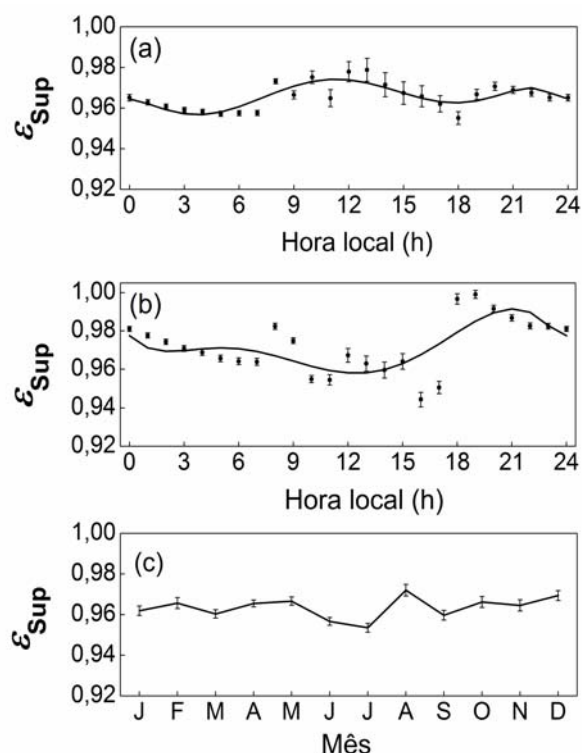


**Figura 3.6.** Variação diurna dos valores horários médios da emissividade atmosférica observada no IAG em (a) fevereiro e (b) agosto e (c) a variação sazonal dos valores diários médios mensais. As linhas verticais indicam o erro padrão.

### **3.5. Emissividade efetiva da superfície**

A variação diurna e sazonal da emissividade efetiva da superfície foi estimada a partir de observações dos valores horários e diários médios mensais da radiação de onda longa emitida pela superfície ( $LW_{UP}$ ) e temperatura da superfície ( $T_{Sup}$ ) na cidade de São Paulo, indicada na Figura 3.7, em 2004. A Figura 3.7 mostra a variação diurna e sazonal da emissividade efetiva da superfície em fevereiro (Fig. 3.7a) e agosto (Fig. 3.7b). Aparentemente, não existe um ciclo diurno e nem uma variação sazonal significativa na emissividade da superfície da cidade de São Paulo. A amplitude do ciclo diurno da emissividade efetiva da superfície no mês agosto é aproximadamente 1% maior do que em fevereiro. Na Figura 3.7c é indicada a variação sazonal da emissividade da superfície observada na cidade de São Paulo. A emissividade efetiva da superfície apresenta uma variação sazonal de aproximadamente 2% com valor máximo de 0,97 em agosto e mínimo de 0,95 em julho.

Portanto, estes resultados indicam que a emissividade efetiva da superfície na cidade de São Paulo não é afetada pela variação do tipo de cobertura (variações sazonais da vegetação) e umidade da superfície, observados em outras regiões urbanas (JIN & LIANG, 2006). Por outro lado, os valores de emissividade da superfície estimados para cidade de São Paulo são compatíveis com os valores observados em várias cidades (Tabela 3.4) (OKE, 1988; BALLING & BRAZEL, 1988; DOUSSET, 1989; HENRY *et al.* (1989); VOOGT & OKE, 2003).



**Figura 3.7.** Variação diurna da emissividade da superfície durante (a) fevereiro e (b) agosto e (c) a variação sazonal na cidade de São Paulo. A linha contínua em (a) e (b) corresponde ao ajuste pelo método dos mínimos quadrados de um polinômio de grau seis. A linha vertical indica o erro padrão.

### 3.6. Sumário

O principal objetivo deste capítulo da tese foi caracterizar a variação diurna e sazonal das componentes do balanço de radiação na superfície da cidade de São Paulo. Para tanto, foram estimados os valores horários e diários médios mensais da  $Q^*$ ,  $SW_{DW}$ ,  $SW_{UP}$ ,  $LW_{DW}$ ,  $LW_{UP}$ , transmissividade global da atmosfera na superfície, albedo efetivo da superfície, emissividade efetiva da atmosfera na superfície e emissividade efetiva da superfície em 2004. Considerando os resultados pode-se concluir que:

- A variação diurna dos valores horários médios mensais da radiação líquida na superfície é 37 % maior em fevereiro do que em agosto.
- A variação diurna dos valores horários médios mensais das quatro componentes do balanço de radiação,  $SW_{DW}$ ,  $SW_{UP}$ ,  $LW_{DW}$  e  $LW_{UP}$  em fevereiro são 14%, 19%, 11% e 5%, maiores do que em agosto, respectivamente.
- Amplitude da variação sazonal dos valores diários médios mensais da radiação líquida na superfície é de 60% com um máximo em dezembro e um mínimo em junho.
- A variação sazonal dos valores diários médios mensais da radiação solar incidente na superfície é de 45% com um máximo em setembro e um mínimo em maio. O valor máximo em setembro é causado possivelmente pela redução da umidade e nebulosidade no período de 2004. O mínimo observado em maio ocorre devido ao aumento da nebulosidade, indicado por um aumento da precipitação acima da média no período.
- A variação sazonal dos valores diários médios da radiação solar refletida na superfície é de 50% com um máximo absoluto em setembro um mínimo absoluto no mês de junho. A radiação solar refletida pela superfície depende do total de radiação solar incidente na superfície (ciclo sazonal da elevação solar) e do albedo efetivo da superfície. A variação sazonal do albedo efetivo da superfície na cidade de São Paulo em 2004 é relativamente pequena (20%), portanto, a radiação solar refletida pela superfície depende primeiramente do total de radiação solar incidente na superfície. Assim, a máxima radiação solar refletida pela superfície em setembro está associada ao aumento da incidência de  $SW_{DW}$  na superfície devido à redução da umidade e nebulosidade.

- Os valores diários médios da radiação de onda longa emitida pela atmosfera na superfície mostram uma variação sazonal de 13% com um máximo em janeiro e um mínimo em julho. Este comportamento está associado ao ciclo anual da temperatura, umidade do ar e nebulosidade na cidade de São Paulo em 2004.
- Os valores diários médios da radiação de onda longa emitida pela superfície mostram a variação sazonal de 2% com um máximo absoluto em fevereiro e um mínimo absoluto em julho. A variação sazonal da  $LW_{UP}$  está diretamente relacionada ao ciclo sazonal da temperatura da superfície, que no caso da cidade de São Paulo é análogo ao da temperatura do ar.

A amplitude do ciclo diurno da transmissividade global da atmosfera em fevereiro é menor do que em agosto, causado pelo aumento de umidade e nebulosidade na cidade de São Paulo. A transmissividade global da atmosfera é máxima em setembro (0,57) e mínima em outubro (0,36). A variação sazonal observada durante o ano também está relacionada à presença de umidade e nebulosidade.

Em fevereiro a amplitude do ciclo diurno do albedo efetivo da superfície é menor do que em agosto e o ciclo diurno apresenta um mínimo no período da tarde. Além disso, se observa que o ciclo diurno do albedo efetivo é assimétrico porque as observações da  $SW_{UP}$  estão sendo realizadas no topo da plataforma micrometeorológica do IAG. Estas observações são afetadas pela geometria do prédio. O valor médio diário mensal do albedo da superfície varia de 0,08 (junho) a 0,10 (abril e setembro). A variação sazonal de 20% pode ser atribuída à sobreposição dos efeitos da vegetação e geométrico que se opõem.

Não é observada claramente uma variação diurna da emissividade efetiva da atmosfera em fevereiro na cidade de São Paulo. A ausência da variação diurna é causada porque a contribuição

média da cobertura de nuvens é distribuída igualmente durante o dia, mascarando o ciclo diurno das emissões atmosféricas associadas às oscilações diurnas da temperatura do ar. Entretanto, em agosto o ciclo diurno fica bem definido, indicando um mínimo durante o dia e um máximo noturno. Este comportamento está relacionado à evolução diurna da CLU associada com pequenas taxas de umidade e precipitação no período, que favorece o aumento do número de dias com céu claro. A variação sazonal da emissividade efetiva da atmosfera apresenta um máximo de 0,92 (em dezembro e janeiro) e um mínimo de 0,79 (em setembro) e o valor médio de aproximadamente 0,87.

A emissividade efetiva da superfície não apresenta um ciclo diurno e uma variação sazonal na cidade de São Paulo, porque as variáveis que possivelmente poderiam alterar a emissividade efetiva da superfície (material, geometria do dossel e a umidade da superfície) não apresentam alterações significativas na região urbana da cidade de São Paulo em 2004. Os valores horários médios mensais integrados do ciclo diurno da emissividade da superfície é aproximadamente 1% maior no mês de agosto em relação a fevereiro. Enquanto que, a variação sazonal da emissividade da superfície observada na cidade de São Paulo apresenta um valor máximo de 0,97 em agosto e um mínimo de 0,95 em julho e o valor médio de aproximadamente 0,96.



#### **4. Fluxo de calor antropogênico na cidade de São Paulo**

O fluxo de calor antropogênico corresponde à energia liberada, no dossel urbano, pelos veículos, indústrias, estabelecimentos comerciais e pela população por meio do consumo de energia primária (combustíveis fósseis, biocombustíveis e eletricidade) e do metabolismo da população. No balanço de energia a contribuição antropogênica é relativamente pequena quando comparada a entrada de energia solar, mas, localmente e em grandes regiões urbanas o fluxo de calor antropogênico pode ser importante (MAKAR *et al.*, 2006). Durante a noite em algumas cidades o fluxo de calor antropogênico poder ser igual ou mesmo ultrapassar a radiação líquida. Nestes casos, se observa uma intensificação da ilha de calor urbana (OKE, 1988). Em outras regiões urbanas o fluxo de calor antropogênico contribui com a redução da estabilidade estática da camada limite urbana, favorecendo a dispersão de poluentes no período noturno. Além disso, a perturbação induzida na temperatura do ar pelo fluxo de calor antropogênico pode provocar mudanças na taxa de reações químicas de alguns poluentes presentes na atmosfera, alterando os padrões locais de dispersão (MAKAR *et al.*, 2006).

É difícil obter todas as características de uma cidade com resolução e precisão necessária para estimar o fluxo de calor antropogênico. Por isso, o efeito antropogênico é incluído em diversos modelos de mesoescala como um distúrbio no campo da temperatura do ar (MAKAR *et al.*, 2006) ou diretamente na equação do balanço de energia, na superfície, como um valor constante no tempo e no espaço (ARNFIELD, 2003).

Existem basicamente dois métodos para estimar o fluxo de calor antropogênico: o método do resíduo e o método do inventário de energia.

O método do resíduo consiste em estimar o fluxo de calor antropogênico em termos da equação do balanço de energia. Em geral, a radiação líquida e os fluxos turbulentos de calor sensível e latente são estimados a partir de observações (OFFERLE *et al.*, 2005); o fluxo de calor armazenado no dossel urbano é estimado numericamente utilizando técnicas de modelagem (GRIMMOND, 1992) e a advecção horizontal é desprezada (GRIMMOND, 1992; PIGEON *et al.*, 2007).

Pigeon *et al.* (2007) estimou o fluxo de calor antropogênico na região central de Toulouse, França, em uma superfície de raio igual a 500 m empregando o método do resíduo e do inventário de energia. Os resultados obtidos por Pigeon *et al.* (2007) na região central da cidade indicaram uma boa concordância entre os métodos durante o período de inverno, com valores próximos de  $70 \text{ Wm}^{-2}$ . As maiores discrepâncias foram encontradas durante o verão, quando o fluxo de calor antropogênico variou entre  $15 \text{ Wm}^{-2}$  (método do resíduo) e  $30 \text{ Wm}^{-2}$  (método do inventário).

O método do inventário de energia é a técnica mais utilizada para estimar o fluxo de calor antropogênico em superfícies urbanas. Neste método são utilizadas as informações do consumo de energia primária pelos veículos, residências, indústrias e estabelecimentos comerciais. Neste método o fluxo de calor antropogênico é estimado a partir da composição dos consumos de combustíveis e eletricidade pelas fontes veiculares e estacionárias e a contribuição de energia associada ao metabolismo humano e animal. Em geral, estas informações são obtidas de relatórios estatísticos do uso de energia de uma cidade ou país em particular. Na aplicação do método do inventário assume-se que o combustível e a eletricidade consumidos são transformados em calor e liberado no interior do dossel urbano. Nesta tese, considerou-se também que o intervalo de tempo entre o consumo de combustível e eletricidade e a liberação da

energia para o sistema (dossel urbano) é pequeno (ICHINOSE *et al.*,1999; SAILOR & LU, 2004).

De acordo com Sailor & Lu (2004), o fluxo de calor antropogênico das fontes veiculares pode ser estimado em termos da densidade da população, da energia utilizada por veículo e da distância média diária percorrida por veículo por pessoa. No entanto, Grimmond (1992) estimou a contribuição das fontes veiculares diretamente a partir do número de veículos, comprimento da rua, área fonte e o uso de energia por veículo.

Grimmond (1992) estimou durante o inverno a variação diurna do fluxo de calor antropogênico na região suburbana de Vancouver, Canadá. Os resultados mostram um ciclo diurno com três máximos relativos: dois durante o dia, associados à fonte veicular e um terceiro máximo, por volta das 22 HL induzidos pela contribuição das fontes estacionárias relativas ao aquecimento nas edificações. Neste caso, o fluxo de calor antropogênico atingiu o valor máximo absoluto de  $14 \text{ Wm}^{-2}$  próximos das 10 HL.

Sailor & Lu (2004) utilizaram o método do inventário em seis grandes cidades dos EUA para estimar a variação diurna do fluxo de calor antropogênico. Os resultados mostram que todas as cidades investigadas apresentam ciclos diurnos com dois máximos; um no início da manhã e outro no final da tarde associada à variação diurna do tráfego de veículos nas cidades dos EUA. Na maioria das cidades analisadas por Sailor & Lu (2004) a amplitude do ciclo diurno do fluxo de calor antropogênico é sistematicamente maior durante os meses de inverno devido ao aumento no uso de energia para aquecimento nas residências e outras instalações.

Kłysik (1996) estimou a variação diurna do fluxo de calor antropogênico para diferentes tipos de uso e ocupação do solo na cidade de Łódź, Polônia. Estas estimativas mostraram que na superfície urbana o fluxo de calor antropogênico varia de  $12 \text{ Wm}^{-2}$  no verão até  $54 \text{ Wm}^{-2}$  no

inverno, com uma média anual igual a  $28 \text{ Wm}^{-2}$ . Numa superfície ocupada somente por residências o fluxo de calor antropogênico varia de  $14 \text{ Wm}^{-2}$  (verão) até  $73 \text{ Wm}^{-2}$  (inverno) com uma média anual igual a  $35 \text{ Wm}^{-2}$ . Esta variação sazonal é típica das cidades localizadas em latitudes médias e altas e está associada ao aumento do uso de combustível para aquecimento durante o inverno.

O objetivo deste capítulo da tese é estimar o fluxo de calor antropogênico para a cidade de São Paulo utilizando o método do inventário de energia. O fluxo de calor antropogênico será estimado considerando as contribuições das fontes veiculares e estacionárias, além da produção de energia devido ao metabolismo da população da cidade. Este estudo foi baseado em informações estatísticas disponíveis em agências do governo estadual e federal relativas ao consumo de energia primária (combustível fóssil, biocombustível e eletricidade) pela população durante o ano de 2004. Neste trabalho, o fluxo de calor antropogênico representará as fontes veiculares, estacionárias e metabólicas na região mais urbanizada da cidade de São Paulo que cobre uma superfície de  $854 \text{ km}^2$ . Deve ser ressaltado que em 2004, esta região encontrava-se ocupada por uma população estimada de 10.520.307 habitantes, além disso, foram registrados 5.801.194 veículos (DETRAN 2005; IBGE 2005). Visualmente, ela corresponde à superfície cinza dentro do domínio correspondente a cidade de São Paulo (linha branca) indicada na Fig. 2.1a (Capítulo 2).

#### **4.1. Metodologia**

Neste trabalho o fluxo de calor antropogênico é estimado a partir do método do inventário de energia proposto por Sailor & Lu (2004). Para tanto são utilizados os valores horários e

mensais do consumo de eletricidade e os valores mensais da venda de combustíveis pelas companhias distribuidoras que operaram na cidade de São Paulo durante o ano de 2004.

O método do inventário de energia empregado neste trabalho consiste em estimar:

- O fluxo de energia liberada pela frota de veículos em movimento na cidade de São Paulo, considerando a variação diurna do número de veículos em movimento, a distância média percorrida, o consumo de combustível e a energia liberada pela combustão de gasolina, álcool hidratado e óleo diesel. Alternativamente, e com o intuito de validar a estimativa acima, o fluxo de energia liberado pela frota de veículos em movimento na cidade de São Paulo será estimado considerando somente o consumo mensal de combustível (gasolina, álcool hidratado e óleo diesel) vendido na cidade de São Paulo;
- O fluxo de energia liberada pelo consumo de eletricidade e combustível (gás natural, GLP e óleo combustível) pelas fontes estacionárias (associada às atividades nas indústrias, estabelecimentos comerciais e residências) na cidade de São Paulo;
- O fluxo de energia liberada pelo metabolismo da população da cidade de São Paulo.

Considerando as contribuições descritas acima o fluxo de calor antropogênico na cidade de São Paulo pode ser representado por meio de três componentes:

$$Q_F = Q_{FV} + Q_{FS} + Q_{FM} \quad (4.1)$$

Onde,  $Q_{FV}$ ,  $Q_{FS}$  e  $Q_{FM}$  indicam o fluxo de calor antropogênico liberado pelas fontes veiculares (queima de combustível), fontes estacionárias (consumo de eletricidade e combustível por residências, indústrias e estabelecimentos comerciais) e metabolismo (humano e animal), respectivamente.

#### 4.1.1. Fluxo de calor antropogênico liberado pelas fontes veiculares ( $Q_{FV}$ )

A variação diurna do fluxo de calor antropogênico liberado pelas fontes veiculares ( $Q_{FV}$ ) pode ser avaliada utilizando a expressão proposta por Sailor & Lu (2004):

$$Q_{FV} = pcDVD F_t EV_T \rho_{pop} \quad (4.2)$$

Onde,  $pcDVD$  é a distância média percorrida pelos veículos por pessoa por dia,  $F_t$  é a fração do tráfego,  $EV_T$  é a energia total liberada por meio da queima de combustíveis pelos veículos e pela distância percorrida, e  $\rho_{pop}$  é a densidade da população.

Para estimar a energia total liberada pela frota de veículos de uma cidade ( $EV_T$ ) é necessário compor a energia liberada pela queima de combustível pelos veículos para cada tipo de combustível (gasolina, álcool hidratado e óleo diesel) ( $EV_{Comb}$ ), considerando a fração de veículos que utiliza gasolina, álcool hidratado ou óleo diesel ( $a_{Comb}$ ), como indicado abaixo:

$$EV_T = \sum_{Comb} a_{Comb} EV_{Comb} \quad (4.3)$$

A energia liberada pelos veículos em função da distância percorrida e do tipo de combustível utilizado ( $EV_{Comb}$ ) é estimada por:

$$EV_{Comb} = \frac{NHC_{Comb} \rho_{Comb}}{FE} \quad (4.4)$$

Onde,  $NHC_{Comb}$  é o calor líquido liberado pela queima do combustível,  $\rho_{Comb}$  é a densidade do combustível e  $FE$  é a economia de combustível.

Em geral, a população de uma cidade mostra oscilações diurnas importantes provocadas pelos movimentos pendulares, onde uma fração das populações das cidades vizinhas se desloca em direção à cidade núcleo durante o dia, retornando às cidades de origem no período noturno.

De acordo com Fulton (1984), a variação diurna da densidade da população ( $\rho_{pop}$ ) pode ser estimada em termos de:

$$\rho_{pop} = \frac{NWRP + WP}{A} \quad (4.5)$$

Onde,  $NWRP$  é o número de pessoas residentes,  $WP$  é o número de pessoas que não residem na cidade núcleo, isto é, são as pessoas que residem fora do núcleo urbano e trabalham ou estudam na cidade núcleo e  $A$  é a área urbanizada da cidade núcleo.

Existem dois caminhos distintos para obter os valores mensais de  $Q_{FV}$ . Integrando-se a variação diurna de  $Q_{FV}$ , dada pela expressão (4.2), multiplicada pelo número de dias em cada mês ( $n_D$ ). Utilizando-se a seguinte expressão:

$$Q_{FV} = \frac{\sum_{Comb} NHC_{Comb} \rho_{Comb} C_{Comb}}{A} \quad (4.6)$$

Onde,  $C_{Comb}$  é o consumo mensal de combustível (gasolina, álcool hidratado e óleo diesel) das fontes veiculares.

#### **4.1.2. Fluxo de calor antropogênico liberado pelas fontes estacionárias ( $Q_{FS}$ )**

O fluxo de calor antropogênico produzido pelas fontes estacionárias ( $Q_{FS}$ ) é estimado por meio da informação sobre o consumo de eletricidade e de outras fontes de energia produzidas

pela queima de combustíveis (gás natural, GLP e óleo combustível) utilizando a seguinte expressão:

$$Q_{FS} = Q_{FSE} + Q_{FSF} \quad (4.7)$$

Onde,  $Q_{FSE}$  e  $Q_{FSF}$  são os fluxos de energia antropogênica liberados a partir do consumo de eletricidade e combustível por fontes estacionárias, respectivamente. Estas fontes de energia estão localizadas em residências, estabelecimentos comerciais e indústrias.

#### **4.1.2.1. Consumo de eletricidade ( $Q_{FSE}$ )**

A variação diurna do fluxo de calor antropogênico liberado a partir do consumo de eletricidade pelas fontes estacionárias ( $Q_{FSE}$ ) pode ser estimada por meio da expressão proposta por Sailor & Lu (2004):

$$Q_{FSE} = E_{DPC} \cdot f \quad (4.8)$$

Onde,  $E_{DPC}$  é o fluxo de energia liberado do consumo diário de eletricidade pelas fontes estacionárias e  $f$  é a fração horária do consumo diário de eletricidade pelas fontes estacionárias.

De acordo com Sailor & Lu (2004), o fluxo de energia liberado a partir do consumo diário de eletricidade pelas fontes estacionárias ( $E_{DPC}$ ), pode ser estimado utilizando:

$$E_{DPC} = \frac{NHC_{Electr} \cdot C_{Electr}}{n_D \cdot A} \quad (4.9)$$

Onde  $NHC_{Electr}$  é o calor líquido liberado devido ao consumo de eletricidade e  $C_{Electr}$  é o consumo mensal de eletricidade pelas fontes estacionárias.



Os valores mensais de  $Q_{FSE}$  podem ser estimados por meio da integração da variação diurna de  $Q_{FSE}$  dado pela expressão (4.8), multiplicada pelo número de dias do mês. Numericamente são iguais ao  $E_{DPC}$  dado pela expressão (4.9), porque o consumo diário de eletricidade é constante e a integral de  $f$  durante o período de 24 horas é igual a 1.

#### 4.1.2.2. Consumo de combustível ( $Q_{FSF}$ )

Por analogia, a variação diurna do fluxo de energia liberado por meio do consumo de combustíveis fósseis pelas fontes estacionárias ( $Q_{FSE}$ ) pode ser estimada a partir do fluxo de energia liberado no consumo diário de combustíveis pelas fontes estacionárias:

$$Q_{FSF} = F_{DPC} \cdot g \quad (4.10)$$

Onde,  $F_{DPC}$  é o fluxo de energia liberado no consumo diário de combustíveis pelas fontes estacionárias e  $g$  é a fração horária do consumo diário de combustíveis pelas fontes estacionárias.

O fluxo de energia liberado no consumo diário para cada tipo de combustível pelas fontes estacionárias ( $F_{DPC}$ ) pode ser estimado utilizando:

$$F_{DPC} = \frac{\sum_{Comb} NHC_{Comb} \rho_{Comb} C_{Comb}}{n_D \cdot A} \quad (4.11)$$

Onde,  $NHC_{Comb}$  é o calor líquido liberado do consumo de combustíveis pelas fontes estacionárias,  $C_{Comb}$  é o consumo mensal de combustíveis e  $n_D$  é o número de dias no mês.

Similarmente, os valores mensais de  $Q_{FSF}$  podem ser estimados por meio da integração da variação diurna de  $Q_{FSF}$  dada pela expressão (4.10), multiplicada pelo número de dias do mês. Numericamente, são iguais ao  $F_{DPC}$  dados pela expressão (4.11) porque o consumo diário de

combustíveis pelas fontes estacionárias é constante e a integral de  $g$  durante o período de 24 horas é igual a 1.

#### **4.1.3. Fluxo de calor antropogênico liberado pelo metabolismo humano ( $Q_{FM}$ )**

A variação diurna do fluxo de calor antropogênico associado ao metabolismo humano ( $Q_{FM}$ ) é estimada por meio de:

$$Q_{FM} = M \rho_{pop} \quad (4.12)$$

Onde,  $M$  é a razão da produção metabólica de energia por pessoa (OKE, 1988; GRIMMOND, 1992; SAILOR & LU, 2004).

Os valores mensais de  $Q_{FM}$  são estimados pela integral da variação diurna dada pela expressão (4.12) multiplicada pelo número de dias no mês.

## **4.2. Variação diurna do fluxo de calor antropogênico na cidade de São Paulo**

### **4.2.1. Distância média percorrida pelos veículos ( $pcDVD$ )**

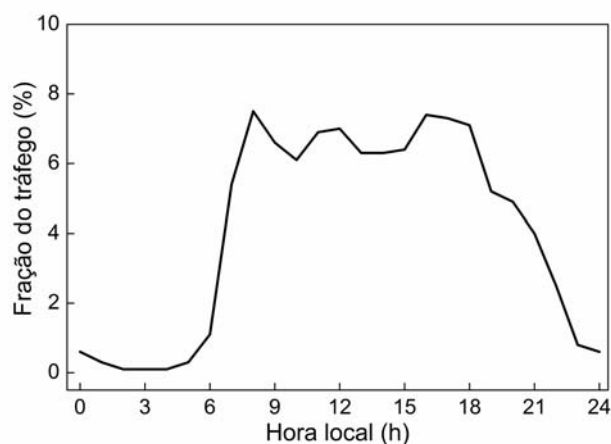
De acordo com Lents *et al.* (2004) a distância média percorrida por veículo na cidade de São Paulo durante o ano de 2004 é aproximadamente 17.000 km e diariamente um veículo percorre em média 46,6 km e a distância média percorrida por veículo por pessoa por dia ( $pcDVD$ ) é  $13.619 \text{ m pessoa}^{-1} \text{ dia}^{-1}$ .

Nas estimativas para a cidade de São Paulo foi considerado que o número de veículos é igual a 3.074.633 e o número estimado de habitantes é de 10.520.307. Deve ser enfatizado que a frota de veículos (3.074.633) que está em movimento diariamente na cidade de São Paulo

corresponde a 53% do número total de veículos registrados (5.801.194) em 2004, conforme informações da CET (ROSON, 2008).

#### **4.2.2. Fração do tráfego ( $F_t$ )**

A fração do tráfego ( $F_t$ ) é a razão entre o número total de veículos em movimento para um determinado horário e o número total de veículos em movimento durante o dia. A fração do tráfego é estimada considerando o número total de veículos a cada hora do dia em movimento nas principais ruas e avenidas na cidade de São Paulo. A Fig. 4.1 indica a variação diurna de  $F_t$  baseado em estimativas coletadas por Lents *et al.* (2004) na cidade de São Paulo no ano de 2004. Lens *et al.* (2004) contou o número de veículos em movimento nas principais ruas e avenidas das regiões mais representativas da cidade de São Paulo com o objetivo de fazer o inventário das emissões de CO<sub>2</sub>. Neste trabalho será utilizado  $F_t$  observado em 2004 por Lents *et al.* (2004).



**Figura 4.1.** Variação diurna dos valores horários da fração do tráfego de veículos em movimento na região urbana da cidade de São Paulo.

#### 4.2.3. A energia liberada pela distância percorrida por tipo de combustível ( $EV_{Comb}$ )

Os valores de  $NHC_{Comb}$ ,  $\rho_{Comb}$  e  $FE$  utilizados para estimar a energia liberada pelos veículos em função da distância percorrida e por tipo de combustível utilizado ( $EV_{Comb}$ ) na cidade de São Paulo são indicados na Tabela 4.1. A economia média de combustível corresponde aos valores médios do consumo de combustíveis pelos veículos que utilizam gasolina, álcool e óleo diesel. As estimativas na Tabela 4.1 indicam que na cidade de São Paulo a maior contribuição de  $EV_{Comb}$  é pelo uso de óleo diesel ( $18.126 \text{ J m}^{-1}$ ) em caminhões e ônibus e o menor valor de  $EV_{Comb}$  é pelo uso de gasolina pelas motocicletas ( $1.302 \text{ J m}^{-1}$ ). A contribuição das motocicletas relativa à energia liberada pela queima de combustível pelos veículos é particularmente relevante porque a cidade de São Paulo tem uma frota de 349.256 motocicletas em movimento diariamente, correspondendo a 53% de 503.937 motocicletas registradas em 2004 (DETRAN, 2005).

**Tabela 4.1** - Parâmetros ( $a_{Comb}$ ,  $NHC_{Comb}$ ,  $\rho_{Comb}$ ,  $FE$  e  $EV_{Comb}$ ) utilizados para estimar a energia liberada pelas fontes veiculares na cidade de São Paulo.

Combustível	$a_{Comb}^S$ (%)	$NHC_{Comb}^{\&}$ (MJ kg <sup>-1</sup> )	$\rho_{Comb}^{\#}$ (kg m <sup>-3</sup> )	$FE^S$ (m l <sup>-1</sup> )	$EV_{Comb}^+$ (J m <sup>-1</sup> )
Gasolina <sup>#</sup>	68,8	44,1	738	12.000	2.712
Gasolina <sup>#</sup> (motocicletas)	10,0	44,1	738	25.000	1.302
Álcool hidratado	15,4	24,9	809	8.000	2.518
Óleo diesel	5,8	42,6	851	2.000	18.126

<sup>S</sup> CETESB (2008); <sup>&</sup>, <sup>@</sup> (SSE, 2008); <sup>#</sup> A gasolina vendida no Brasil contém em média 25% de álcool anidro (SSE, 2008); <sup>+</sup> DETRAN (2008).

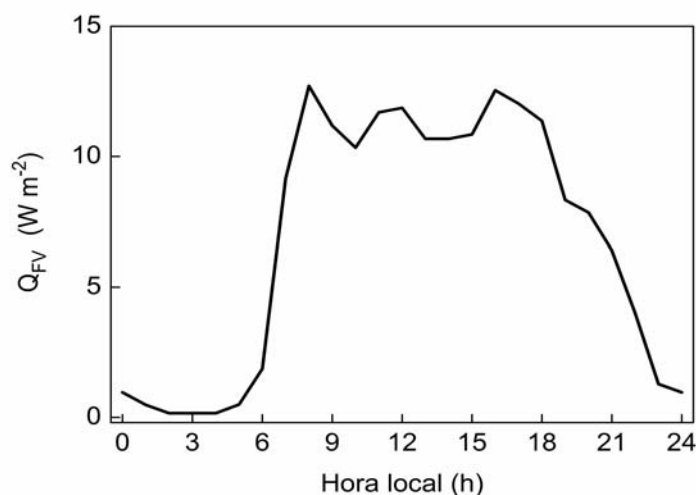
#### **4.2.4. Densidade da população**

As informações disponíveis em relação ao número de pessoas que visitam a cidade de São Paulo diariamente são baseadas nas análises do censo demográfico do ano 2000 por Aranha (2005) e Ântico (2005). De acordo com estes autores, a cidade de São Paulo é o principal destino das pessoas na RMSP, recebendo entre 590 e 612 mil pessoas diariamente de regiões fora da cidade de São Paulo, principalmente das 38 cidades que formam a RMSP. Diante disso, será assumido neste estudo que em média 601 mil pessoas visitaram a cidade diariamente em 2000. No entanto, considera-se que o movimento diário da população para trabalhar ou estudar na cidade de São Paulo durante o ano de 2004 acompanhou o crescimento estimado da população na cidade de São Paulo, correspondendo a 2,24% entre 2000 e 2004. Portanto, o deslocamento diário da população na cidade de São Paulo em 2004 foi de 615 mil pessoas.

A variação diurna da população em 2004 em São Paulo é caracterizada por uma densidade populacional igual a 0,0123 pessoas  $m^{-2}$  durante a noite (antes de 5 HL e após 19 HL), e 0,0130 pessoas  $m^{-2}$  durante o dia (entre 7 HL e 17 HL). A densidade da população durante os períodos de transição noite-dia e dia-noite são considerados iguais a 0,0127 pessoas  $m^{-2}$ . Estes valores foram obtidos considerando  $NWRP$  igual a 10.520.307 (IBGE, 2005),  $WP$  igual a 615 mil pessoas e a superfície urbanizada de 854  $km^2$  na expressão (4.5). Deve ser destacado que a variação diurna da população utilizada para estimar a variação diurna de  $Q_{FM}$ , expressão (4.12), não apresenta alterações durante os meses do ano e varia somente de um ano para o outro. Portanto, a variação diurna de  $Q_{FM}$  é baseada em valores horários anuais destas variáveis.

#### 4.2.5. Variação diurna dos valores horários de $Q_{FV}$

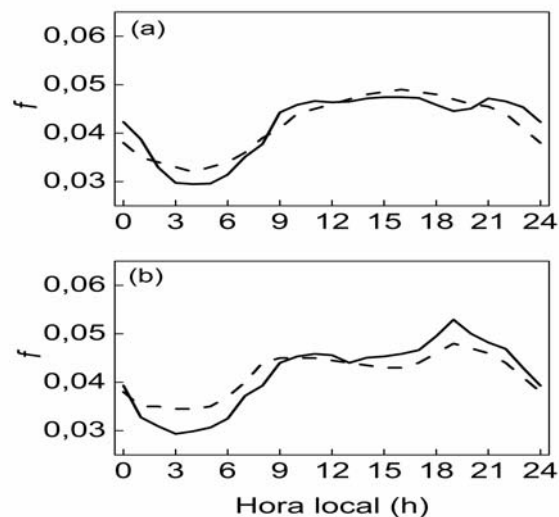
Considerando as expressões (4.2)-(4.5), a variação diurna dos valores horários do fluxo de calor antropogênico liberado pelas fontes veiculares é avaliada para o ano de 2004. Neste caso, a variação diurna na densidade da população e  $pcDVD$  não apresentam alterações durante os meses do ano. Estes parâmetros variam somente de um ano para o outro. Isto é, a variação diurna de  $Q_{FV}$  é baseada em valores horários anuais destas variáveis. A variação diurna de  $Q_{FV}$  na cidade de São Paulo apresenta três máximos (Fig. 4.2). Dois correspondem aos períodos quando o tráfego de veículos é mais intenso (início da manhã e da noite). E um terceiro máximo que ocorre entre 10 HL e 12 HL, após o período de restrição do tráfego (horário de rodízio) baseado no número da placa dos veículos. Durante o período de restrição (7-10 HL e 17-20 HL) 20% dos veículos não podem circular na região central da cidade de São Paulo. Este comportamento não foi observado na variação diurna do fluxo de calor antropogênico em outras grandes cidades (SAILOR & LU, 2004; PIGEON *et al.*, 2007).



**Figura 4.2.** Variação diurna do fluxo de calor antropogênico associado às fontes veiculares ( $Q_{FV}$ ).

#### 4.2.6. Fração horária do consumo diário de eletricidade ( $f$ )

A fração horária do consumo diário de eletricidade para a cidade de São Paulo foi estimada utilizando a variação diurna do consumo de eletricidade no Estado de São Paulo (ONSE, 2005). Considerações semelhantes foram feitas por Sailor & Lu (2004) para estimar a fração horária do consumo diário em várias cidades nos EUA. A variação diurna da fração horária do consumo de eletricidade na cidade de São Paulo ( $f$ ) é indicada na Fig. 4.3, para o verão e inverno. Para efeito de comparação também foi traçada a fração horária do consumo de eletricidade para as cidades dos EUA propostas por Sailor & Lu (2004). Curiosamente, a fração horária do consumo de eletricidade adotada para a cidade de São Paulo é similar ao utilizado como referência para as cidades dos EUA. Aparentemente, o padrão de consumo de eletricidade no Estado de São Paulo é similar aos dos EUA.



**Figura 4.3.** Variação diurna da fração horária do consumo de eletricidade  $f$  para (a) fevereiro e (b) agosto no Estado de São Paulo (linha contínua). O consumo diário de eletricidade no USA (linha tracejada) é indicado como referência.

#### **4.2.7. Fração horária do consumo diário de combustíveis pelas fontes estacionárias ( $g$ )**

Diferentemente do consumo de eletricidade, os valores horários do consumo de combustível pelas fontes estacionárias ( $g$ ) não estão disponíveis em 2004, portanto, na expressão (4.10) a fração horária é obtida assumindo que o consumo diário é igualmente distribuído para todo o período de 24 horas. Assim,  $g$  é igual a 0,0417 para a cidade de São Paulo.

#### **4.2.8. Variação diurna dos valores horários de $Q_{FS}$**

A variação diurna de  $Q_{FS}$  para a cidade de São Paulo em fevereiro e agosto é indicada na Fig. 4.4. Em fevereiro  $Q_{FS}$  varia de  $3,82 \text{ Wm}^{-2}$  (4 HL) a  $5,09 \text{ Wm}^{-2}$  (16 HL) (Fig. 4.4a). No mês de agosto  $Q_{FS}$  varia de  $4,13 \text{ Wm}^{-2}$  (3 HL) a  $5,80 \text{ Wm}^{-2}$  (19 HL) (Fig. 4.4b). Comparativamente, a amplitude do ciclo diurno ( $1,27 \text{ Wm}^{-2}$ ) em fevereiro é levemente menor em relação a agosto ( $1,67 \text{ Wm}^{-2}$ ). Esta pequena variação sazonal é devida exclusivamente à variação da energia liberada pelo consumo eletricidade e combustíveis pelas fontes estacionárias na cidade de São Paulo.

#### **4.2.9. Variação diurna dos valores horários de $Q_{FM}$**

A variação diurna de  $Q_{FM}$  na cidade de São Paulo é estimada utilizando a expressão (4.12), onde a densidade da população ( $\rho_{pop}$ ) é determinada pela expressão (4.5) e a taxa de energia liberada pela atividade metabólica ( $M$ ) é igual a 75 W no período de menor atividade (23 HL as 5 HL) e 115 W para o período de maior atividade (7 as 21 HL). Esta taxa de energia gerada pela atividade metabólica foi proposta por Oke (1988). Nos períodos de transição, de 5 HL a 7 HL e de 21 HL a 23 HL, a taxa de liberação de energia metabólica é estimada interpolando-se linearmente os valores de maior (115 W) e menor atividade (75 W) e vice-versa.

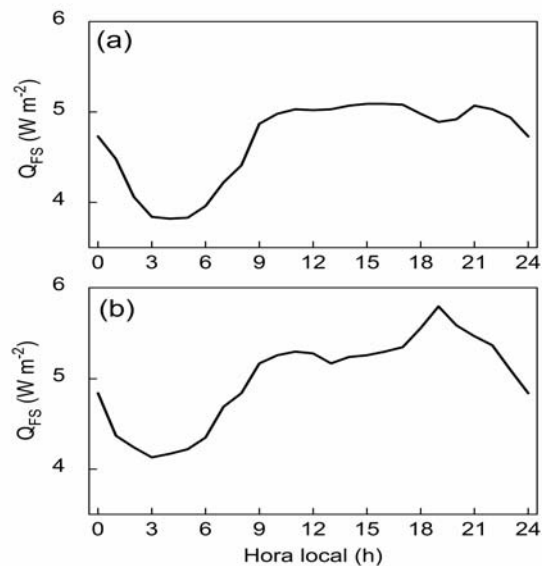


A energia liberada pelo metabolismo animal não foi considerada neste trabalho porque não existem informações sobre as espécies e o número de animais na cidade de São Paulo.

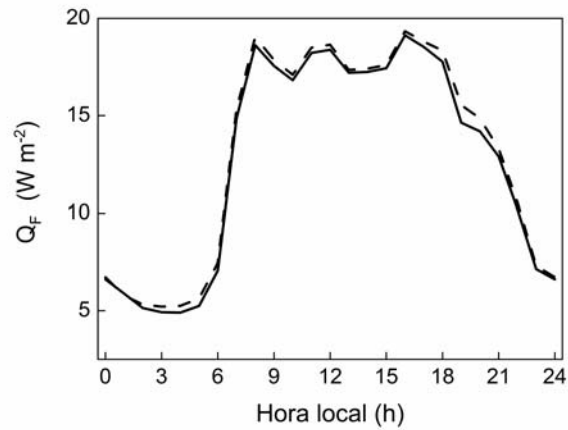
#### 4.2.10. Variação diurna dos valores horários de $Q_F$

A Fig. 4.5 mostra a variação diurna dos valores horários do fluxo de calor antropogênico em fevereiro e agosto, considerando as contribuições das fontes veiculares (Fig. 4.2), estacionárias (Fig. 4.4) e do metabolismo humano ( $Q_{FM}$ ).

A variação sazonal dos valores horários de  $Q_F$  indica que os valores em agosto são ligeiramente maiores em relação a fevereiro durante todo o dia. No entanto, a comparação discutida acima reflete somente a variação sazonal de  $Q_{FS}$ , porque a variação sazonal relativa às fontes veiculares ( $Q_{FV}$ ) e metabólicas é considerada constante durante todo ano.



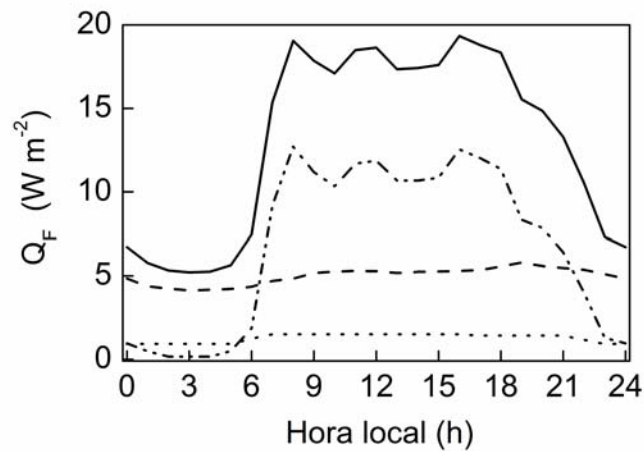
**Figura 4.4.** Variação diurna do fluxo de calor antropogênico associado às fontes estacionárias ( $Q_{FS}$ ) em (a) fevereiro e (b) agosto na cidade de São Paulo.



**Figura 4.5.** Variação diurna do fluxo de calor antropogênico ( $Q_F$ ) para a cidade de São Paulo em fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada).

Na Fig. 4.6, o fluxo de calor antropogênico apresenta três máximos relativos, os maiores ocorrendo no início da manhã ( $\sim 19,1 \text{ Wm}^{-2}$ ) e no final da tarde ( $\sim 19,3 \text{ Wm}^{-2}$ ). E um máximo relativo próximo ao meio dia ( $\sim 18,6 \text{ Wm}^{-2}$ ). Este comportamento reflete o padrão de tráfego de veículos da cidade de São Paulo (Fig. 4.6).

Considerando a integral da variação diurna do fluxo de calor antropogênico, observa-se que a contribuição individual da fonte veicular participa com aproximadamente 53% do total do fluxo de calor antropogênico em São Paulo. A fonte estacionária e a metabólica representam, respectivamente, 38 e 9% do fluxo de calor antropogênico.



**Figura 4.6.** Variação diurna do fluxo de calor antropogênico (linha contínua) associada à fonte veicular (linha tracejada pontilhada), fonte estacionária (linha tracejada), metabolismo humano (linha pontilhada) em agosto na cidade de São Paulo.

#### 4.3. Variação sazonal de $Q_F$ na cidade de São Paulo

A variação sazonal de  $Q_F$  é determinada pelos valores mensais do fluxo de calor antropogênico proveniente das fontes veiculares, estacionárias e metabólicas na cidade de São Paulo indicado na Fig. 4.7.

A fonte veicular é o fator dominante em fevereiro e agosto (Fig. 4.7a), contribuindo com aproximadamente 53% de  $Q_F$ . Este resultado está relacionado ao grande número de veículos (3,1 milhões) em movimento na cidade durante o dia (LENTS *et al.*, 2004; ROSON, 2008). Estes valores concordam com as estimativas para as cidades dos EUA (SAILOR & LU, 2004; SAILOR & HART, 2006). Em grande parte dos trabalhos disponíveis na literatura, a contribuição das fontes veiculares para o total do fluxo de calor antropogênico varia entre 47% e 62% (SAILOR & LU, 2004).

As fontes estacionárias (eletricidade, gás natural, GLP e óleo combustível) contribuem com aproximadamente 38% dos valores diários do fluxo de calor antropogênico (Fig. 4.7a) e permanecem praticamente constantes durante todo o ano. Isto pode indicar que, na cidade de São Paulo, as fontes estacionárias de energia antropogênica não são afetadas pela utilização de eletricidade ou combustível para o aquecimento durante o inverno ou refrigeração durante o verão. De fato, a cidade de São Paulo está localizada numa região de clima subtropical e a maioria das residências e edifícios não necessita de energia para aquecimento durante o inverno.

Nas cidades localizadas em latitudes médias e altas, durante o inverno, a energia utilizada para o aquecimento pode atingir valores maiores do que 40 % do fluxo de calor antropogênico (SAILOR & HART, 2006). Sailor & Lu (2004) observaram durante os meses de inverno, um considerável aumento do consumo de combustível para aquecimento nas cidades da Philadelphia, Salt Lake City e Chicago. Nestas cidades dos EUA as fontes estacionárias contribuem, respectivamente, com 51%, 52% e 57% do valor diário do fluxo de calor antropogênico. Klysik (1996) e Pigeon *et al.* (2007) também observaram um aumento equivalente nas fontes estacionárias do calor antropogênico, durante o inverno, em cidades localizadas na Europa (Toulouse e Łódz). O consumo de eletricidade para iluminação (dentro e fora das edificações) também é maior durante o inverno nas cidades localizadas em latitudes médias e altas, porque o tempo de iluminação noturna aumenta significativamente. No entanto, estes efeitos não são observados em relação ao consumo de eletricidade para a cidade de São Paulo.

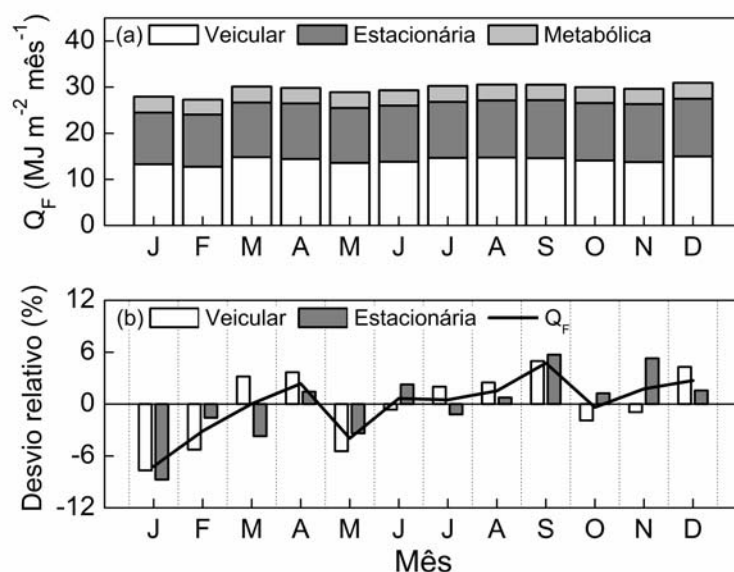
A energia liberada pelas atividades metabólicas na cidade de São Paulo contribui com aproximadamente 9% de  $Q_F$  (Fig. 4.7a). Na maioria dos casos descritos na literatura, a energia liberada pelas atividades metabólicas representa entre 2% e 3% do total do fluxo de calor antropogênico (OKE, 1988; GRIMMOND, 1992; SAILOR & LU, 2004). Observa-se também

que a fração do fluxo de calor antropogênico associada às fontes metabólicas só ultrapassa 5% nas cidades de países de baixo consumo per capita de energia (SAILOR & LU, 2004). A única exceção é a cidade de Tóquio, onde a contribuição relativa das fontes metabólicas varia entre 5% e 10% (ICHINOSE *et al.*, 1999). No caso da cidade de São Paulo, a grande contribuição das fontes metabólicas (9% de  $Q_F$ ) está associada ao grande número de habitantes (mais de 11 milhões) e ao baixo consumo de energia per capita da população (WORLD ENERGY AGENCY, 2006).

A baixa correlação entre a variação sazonal do fluxo de calor antropogênico e o clima na cidade de São Paulo é mais bem visualizada por meio do desvio relativo da média anual das fontes veiculares (coluna branca), estacionárias (coluna cinza) e fluxo de calor antropogênico  $Q_F$  (linha contínua) indicados na Fig. 4.7b. Em geral  $Q_F$ , e suas maiores componentes  $Q_{FV}$  e  $Q_{FS}$ , mostram variações sazonais menores do que 10%.

Durante o período de férias de início do ano (janeiro e fevereiro) se observa que  $Q_F$ ,  $Q_{FV}$  e  $Q_{FS}$  são negativos devido à redução da atividade econômica na cidade de São Paulo. A partir de março, após o período de férias, oscilações dos fluxos de calor antropogênico estão relacionadas, provavelmente, às oscilações da economia local do primeiro semestre de 2004. No entanto, no segundo semestre é observado um pequeno crescimento dos fluxos de calor antropogênico em relação à média anual atingindo o máximo desvio positivo em setembro.

Portanto, os padrões dos fluxos de calor antropogênico observados em 2004 não estão relacionados à variação sazonal do clima local, mas com a atividade econômica. Os resultados mostram que nos períodos de férias no verão (janeiro e fevereiro) e nas férias de inverno (julho) o fluxo de calor antropogênico diminui juntamente com a atividade econômica na cidade de São Paulo.



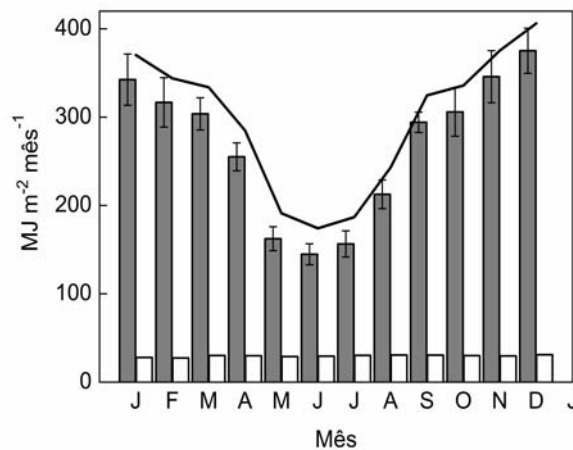
**Figura 4.7.** Variação sazonal do fluxo de calor antropogênico associado a: (a) fonte veicular (coluna branca), fonte estacionária (coluna cinza) e fonte metabólica (coluna cinza claro); (b) O desvio relativo da média anual dos valores diários de  $Q_{FV}$  (coluna branca),  $Q_{FS}$  (coluna cinza) e  $Q_F$  (linha contínua).

#### 4.4. Variação sazonal de $Q_F$ em termos da radiação líquida

A Fig. 4.8 mostra a comparação entre a variação sazonal do fluxo de calor antropogênico obtido por meio do método do inventário e a radiação líquida observada na cidade de São Paulo. A radiação líquida foi observada na cidade de São Paulo durante o ano de 2004 utilizando um radiômetro líquido da Kipp-Zonen (Capítulo 3), os valores diários médios mensais da radiação líquida na superfície são representativos da área urbana da cidade de São Paulo, podendo ser comparados com as estimativas de fluxo de calor antropogênico estimados neste trabalho.

Verifica-se na Fig. 4.8 que, na cidade de São Paulo em 2004, a entrada de energia no dossel urbano ( $Q^* + Q_F$ ) em fevereiro é igual a  $344,0 \text{ MJ m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$  e em agosto é de  $243,2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$ . O fluxo de calor antropogênico contribui com aproximadamente  $27,3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$  em

fevereiro e  $30,56 \text{ MJ m}^{-2} \text{ mês}^{-1}$  em agosto. Em média, os valores mensais do fluxo de calor antropogênico correspondem a 9,0% da radiação líquida na superfície em fevereiro e 14,5% no mês de agosto. Os resultados integrados mostram que o fluxo de calor antropogênico representa, em média, 11,4% da radiação líquida observada na cidade de São Paulo (Fig. 4.8).



**Figura 4.8.** Variação sazonal dos valores médios mensais da radiação líquida na superfície observada no IAG (colunas cinza), fluxo de calor antropogênico estimado pelo método do inventário (colunas branca) e a soma  $Q^* + Q_F$  (linha contínua).

A fração entre o fluxo de calor antropogênico e a radiação líquida na cidade de São Paulo é consistente com os valores estimados para outras cidades localizadas em latitudes médias e altas. Em Łódz, Polônia, Kłysik (1996) observou que o fluxo de calor antropogênico corresponde a 10,4% da radiação líquida durante verão. Taha (1997) concluiu que os valores médios anuais do fluxo de calor antropogênico correspondem a 19,4% da radiação líquida para Los Angeles, EUA.

#### **4.5. Variação sazonal de $Q_F$ em termos da latitude**

Em geral, as cidades localizadas em latitudes médias e altas utilizam mais energia durante o inverno para aquecimento e iluminação, enquanto que nas cidades localizadas em latitudes baixas, como a cidade de São Paulo, o aumento no uso de energia para aquecimento e iluminação durante o inverno não é significativo. A Tabela 4.2 mostra o fluxo de calor antropogênico (máximo diário) durante os meses de verão (fevereiro) e inverno (agosto) na cidade de São Paulo e em outras cidades localizadas em latitudes médias e altas (GRIMMOND, 1992; KŁYSIK, 1996; SAILOR & HART, 2006; PIGEON *et al.*, 2007).

Os desvios relativos, estimados pela diferença inverno-verão normalizados pelo valor do verão, mostram que o fluxo de calor antropogênico para São Paulo, Los Angeles e São Francisco não varia sazonalmente de forma significativa. Para todas estas cidades o desvio relativo é de 3,0%, 4,6% e 15,6% (Tab. 4.2). Em cidades localizadas em latitudes altas como em Łódź, Polônia, o desvio chega a 350%.

A variação climática do fluxo de calor antropogênico pode ser visualizada na Fig. 4.9. Os pontos no diagrama apresentam pequena dispersão, indicando que existe uma relação entre  $Q_F$  e a latitude. A curva interpolada apresenta coeficiente de determinação ( $R^2$ ) igual a 0,95, indicando que a variação sazonal do ciclo diurno de  $Q_F$  aumenta exponencialmente com a latitude.

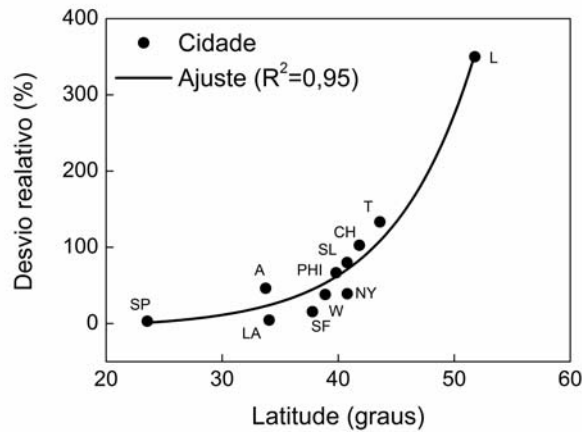


**Tabela 4.2** - Resumo da variação sazonal do fluxo de calor antropogênico relacionado com as características de algumas cidades.

Cidade (Lat; Long; Alt)	População (hab)	Área (km <sup>2</sup> )	Densidade (hab km <sup>-2</sup> )	Número de veículos (milhões)	$Q_F^{MAX}$ (Wm <sup>-2</sup> )		Desvio Relativo <sup>5</sup> (%)
					Verão	Inverno	
<sup>§</sup> São Paulo (SP) (23°33'S; 46°43'W; 792m)	10.886.518	854,0	12.748	6,0	18,6	19,1	3,0
<sup>1</sup> New York (NY) (40°47'N; 73°58'W; 1m)	8.008.278	785,5	10.195	4,4	69,0	96,0	39,1
<sup>1</sup> Chicago (CH) (41°50'N; 87°37'W; 177m)	2.896.016	588,2	4.924	2,6	38,0	77,0	102,6
<sup>1</sup> Washington (W) (38°53'N; 77°02'W; 50m)	572.059	159,0	3.597	1,3	42,0	58,0	38,1
<sup>2</sup> Toulouse (T) (43°36'N; 1°26'E; 166m)	416.474	341,1	1.221	1,2	30,0	70,0	133,3
<sup>1</sup> Atlanta (A) (33°45'N; 84°23'W; 300m)	181.743	282,6	643	0,3	13,0	19,0	46,2
<sup>1</sup> Salt Lake City (SL) (40°46'N; 111°54'W; 1288m)	3.694.820	1215,0	3.041	3,4	5,0	9,0	80,0
<sup>1</sup> Los Angeles (LA) (34°03'N; 118°15'W; 100m)	776.733	121,0	6.419	0,9	22,0	23,0	4,6
<sup>1</sup> San Francisco (SF) (37°47'N; 122°26'W; 16m)	*435.000	118,3	3.677	+	45,0	52,0	15,6
<sup>1</sup> Philadelphia (PHI) (39°57'N; 75°10'W; 12m)	1.517.550	349,9	4.337	1,6	30,0	50,0	66,7
<sup>3</sup> Łódź (L) (51°47'N; 19°28'E; 200m)	**764.168	293,0	2.608	+	12,0	54,0	350,0
<sup>4</sup> Vancouver (V) (49°13'N; 123°06'W; 70m)	*583.267	114,7	5.085	+	-	14,0	-

<sup>+</sup> Dados não disponíveis; <sup>1</sup>Sailor e Hart (2006); <sup>2</sup>Pigeon *et al.* (2007); <sup>3</sup>Klysiak (1996); <sup>4</sup>Grimmond (1992). \*2005; \*\*2006. <sup>§</sup>Valores para o verão correspondem a fevereiro e o inverno a agosto de 2004;

$$^5\text{Desvio relativo} = \left( \frac{Q_F^{MAX} \text{ Inverno} - Q_F^{MAX} \text{ Verão}}{Q_F^{MAX} \text{ Verão}} \right) 100\%$$



**Figura 4.9.** Diagrama de dispersão entre o desvio relativo do fluxo de calor antropogênico normalizado pelo valor do verão de  $Q_F^{MAX}$  para as cidades indicadas na Tabela 4.2. O desvio relativo corresponde a  $Q_F^{MAX}$  no inverno menos  $Q_F^{MAX}$  no verão. A expressão da curva de ajuste para o desvio relativo em função da latitude em graus é:

$$\left( \frac{Q_F^{MAX} \text{ Inverno} - Q_F^{MAX} \text{ Verão}}{Q_F^{MAX} \text{ Verão}} \right) 100\% = 0,23 \exp(Lat/7,15) - 5,73$$

#### 4.6. Sumário

O principal objetivo deste capítulo da tese foi estimar o fluxo de calor antropogênico para a cidade de São Paulo utilizando o método do inventário. Este estudo foi baseado na hipótese de que toda a energia liberada pelas fontes veiculares estacionárias e metabólicas é uniformemente distribuída em toda a superfície urbanizada da cidade de São Paulo (854 km<sup>2</sup>). Baseado nos resultados descritos nas seções anteriores concluiu-se que na cidade de São Paulo:

- A energia liberada pelas fontes veiculares é maior do que as demais fontes antropogênicas, contribuindo com 53 % do fluxo de calor antropogênico;

- As fontes estacionárias e metabólicas contribuem com aproximadamente 38 % e 9 % do fluxo de calor antropogênico, respectivamente;
- Ao contrário do que é observada para cidades localizadas em latitudes médias e altas, a cidade de São Paulo não precisa de grandes quantidades de energia para aquecimento ou iluminação no inverno, portanto, não é observada uma variação sazonal significativa das fontes estacionárias do fluxo de calor antropogênico;
- O fluxo de calor antropogênico corresponde a 9 % da radiação líquida em fevereiro e 14,5 % em agosto. Os valores médios anuais do fluxo de calor antropogênico representam 11,4% da radiação líquida durante o ano de 2004.

Observou-se também que a variação sazonal da amplitude do ciclo diurno do fluxo de calor antropogênico cresce exponencialmente com a latitude, refletindo a demanda de energia para aquecimento em função do clima. Na maioria dos trabalhos disponíveis na literatura as fontes veiculares contribuem entre 47% e 62% do fluxo de calor antropogênico. Na cidade de São Paulo a fração associada às fontes veiculares é igual a 53%. Este valor reflete:

- O número de veículos circulando diariamente (cerca de 3,1 milhões);
- A distância média percorrida pelos veículos (46,6 km por dia).



## **5. Fluxo de calor armazenado na superfície urbana**

O fluxo de calor armazenado na superfície urbana corresponde à energia absorvida ou liberada (por unidade de área e de tempo) devido às trocas de calor sensível (condução e convecção) no interior do dossel urbano, envolvendo os edifícios, a vegetação e o solo. O fluxo de calor armazenado pode ser representado “matematicamente” como o transporte de energia através da superfície horizontal localizada no topo (um pouco acima do nível dos telhados) de um volume de controle que envolve todo o dossel urbano de uma cidade (Fig. 1.3). A parte inferior deste volume se encontra um pouco abaixo do nível inferior da cidade onde o fluxo vertical de calor é zero (OKE, 1988; GRIMMOND & OKE, 1999c).

De acordo com Grimmond & Oke (1999a), com exceção de grandes corpos de água, o fluxo de calor armazenado no dossel urbano é aproximadamente 2 a 6 vezes maior do que um dossel natural, atingindo valores máximos entre  $150 \text{ Wm}^{-2}$  e  $300 \text{ Wm}^{-2}$ . Portanto, para descrever adequadamente as trocas de energia em superfícies urbanas é importante quantificar o fluxo de calor armazenado no dossel urbano (ROBERTS, *et al.*, 1984; GRIMMOND & OKE, 1999a; GRIMMOND & OKE, 1999c; BROWN, 2000).

A capacidade de armazenamento de calor no dossel urbano pode ser caracterizada por meio da admitância térmica. Este parâmetro é diretamente proporcional ao produto da capacidade térmica e condutividade térmica dos elementos que formam o dossel urbano. Fisicamente, a admitância térmica indica a velocidade e a amplitude da resposta térmica da superfície à entrada de energia (OKE, 1982). Assim, o fluxo de calor armazenado no dossel urbano é muito maior do que nas superfícies rurais adjacentes porque, geralmente, os elementos que compõem as superfícies urbanas (telha, concreto, asfalto, etc.) apresentam em média admitância térmica (capacidade e a

condutividade térmica) maior do que os elementos que compõem as superfícies não-urbanas (solo, vegetação rasteira, floresta, etc.) (OKE, 1982; OKE, 1988; ROBERTS, *et al.*, 2006).

A grande complexidade observada no dossel urbano impede estimativas diretas do fluxo de calor armazenado. Portanto, todos os métodos disponíveis para estimar o fluxo de calor armazenado no dossel urbano são indiretos. Na literatura existem basicamente três maneiras para estimar indiretamente o fluxo de calor armazenado no dossel urbano:

- O método do resíduo baseado na equação do balanço de energia na superfície;
- Modelos empíricos baseados nas relações empíricas entre o fluxo de calor armazenado e a radiação líquida na superfície;
- Modelagem numérica baseada na solução numérica da equação do fluxo de calor num elemento de volume que compõe o dossel urbano.

Comparativamente, os modelos empíricos são relativamente mais simples, tendo em vista que necessitam somente da radiação líquida e da fração da cobertura da superfície urbana (ROBERTS, *et al.*, 1984; GRIMMOND & OKE, 1999a). Os outros dois métodos são mais difíceis de serem utilizados porque necessitam de uma quantidade de informações maior e mais complexa do dossel urbano. Por exemplo, o método do resíduo requer o conhecimento prévio das componentes do balanço de energia na superfície. Enquanto que, a modelagem numérica necessita de informações detalhadas da geometria, composição da superfície e do substrato do dossel urbano (OKE *et al.*, 1981; CAMUFFO & BERNARDI, 1982; OKE & CLEUGH, 1987; CHRISTEN & VOGT, 2004; ROBERTS, *et al.*, 2006).

O objetivo deste capítulo da tese é estimar o fluxo de calor armazenado no dossel urbano da cidade de São Paulo. Para tanto, será considerado o modelo objetivo de histerese (OHM)

proposto por Grimmond *et al.* (1991). Este modelo será aplicado utilizando os valores horários médios mensais de radiação líquida na superfície e informações da morfologia da superfície por meio de imagem de satélite e informações sobre o uso do solo urbano da cidade de São Paulo (PMSP, 2009).

### **5.1. Metodologia**

O fluxo de calor armazenado no dossel urbano responde diretamente a variação horária da radiação líquida na superfície em todos os comprimentos de ondas (CHRISTEN & VOGT, 2004; RIZWAN *et al.*, 2008). Assim, para estimar o fluxo de calor armazenado no dossel urbano da cidade de São Paulo será utilizado o método empírico proposto por Grimmond *et al.* (1991) conhecido como modelo objetivo de histerese ou modelo OHM.

O modelo OHM é baseado na relação empírica não linear entre o fluxo de calor armazenado ( $\Delta Q_S$ ) e a radiação líquida ( $Q^*$ ) para os diferentes tipos de superfícies presentes nas regiões urbanas (GRIMMOND *et al.*, 1991; ROBERTS *et al.*, 2006). Estas duas componentes do balanço de energia na superfície estão correlacionadas de modo que os pontos em um gráfico de dispersão descrevem uma trajetória elíptica originada pela histerese da superfície e do substrato urbano (OKE *et al.*, 1981; GRIMMOND *et al.*, 1991; PEARLMUTTER *et al.*, 2005). Este comportamento é observado também em superfícies naturais (CAMUFFO & BERNARDI, 1982), e indica que, em geral, a evolução diurna de  $\Delta Q_S$  está defasada em relação à evolução diurna da  $Q^*$  de até 1 ou 2 horas. Por meio de observações em uma superfície coberta por vegetação Camuffo & Bernardi (1982), identificaram no ciclo diurno o efeito de histerese entre do fluxo de calor armazenado e a radiação líquida. Posteriormente, o efeito da histerese foi incorporado ao

modelo OHM por Oke & Cleugh (1987) e refinado por Grimmond *et al.* (1991) para estimar o calor armazenado no dossel urbano em função da radiação líquida.

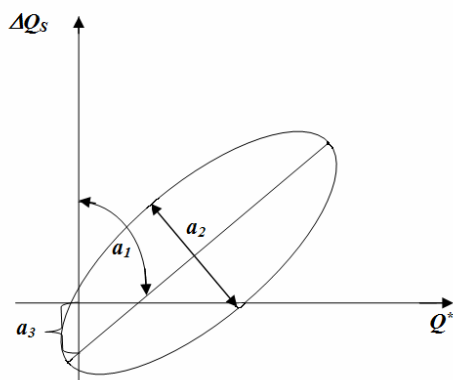
A análise de diferentes tipos de superfícies sugere que o fluxo de calor armazenado no dossel urbano pode ser estimado por meio da seguinte relação:

$$\Delta Q_s = a_1 Q^* + a_2 \left( \frac{dQ^*}{dt} \right) + a_3 \quad (5.1)$$

Onde,  $\Delta Q_s$  é o fluxo de calor armazenado,  $Q^*$  é a radiação líquida na superfície urbana,  $dQ^*/dt$  é a taxa de variação da radiação líquida na superfície,  $a_1$ ,  $a_2$  e  $a_3$  são os coeficientes empíricos associados à resposta térmica da superfície em relação a intensidade do fluxo de energia de entrada.

O coeficiente  $a_1$  indica a intensidade da relação entre o fluxo de calor armazenado ( $\Delta Q_s$ ) e a radiação líquida ( $Q^*$ ) na superfície (a máxima ocorre quando  $a_1 = 1$ ). Em áreas com grande quantidade de vegetação ocorre um pequeno armazenamento de energia e a relação entre o fluxo de calor armazenado e a radiação líquida é pouco intensa, isto é,  $a_1$  apresenta valores próximos de zero. O coeficiente  $a_2$  é responsável pela amplitude da histerese e quando  $a_2$  é igual a zero o fluxo de calor armazenado e a radiação líquida estão em fase. Em áreas extensivamente cobertas com vegetação a amplitude da histerese é próxima de zero e negativa e os pontos nos gráficos de dispersão entre o fluxo de calor armazenado e a radiação líquida descrevem uma trajetória elíptica no sentido anti-horário. O coeficiente  $a_3$  indica o valor de  $\Delta Q_s$  quando a radiação líquida se torna negativa (valores positivos de  $a_3$  indicam que  $\Delta Q_s$  apresenta valores negativos antes da  $Q^*$ ) (CAMUFFO & BERNARDI, 1982; GRIMMOND *et al.*, 1991; TEJEDA-MARTÍNEZ & JÁUREGUI, 2005; ROBERTS *et al.*, 2006).





**Figura 5.1.** Representação esquemática do ciclo diurno fluxo de calor armazenado ( $\Delta Q_s$ ) e em função da radiação líquida ( $Q^*$ ) na superfície. Os coeficientes  $a_1$ ,  $a_2$  e  $a_3$ , são caracterizados geometricamente em termos do modelo de histerese (CAMUFFO & BENARDI, 1982).

Para estimar o fluxo de calor armazenado no dossel da cidade de São Paulo, foi considerado que a superfície da área urbana é composta de quatro tipos de superfície: vegetação; telhado, asfalto/concreto e cânion. Utilizando-se uma imagem de alta resolução espacial do satélite LANDSAT (Fig. 2.1a) determinou-se, por meio de inspeção visual e informações sobre o uso do solo urbano (PMSP, 2009), que a região urbanizada da cidade de São Paulo tem aproximadamente 5% de área vegetada; 25% de telhados, 50% de concreto e asfalto e 20% de cânion. Os valores  $a_1$ ,  $a_2$  e  $a_3$  para cada tipo de superfície e os valores médios para toda a região urbana são indicados na Tabela 5.1. Os valores horários médios mensais do fluxo de calor armazenado na superfície da cidade de São Paulo foram calculados considerando-se a equação 5.1 e os coeficientes da área urbana indicados na Tabela 5.1. Neste trabalho, a taxa de variação da entrada de energia em um instante  $t$  é determinada por meio da discretização de  $dQ^*/dt$  em termos de diferenças finitas como  $(dQ^*/dt)_i = 0,5(Q_{t+1}^* - Q_{t-1}^*)/\Delta t$ , onde,  $Q_{t+1}^*$  e  $Q_{t-1}^*$  indicam os

valores de radiação líquida no instante  $t-1$  e  $t+1$ , respectivamente. A unidade de  $(dQ^*/dt)_i$  é  $\text{W m}^{-2} \text{h}^{-1}$  e os demais parâmetros tem as seguintes unidades:  $a_1$  é adimensional;  $a_2$  é expresso em tempo (horas); e  $a_3$  expresso em fluxo de energia ( $\text{W m}^{-2}$ ).

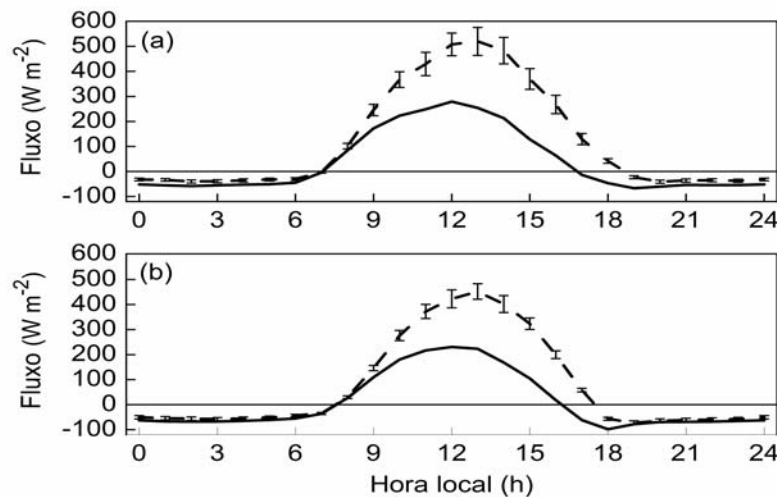
**Tabela 5.1** - Os coeficientes utilizados no modelo OHM para estimar o fluxo de calor armazenado no dossel urbano da cidade de São Paulo.

Tipo de superfície	Fração de cobertura	Fonte dos valores básicos	$a_1$	$a_2$ (h)	$a_3$ ( $\text{W m}^{-2}$ )
Espaço verde	0,05	<sup>1</sup> Valores médios de Fuchs & Hadas (1972); Novak (1981); Doll <i>et al.</i> (1985) e Asaeda & Ca (1993)	0,34	0,41	-33,7
Asfalto/concreto	0,50	<sup>1</sup> Valores médios de Doll <i>et al.</i> , (1985); Asaeda & Ca (1993) e Anandakumar (1999).	0,78	0,45	-43,0
Telhado	0,25	Valores médios de Meyn & Oke (2009).	0,26	0,91	-23,0
Cânion	0,20	Valores médios de Nunez (1974) e Yoshida <i>et al.</i> (1990–91).	0,52	0,03	-34,0
<b>Coeficientes do modelo</b>			<b>0,58</b>	<b>0,48</b>	<b>-35,7</b>
<sup>1</sup> Valores médios para estação úmida e seca. Fonte: Grimmond & Oke, 1999c; Meyn & Oke 2009.					

## 5.2. Variação diurna e sazonal de $\Delta Q_s$

A Figura 5.2 mostra o ciclo diurno dos valores horários médios mensais do fluxo de calor armazenado no dossel urbano (linha contínua) e da radiação líquida na superfície (linha tracejada) da cidade de São Paulo em fevereiro e agosto de 2004. A amplitude do ciclo diurno de  $\Delta Q_s$

apresenta um máximo diurno de  $273 \text{ Wm}^{-2}$  em fevereiro e  $226 \text{ Wm}^{-2}$  em agosto, ambos as 12 HL. Os valores mínimos noturnos de  $\Delta Q_S$  são  $-67 \text{ Wm}^{-2}$  as 19 HL em fevereiro e  $-98 \text{ Wm}^{-2}$  as 18 HL em agosto. O ciclo diurno da  $Q^*$  indica valores máximos diurnos da  $Q^*$  de  $520 \text{ Wm}^{-2}$  em fevereiro e  $452 \text{ Wm}^{-2}$  em agosto, ambos as 13 HL. Os valores mínimos noturnos da  $Q^*$  são  $-41 \text{ Wm}^{-2}$  as 20 HL em fevereiro, e  $-72 \text{ Wm}^{-2}$  em agosto, ambos as 19 HL. A fração entre valores horários médios mensais do fluxo de calor armazenado e da radiação líquida (Fig. 5.2a-b) mostra que  $\Delta Q_S$  corresponde a 31% da  $Q^*$  em fevereiro e 15% em agosto. Além disso, a variação de  $\Delta Q_S$  apresenta um avanço de fase de aproximadamente 1 h em relação a  $Q^*$  em fevereiro e agosto. Estes resultados são observados para outras cidades localizadas em outras latitudes (OKE & CLEUGH, 1987; GRIMMOND *et al.*, 1991; GRIMMOND & OKE, 1999c; ROBERTS *et al.*, 2006).

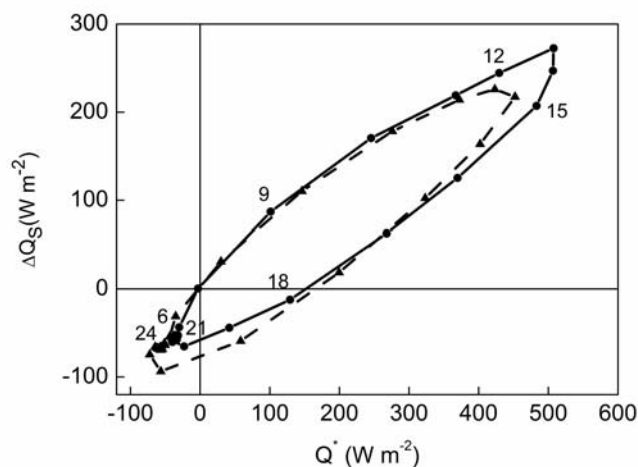


**Figura 5.2.** Variação diurna do fluxo de calor armazenado (linha contínua) nos meses de (a) fevereiro e (b) agosto na cidade de São Paulo durante o ano 2004. A radiação líquida na superfície é indicada por uma linha tracejada e a barra de erros verticais.

A Figura 5.3 mostra que a variação diurna do  $\Delta Q_S$  (normalizada pela  $Q^*$ ) descreve uma trajetória elíptica no sentido horário associado ao efeito da histerese em fevereiro e agosto. Em ambos os meses  $\Delta Q_S$  atinge o valor máximo antes da  $Q^*$ . Este comportamento é observado em outras regiões urbanas e está associado ao ciclo diurno da CLU (OKE & CLEUGH, 1987).

No início do dia ( $Q^* > 0$ ), a camada de inversão próxima à superfície é lentamente erodida pela turbulência de origem mecânica, acrescida da incipiente produção térmica de ECT, formando uma camada de mistura rasa. Esta condição favorece o armazenamento de uma fração grande da radiação líquida disponível na superfície. Por outro lado, no final do dia quando a CLU alcança a máxima extensão vertical, ocorre o efeito contrário. Neste momento, a maior parte da radiação líquida disponível na superfície é transformada em fluxo turbulento de calor sensível, utilizado para aquecer e manter a turbulência na CLU (STULL, 1988; GRIMMOND & OKE, 1999c). Portanto, a taxa de variação do fluxo de calor armazenado estimado pelo modelo OHM é maior no período da manhã em fevereiro e agosto.

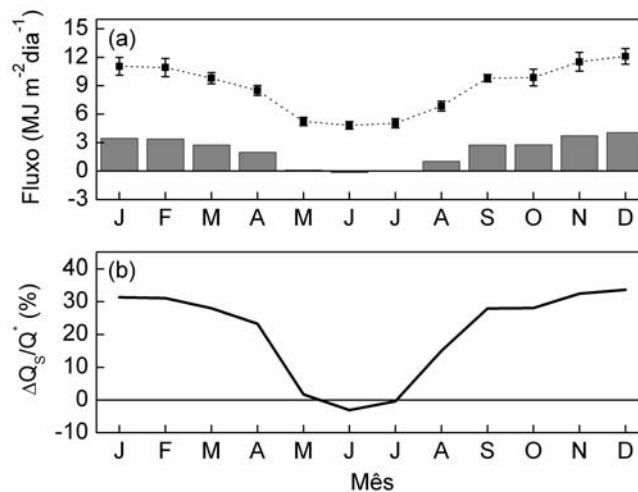
Assim, a histerese observada na Figura 5.3 não está somente associada à velocidade de resposta dada pela superfície à entrada de energia ( $Q^*$ ), mas depende também do processo de conversão desta energia, podendo variar em função da latitude, cobertura de nuvens, características e conteúdo de umidade do solo (CAMUFFO & BENARDI, 1982; OKE & CLEUGH, 1987).



**Figura 5.3.** Diagrama de dispersão entre o fluxo de calor armazenado no dossel urbano e a radiação líquida na superfície da cidade de São Paulo no mês de fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada) de 2004. Os números correspondem à hora local.

A variação sazonal dos valores diários médios mensais de  $\Delta Q_S$  na cidade de São Paulo é apresentada na Figura 5.4. O ciclo sazonal do fluxo de calor armazenado no dossel urbano na cidade de São Paulo, em 2004, mostra o valor diário médio mensal máximo de  $4,07 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em dezembro e um mínimo de  $-0,15 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  no mês de junho, correspondendo a uma diferença, entre o valor máximo e o mínimo próximo de 103%. A variação sazonal de  $\Delta Q_S$  na cidade de São Paulo reflete, em grande parte, o ciclo anual da radiação líquida na superfície (Fig. 5.4). A radiação líquida na superfície de São Paulo também apresenta um valor diário médio mensal máximo em dezembro ( $12,10 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ ) e um mínimo em junho ( $4,83 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ ), correspondendo a uma diferença entre o valor máximo e o mínimo, de aproximadamente 40%. A variação sazonal da razão entre os valores diários médios mensais da radiação líquida e do fluxo de calor armazenado é apresentada na Figura 5.4b. Em termos de valores diários médios mensais, é verificado que  $\Delta Q_S$  remove mais energia no período noturno ( $Q^* < 0$ ) do que é armazenada

durante o dia ( $Q^* > 0$ ) em junho (-3%). A maior saída de energia causa o resfriamento do dossel urbano e pode diminuir a intensidade da ICU. A máxima fração de radiação líquida na superfície ocorre em dezembro (34%). Em termos médios mensais, durante o ano de 2004, o fluxo de calor armazenado no dossel urbano da cidade de São Paulo corresponde a aproximadamente 24% da radiação líquida. Deve ser ressaltado que os valores do fluxo de calor armazenado no mês de setembro diferem um pouco do esperado para esta época do ano (Fig. 5.4). Este comportamento pode estar associado aos baixos índices de precipitação na cidade de São Paulo (Fig. 2.6d). Com a diminuição da nebulosidade e do conteúdo de umidade do solo, existe mais energia disponível para aquecer o dossel urbano.



**Figura 5.4.** Variação sazonal dos valores diários médios (a) do fluxo de calor armazenado no solo (coluna) e da radiação líquida na superfície (linha pontilhada) e (b) a razão entre o fluxo de calor armazenado e a radiação líquida na cidade de São Paulo em 2004. Em (a) as barras verticais indicam o erro padrão.

### **5.3. Sumário**

O principal objetivo deste capítulo da tese foi estimar o fluxo de calor armazenado no dossel urbano da cidade de São Paulo durante o ano de 2004 utilizando o modelo objetivo de histerese. A análise dos valores horários e diários médios mensais do fluxo de calor armazenado no dossel urbano em 2004 indica que:

- Em fevereiro, o valor máximo de  $\Delta Q_S$  é igual a  $273 \text{ Wm}^{-2}$  e ocorrem as 12 HL, o valor mínimo é igual a  $-67 \text{ Wm}^{-2}$  e ocorrem as 19 HL;
- Em agosto, o valor máximo de  $\Delta Q_S$  é igual a  $226 \text{ Wm}^{-2}$  e ocorrem as 12 HL; o valor mínimo é igual a  $-98 \text{ Wm}^{-2}$  e ocorrem as 18 HL;
- O ciclo diurno de  $\Delta Q_S$  apresenta um avanço de fase de aproximadamente 1 hora em relação ao ciclo diurno de radiação líquida em fevereiro e agosto;
- O valor diário médio mensal de  $\Delta Q_S$  apresenta um máximo em dezembro igual a  $4,07 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  e um mínimo em junho de aproximadamente  $-0,15 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ .
- Em junho,  $\Delta Q_S$  remove energia da superfície do dossel urbano da cidade de São Paulo, pois contribui com uma fração de -3 % do valor diário médio mensal de radiação líquida na superfície; Em dezembro  $\Delta Q_S$  corresponde a 34% de  $Q^*$ ;
- Em termos anuais, o valor diário médio mensal do fluxo de calor armazenado em 2004 corresponde a 24% da radiação líquida observada na cidade de São Paulo;

Deve ser ressaltado que o fluxo de calor armazenado no dossel urbano na cidade de São Paulo apresenta variações diurnas e sazonais similares a outras regiões urbanas (OKE & CLEUGH, 1987; GRIMMOD & OKE, 1999c; ROBERTS, *et al.*, 2006).





## **6. Fluxos turbulentos de calor sensível e calor latente**

A variação temporal e espacial dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente permite caracterizar o clima de uma região urbana por meio da identificação dos processos que conduzem a distribuição da radiação líquida e das outras fontes de energia existentes nas regiões urbanas. Além disso, o conhecimento dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente possibilita o desenvolvimento de modelos de balanço de energia nas regiões urbanas (MASSON, 2002, MARTILLI, 2002; PEREIRA DE SOUSA, 2006; MARCIOTTO, 2009, MORAIS, 2010). Por meio da evolução temporal dos fluxos turbulentos de calor sensível é possível determinar também a evolução temporal da CLU e o seu impacto na dispersão de poluentes atmosféricos em regiões urbanas (GRIMMOND & OKE, 2002; HARMAN, 2003; RAUPACH, 2001).

De um modo geral, o fluxo turbulento de calor sensível é responsável pela transferência de calor entre superfície e a atmosfera, afetando diretamente a temperatura e a intensidade da turbulência na CLU. Analogamente, o fluxo turbulento de calor latente representa o transporte de vapor de água entre a superfície e a atmosfera, alterando diretamente a umidade específica na CLU. O fluxo de calor latente indica também quanta energia está sendo utilizada nos processos de evaporação e condensação presentes na superfície (GRIMMOND & OKE, 1995; GRIMMOND & OKE, 1999a; MASSON, 2000; MASSON *et al.*, 2002).

Devido à complexidade do dossel e do substrato urbano os fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente apresentam uma grande variabilidade espacial (ARNFIELD, 2003; FERREIRA *et al.*, 2010; GRIMMOND & OKE, 1999a). Nas regiões urbanas, os fluxos turbulentos de calor sensível e latente podem variar consideravelmente por causa da distribuição espacial e temporal da velocidade do vento, temperatura e umidade do ar no interior do dossel

urbano (NUNEZ & OKE, 1977; GRIMMOND & OKE, 1999c; SEILOR, 2000; MASSON, 2000).

De acordo com Avissar (1996), em superfícies complexas os fluxos turbulentos de calor sensível e latente variam em função da velocidade do vento de maneira não linear. Quando a velocidade do vento é baixa, pequenas mudanças na velocidade podem provocar variações significativas nos fluxos turbulentos. Entretanto, quando a intensidade do vento é moderada ou alta, pequenas variações na velocidade não provocam alterações expressivas nos fluxos turbulentos de calor sensível e latente.

Na maioria das regiões urbanas, o fluxo turbulento de calor sensível tende a ser sistematicamente maior do que o fluxo turbulento de calor latente. Entretanto, quando existe disponibilidade de água na superfície, a radiação líquida disponível é preferencialmente utilizada na forma de fluxo turbulento de calor latente (AVISSAR, 1996). Sob tais condições, um aumento na velocidade do vento tende a aumentar proporcionalmente mais o fluxo turbulento de calor latente do que o fluxo turbulento de calor sensível (AVISSAR, 1996; KIMURA & KUWAGATA, 1995). Isto ocorre porque um aumento no fluxo turbulento de calor latente provoca uma redução da temperatura do ar na superfície (AVISSAR, 1996).

Nas cidades densamente povoadas, a presença de vegetação reduz o fluxo turbulento de calor sensível, reduzindo os gradientes horizontais de temperatura do ar entre a região urbana e rural, e conseqüentemente a intensidade das circulações de mesoescala induzidas termicamente (AVISSAR, 1996; OKE, 1988). Assim, a presença de vegetação em regiões urbanas pode também alterar a intensidade e a direção do escoamento na CLU.

Schmid *et al.*, (1991), num experimento de pequena escala ( $10^2 - 10^3$  m) em Vancouver, Canadá, observaram que o fluxo turbulento de calor sensível varia em função da posição dos

sensores, da rugosidade da superfície e da estabilidade térmica da atmosfera. Neste estudo verificou-se que a variação espacial do fluxo turbulento de calor sensível é cerca de quatro vezes maior do que a radiação líquida.

Anandakumar (1999) observou durante o verão que o fluxo turbulento de calor sensível na cidade de Viena, Áustria, aumenta mais lentamente do que a radiação líquida, atingindo o valor máximo diurno entre 13 e 14 HL, logo após a radiação líquida atingir a valor máximo. Além disso, quando a defasagem entre o fluxo turbulento de calor sensível e a radiação líquida é máxima observa-se que a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura da superfície atinge o valor máximo.

Camuffo & Benardi (1982) observaram que o fluxo turbulento de calor latente pode apresentar tanto um avanço quanto um atraso de fase em relação à radiação líquida, devido à presença ou não de umidade na superfície. Em superfícies úmidas os pontos descrevem a trajetória no sentido horário e para uma superfície seca os pontos descrevem a trajetória no sentido anti-horário.

Com base na revisão acima, verifica-se que o comportamento dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente em regiões urbanas é bastante complexo, apresentando uma grande variabilidade espacial. Conseqüentemente, estimativas dos fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente em regiões urbanas devem ser realizadas com bastante cuidado para avaliar corretamente o impacto de uma cidade no clima local.

O objetivo deste capítulo da tese é estimar os fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente na superfície da região urbana da cidade de São Paulo para o ano de 2004. Para tanto será utilizado o método aerodinâmico desenvolvido por Hatfield *et al.* (1983). Este método consiste em expressar os fluxos verticais turbulentos de calor sensível e latente em função das

diferenças da temperatura do ar e umidade específica em dois níveis, representativos da superfície e da camada limite superficial, respectivamente. Os valores horários médios mensais da temperatura e umidade específica da superfície e do ar estão baseados nos valores considerados como representativos para a cidade de São Paulo (Capítulo 2).

Além disso, foram realizadas também estimativas do comprimento de rugosidade aerodinâmica, deslocamento do plano zero e altura média das edificações utilizando-se como referência imagem do satélite LANDSAT e informações sobre o uso do solo urbano da cidade de São Paulo (PMSP, 2009).

## **6.1. Metodologia**

Estimativas diretas dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente, por meio do método da covariância, usando as flutuações estatísticas da temperatura, velocidade e umidade obtidas com sensores de baixa inércia (anemômetros sônico, anemômetros de fio quente, termopares de fio fino, higrômetros de criptônio, higrômetros Lyman-Alfa, etc) não é comum em estações climatológicas. Uma forma alternativa de estimar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente, que será utilizada neste trabalho, é por meio de métodos indiretos que empregam equações empíricas para estimar os fluxos a partir do conjunto de dados comuns na rotina das observações nas estações climatológicas (temperatura do ar, temperatura da superfície, velocidade do vento e umidade relativa) (OKE 1988; GRIMMOND, 1992; VOOGT & GRIMMOND, 2000; GRIMMOND & OKE, 2002).

Os métodos indiretos baseiam-se no fato experimental de que, na camada limite superficial, os fluxos verticais turbulentos (calor sensível, latente, momento) estão correlacionados com os perfis verticais das quantidades médias (temperatura potencial, umidade

específica e velocidade do vento), conforme previsto pela Teoria da Similaridade de Monin-Obukhov e da Convecção Livre (BUSINGER *et al.*, 1971; BERKOWICZ & PRAHM, 1982).

Entre os métodos indiretos, que exploram as relações fluxo-gradiente observadas na CLS, será utilizado neste trabalho o método aerodinâmico bulk. Além da simplicidade, este método tem sido intensivamente empregado para estimar fluxos turbulentos nos mais diversos tipos de superfícies naturais com bastante sucesso (THOM, 1975; VERMA *et al.*, 1976; HATFIELD *et al.*, 1983; GRACHEV & FAIRALL, 1997). Em função disso, o método aerodinâmico bulk está sendo gradativamente adaptado para estimar fluxos turbulentos em regiões urbanas (MASSON, 2000, MARTILLI, 2002; MORAIS 2010; MARCIOTTO *et al.*, 2010).

Em termos gerais, o método aerodinâmico bulk está baseado no fato experimental de que o fluxo de qualquer propriedade através de uma interface pode ser expresso por  $F_x = C_x(X_{topo} - X_{base})$ , onde  $C_x$  é um coeficiente de transporte da propriedade,  $X_{topo}$  e  $X_{base}$  representam a variação da propriedade através da interface. Em termos dimensionais, o coeficiente de transporte  $C_x$  representa a velocidade com que a propriedade é transportada através da interface. Experimentalmente,  $F_x$  pode ser utilizado para estimar fluxos moleculares e turbulentos de qualquer propriedade através de uma interface.

Conforme observado por Monteith (1965) existe uma analogia entre a expressão que relaciona o fluxo da propriedade através de uma interface e a Lei de Ohm. Em função desta analogia, o coeficiente de transporte ( $C_x$ ) é também interpretado como o inverso da resistência aerodinâmica ( $r_a$ ) ao transporte da propriedade ao longo da interface (BERKOWICZ & PRAHM, 1982).

Assim, o fluxo vertical turbulento de calor sensível sobre a região urbana pode ser estimado por meio da seguinte expressão:

$$Q_H = \rho c_p [T_{sup} - T_{Ar}] / r_h \quad (6.1)$$

Onde,  $r_h$  é a resistência aerodinâmica ao transporte turbulento de calor sensível estimada a partir da temperatura da superfície (“screen temperature”) e da temperatura do ar no nível de referência,  $\rho$  é a densidade do ar ( $1,15 \text{ kg m}^{-3}$ ) e  $c_p$  o calor específico à pressão constante ( $1004 \text{ J K}^{-1} \text{ kg}^{-1}$ ).

A resistência aerodinâmica é o parâmetro mais difícil de ser estimado na expressão (6.1). Existem várias propostas de parametrizações da resistência aerodinâmica para transferência de calor sensível (MONTEITH, 1973; THOM, 1975; VERMA *et al.*, 1976; HATFIELD *et al.*, 1983; LIU *et al.*, 2007; YANG *et al.*, 2008). Neste estudo a resistência aerodinâmica será determinada a partir da relação empírica proposta por Hatfield *et al.* (1983). Esta relação é mais simples do que as baseadas na teoria da similaridade de Monin-Obukhov (THOM, 1975; YANG *et al.*, 2001).

De acordo com Hatfield *et al.* (1983), a resistência aerodinâmica pode ser calculada por meio da seguinte expressão:

$$r_h = \frac{1}{k^2 u} \left[ \ln \frac{(z-d)}{z_{0m}} \right]^2 (1 + 5R_{iB}) \quad (6.2)$$

Onde,  $k$  é a constante de Von Karman,  $z$  é a altura de referência,  $d$  é o deslocamento do plano zero, aproximadamente igual a  $2/3h$  ( $h$  é a altura média das edificações),  $z_{0m}$  é a altura da rugosidade aerodinâmica da superfície,  $z_{0h}$  é a altura de rugosidade térmica da superfície,  $u$  é a velocidade média do vento no nível de referência e  $R_{iB}$  é o número de Richardson bulk, que incorpora o efeito da estabilidade atmosférica.

O número de Richardson bulk é estimado da seguinte forma:

$$R_{tB} = \frac{g}{T_{Ar}} \frac{[T_{Sup} - T_{Ar}](z - d)}{u^2} \quad (6.3)$$

Onde  $z$  é a altura de referência onde o fluxo está sendo estimado,  $T_{Ar}$  e  $T_{Sup}$  são as temperaturas do ar no nível de referência e a temperatura da superfície, respectivamente.

Várias estimativas da resistência aerodinâmica mostram que existe apenas uma ligeira diferença entre considerar-se  $z_{0_m} \neq z_{0_h}$  (VINEY, 1991; LIU *et. al.*, 2007). Assim, na aplicação realizada para a cidade de São Paulo consideramos que  $z_{0_m} = z_{0_h}$ .

O fluxo vertical turbulento de calor latente na região urbana da cidade de São Paulo é estimado a partir dos valores do fluxo de calor sensível e da razão de Bowen ( $\beta$ ) indicada abaixo:

$$Q_E = \frac{Q_H}{\beta} \quad (6.4)$$

Neste trabalho a razão de Bowen é determinada por meio da seguinte expressão:

$$\beta = \gamma \left[ \frac{T_{Ar} - T_{Sup}}{e_{Ar} - e_{Sup}} \right] \quad (6.5)$$

Onde,  $T_{Ar}$  é a temperatura do ar no nível de referência e  $T_{Sup}$  é a temperatura da superfície,  $e_{Ar}$  é a pressão de vapor de água do ar no nível de referência e  $e_{Sup}$  é a pressão de vapor de água no ar no nível da superfície,  $\gamma$  é a constante psicrométrica ( $\gamma = c_p P / 0,622 L_v$ ), onde,  $c_p$  é o calor específico do ar a pressão constante,  $P$  é a pressão atmosférica (930 hPa),  $L_v$  é o calor latente de vaporização da água líquida (2.500 J kg<sup>-1</sup>). Na expressão 6.5, as resistências aerodinâmicas de transferência de calor sensível e latente  $r_h$  e  $r_v$  são consideradas iguais (OKE, 1988; TEJEDA-

MARTÍNEZ & JÁUREGUI, 2005; LIU *et. al.*, 2007). A constante psicrométrica para a pressão atmosférica média da cidade de São Paulo é aproximadamente igual a  $0,613 \text{ kPa } ^\circ\text{C}^{-1}$ .

A Tabela 6.1 apresenta os parâmetros aerodinâmicos utilizados para estimar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Os parâmetros foram estimados a partir de inspeção visual, imagem do satélite LANDSAT e informações sobre o uso do solo urbano da cidade de São Paulo (PMSP, 2009).

<b>Tabela 6.1</b> - Parâmetros aerodinâmicos utilizados para estimar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente na cidade de São Paulo em 2004.			
$z$ (m)	$d$ (m)	$z_{0m} = z_{0h}$ (m)	$h$ (m)
12	8	1,5	12

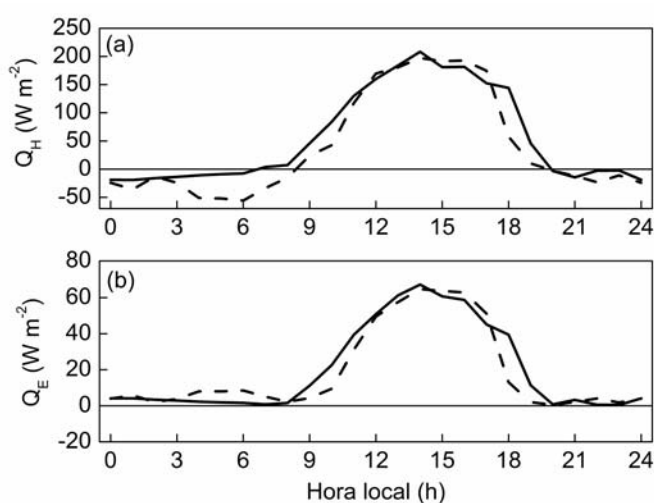
## **6.2. Variação diurna e sazonal dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente**

A Figura 6.1 mostra a variação diurna e sazonal dos valores horários médios mensais dos fluxos turbulentos de calor sensível (Fig. 6.1a) e latente (Fig. 6.1b) na superfície da cidade de São Paulo em fevereiro e agosto de 2004. Em fevereiro, a evolução diurna do fluxo turbulento de calor sensível (linha contínua; Fig. 6.1a) apresenta um valor máximo igual a  $209 \text{ Wm}^{-2}$  (14 HL) e um mínimo de  $-19 \text{ Wm}^{-2}$  (01 HL). Em agosto, o fluxo turbulento de calor sensível (linha tracejada; Fig. 6.1a) apresenta um valor máximo igual a  $197 \text{ Wm}^{-2}$  (14 HL) e um mínimo de  $-56 \text{ Wm}^{-2}$  (06 HL). A evolução diurna do fluxo turbulento de calor latente (linha contínua; Fig. 6.1b) indica, em fevereiro, um valor máximo igual a  $67 \text{ Wm}^{-2}$  (14 HL) e um valor mínimo igual a aproximadamente  $1 \text{ Wm}^{-2}$  (23 HL). Em agosto, o fluxo turbulento de calor latente (linha



tracejada; Fig. 6.1b) atinge um valor máximo igual a  $65 \text{ Wm}^{-2}$  (14 HL) e um mínimo de  $1 \text{ Wm}^{-2}$  (20 HL).

Os valores máximos dos ciclos diurnos dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente (Fig. 6.1) estão defasados (atraso de fase) em aproximadamente 1 hora em relação ao ciclo diurno da radiação líquida (Fig. 3.1).



**Figura 6.1.** Variação diurna e sazonal dos valores horários médios mensais dos fluxos turbulentos de (a) calor sensível e (b) calor latente, estimados a partir do método aerodinâmico bulk em fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada) na cidade de São Paulo.

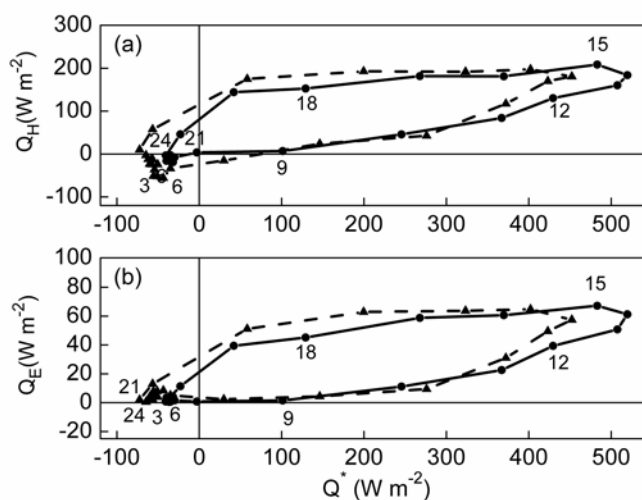
Observa-se também que no final da tarde e início da noite o fluxo turbulento de calor sensível permanece positivo durante um período de até 2 horas após a radiação líquida apresentar valores negativos. Verifica-se também que o fluxo turbulento de calor latente permanece positivo durante toda a noite (Fig. 3.2 e Fig. 6.1). Esses comportamentos foram observados nos meses de fevereiro e agosto e ocorrem porque os fluxos turbulentos de calor sensível e latente em São Paulo são mantidos no dossel urbano por meio da liberação do calor armazenado ( $\Delta Q_S$ ) durante os períodos em que a radiação líquida é negativa.

A Fig. 6.2a mostra o diagrama de dispersão para os valores horários médios mensais de  $Q_H$  e  $Q^*$ . Nesta figura, verifica-se que os pontos ( $Q_H$ ;  $Q^*$ ) descrevem uma trajetória elíptica com uma rotação no sentido anti-horário. Este efeito é observado em fevereiro e agosto e está associado à diferença entre a temperatura do ar e a temperatura da superfície no dossel urbano.

Como era de se esperar, o diagrama de dispersão para os valores horários médios mensais de  $Q_E$  e  $Q^*$  também descrevem uma trajetória elíptica com rotação no sentido anti-horário (Fig. 6.2b), indicando que o efeito de histerese da superfície afeta igualmente o ciclo diurno do fluxo de calor latente. No caso específico do fluxo de calor latente os pontos descrevem uma trajetória no sentido anti-horário e está associada à presença de umidade na superfície.

No período da tarde a taxa de variação do fluxo turbulento de calor latente é maior do que no período da manhã. Este efeito é observado porque a umidade na superfície diminui à medida que a evaporação aumenta após do início da manhã (CAMUFFO & BENARDI, 1982). Esta assimetria no ciclo diurno do fluxo de calor latente é observada em ambos os meses de fevereiro e agosto de 2004.

Analogamente ao fluxo de calor armazenado no dossel urbano (Capítulo 5), o efeito da histerese nos fluxos turbulentos de calor sensível e latente também está associado à velocidade de resposta da superfície à entrada de energia (Fig. 6.2a-b). Deve ser ressaltado que a velocidade de resposta varia em função da latitude, características do solo, nebulosidade e umidade da superfície (CAMUFFO & BENARDI, 1982; OKE & CLEUGH, 1987).

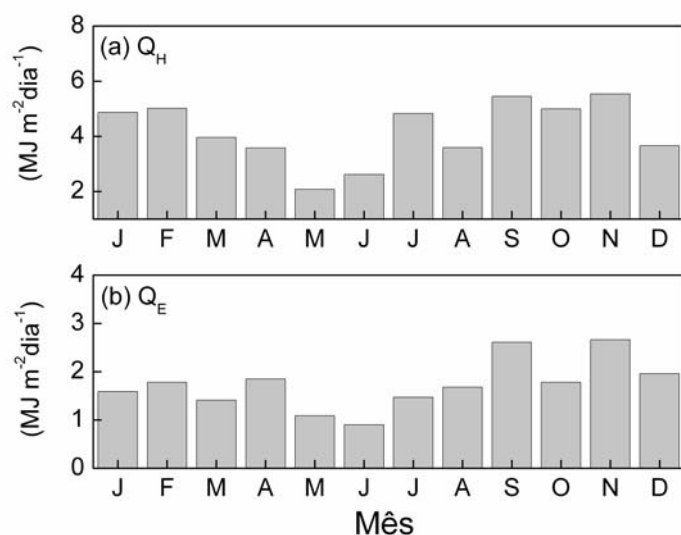


**Figura 6.2.** Relação entre os valores horários médios mensais do fluxo de calor armazenado e a radiação líquida em fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada). Os números correspondem à hora local no mês de fevereiro.

A Figura 6.3 mostra a variação sazonal dos valores diários médios mensais do fluxo turbulento de calor sensível e latente na cidade de São Paulo em 2004. Observa-se que  $Q_H$  (Fig. 6.3a) apresenta um máximo relativo de  $5,54 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em novembro e de um mínimo de  $2,08 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em maio. No caso de  $Q_E$  (Fig. 6.3b), observa-se um máximo de  $2,66 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em novembro e um mínimo de  $0,90 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em junho.

Estes valores máximos e mínimos, juntamente com outras oscilações na evolução sazonal observadas em julho e setembro para  $Q_H$  e em abril, setembro e novembro para  $Q_E$ , não ocorrem exatamente nos períodos de máximo e mínimo da  $Q^*$  (Fig. 3.3), mas estão associados às variações climáticas ocorridas nestes meses de 2004. Por exemplo, as oscilações do  $Q_H$  foram produzidas em função de variações na disponibilidade de energia induzida pelas variações na nebulosidade na cidade de São Paulo no ano de 2004 (Fig. 2.6d). Similar inferência pode ser feita com relação aos fluxos turbulentos de calor latente. Por exemplo, em novembro a evaporação é

grande possivelmente por que a precipitação acumulada foi acima da média para a cidade de São Paulo neste mês (Fig. 2.6d).

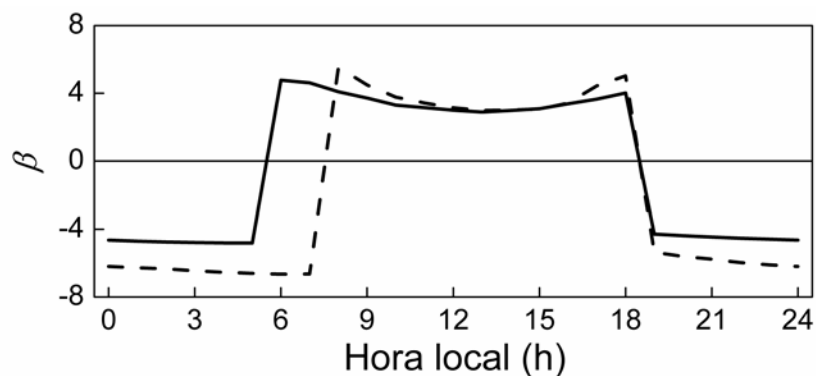


**Figura 6.3.** Variação sazonal dos valores diários médios mensais dos fluxos verticais turbulentos de calor (a) sensível e (b) latente na cidade de São Paulo em 2004.

### 6.3. Razão de Bowen

A Fig. 6.4 mostra a variação diurna dos valores horários médios mensais da razão de Bowen para os meses de fevereiro e agosto de 2004. Os resultados indicam que na cidade de São Paulo o fluxo turbulento de calor sensível é sistematicamente maior do que o fluxo de calor latente. Durante o período diurno, a razão de Bowen permanece relativamente constante e igual 4. À noite, a razão de Bowen varia de valores em torno de -4,8 em fevereiro a -6,5 em agosto. Este comportamento indica que durante o período diurno os fluxos turbulentos de calor sensível e latente são positivos e durante o período noturno o fluxo turbulento de calor sensível é negativo e o latente positivo. Os padrões diurnos observados na razão de Bowen para a cidade de São Paulo

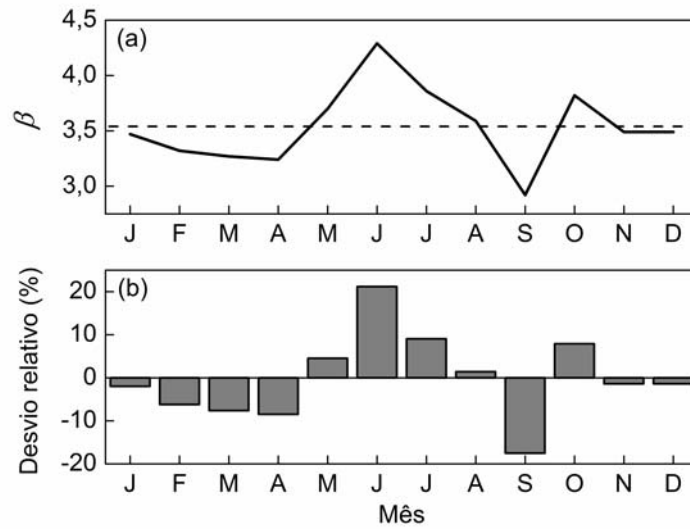
são compatíveis com os resultados encontrados na literatura para regiões densamente urbanizadas (GRIMMOND & OKE, 2002; GRIMMOND *et al.*, 2004).



**Figura 6.4.** Variação diurna dos valores horários médios mensais da razão de Bowen em fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada) na cidade de São Paulo em 2004.

A variação sazonal dos valores diurnos ( $Q^* > 0$ ) médios mensais da razão de Bowen na cidade de São Paulo é apresentada na Fig. 6.5a. A variação sazonal dos valores diurnos da razão de Bowen média mensal apresenta um máximo de 4,29 em junho e um mínimo de 2,92 em setembro de 2004. A variação sazonal dos valores diurnos da razão de Bowen média mensal na cidade de São Paulo é mais bem visualizada usando o desvio mensal em relação ao valor médio anual ( $\beta \cong 3,54$ ) (Fig. 6.5a).

Em geral, a amplitude da variação anual dos desvios relativos está dentro do intervalo de  $\pm 21\%$  (Fig. 6.5b). Esta variação está relacionada à disponibilidade de energia possivelmente induzida pelas variações no clima da cidade de São Paulo no ano de 2004, indicadas na Fig. 2.6.



**Figura 6.5.** (a) Variação sazonal dos valores diários (linha contínua) relativos à razão de Bowen e a média anual (linha tracejada) e (b) o desvio relativo da média anual obtido por meio do método aerodinâmico bulk na cidade de São Paulo.

#### 6.4. Sumário

Neste capítulo da tese a variação diurna e sazonal dos os valores horários médios mensais dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente é estimada para a cidade de São Paulo utilizando o método aerodinâmico bulk. Os resultados mostram que os fluxos turbulentos estimados na região urbana da cidade de São Paulo apresentam valores compatíveis aos documentados na literatura para outras cidades localizadas em diferentes latitudes.

Considerando as informações acima podemos concluir que:

- Na região urbana da cidade de São Paulo, o fluxo turbulento de calor sensível associado à convecção é o termo dominante no transporte de energia. Considerando o período diurno (quando  $Q^* > 0$ )  $Q_H$  corresponde a 43% e 50% da radiação líquida em fevereiro e agosto, respectivamente. Considerando o período de 24 horas, verifica-se

que fluxo turbulento de calor sensível corresponde 46% e 53% da radiação líquida durante os meses de fevereiro e agosto de 2004;

- O fluxo turbulento de calor latente durante o período diurno corresponde a 13% da radiação líquida em fevereiro e 15% em agosto. Considerando o período de 24 horas, o fluxo turbulento de calor latente utiliza 16% e 24% da radiação líquida nos meses de fevereiro e agosto, respectivamente. Este comportamento está associado a existência de poucas áreas verdes na região urbana da cidade de São Paulo.





## **7. O balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo**

As componentes do balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo são apresentadas considerando que as trocas de energia ocorrem em uma escala espacial que envolve toda região urbana. Esta consideração baseia-se na hipótese de que o dossel urbano é representado por um volume de controle com extensão vertical que corresponde ao topo da subcamada de rugosidade (Fig. 1.3). Portanto, o balanço de energia no volume de controle é representado por meio da expressão:  $Q^* + Q_F = Q_H + Q_E + \Delta Q_S + \Delta Q_A$ , onde,  $Q^*$  é a radiação líquida,  $Q_F$  a liberações antropogênicas de calor dentro do volume,  $Q_H$  o fluxo turbulento de calor sensível,  $Q_E$  o fluxo turbulento de calor latente,  $\Delta Q_S$  o fluxo de calor armazenado no dossel e representa todos os mecanismos do armazenamento da energia dentro do volume, isto é, no ar, nas árvores, nas edificações, no solo, etc. e  $\Delta Q_A$  é a advecção horizontal de energia.

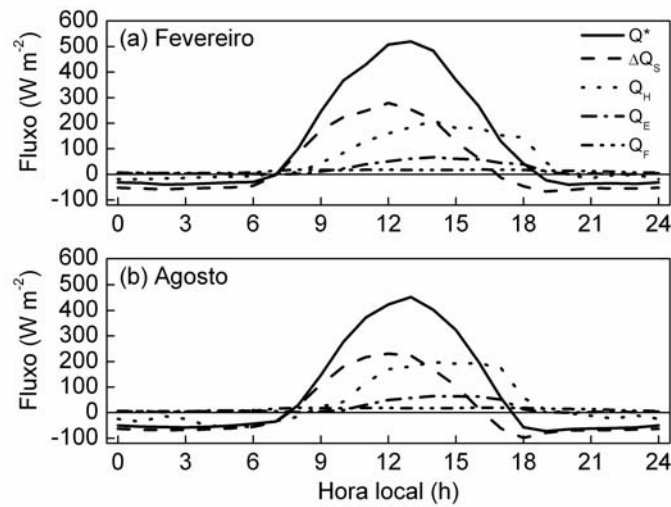
Com exceção da advecção horizontal de calor sensível e latente, os demais termos da equação do balanço foram estimados nesta tese a partir dos valores horários e diários médios mensais da radiação líquida no capítulo 3; calor antropogênico no capítulo 4; calor armazenado no dossel no capítulo 5 e os fluxos turbulentos de calor sensível e latente no capítulo 6. Deve ser ressaltado que, na escala local, uma superfície urbana aproximadamente homogênea  $\Delta Q_A$  contribui muito pouco com o balanço de energia e pode ser desprezada. No entanto, nas regiões urbanas que apresentam topografia complexa, este termo pode ser significativo, principalmente nas regiões próximas das fronteiras urbano-rural onde os contrastes de temperatura, vento e umidade são mais intensos (GRIMMOND, 1992; GRIMMOND & OKE, 1995; MASSON *et al.*, 2002; OFFERLE *et al.*, 2005). Na análise apresentada neste trabalho,  $\Delta Q_A$  não será considerado.

### **7.1. Variação diurna**

A variação diurna das componentes do balanço de energia na cidade de São Paulo durante o ano de 2004 é apresentada na Figura 7.1. Os valores horários médios mensais mostram que no período diurno o dossel urbano armazena uma parte significativa da energia disponível ( $Q^* + Q_F$ ). Além disso, a amplitude do ciclo diurno do fluxo turbulento de calor sensível é sistematicamente maior do que a amplitude do fluxo de calor latente. Entre todas as componentes apresentadas na Figura 7.1, o calor antropogênico é o que menos contribui para o balanço de energia.

De um modo geral, é possível afirmar que durante o dia a radiação líquida e o fluxo de calor antropogênico atuam como fonte de energia, contribuindo com aproximadamente 95% e 5% do total da energia no dossel urbano da cidade de São Paulo. No período noturno, o resfriamento radiativo da superfície urbana da cidade de São Paulo é compensado principalmente pela liberação do calor armazenado. As demais componentes (fluxo turbulento de calor latente, fluxo turbulento de calor sensível e o calor antropogênico) são pequenas quando comparadas com a  $Q^*$  e o  $\Delta Q_s$ .

No caso do fluxo de calor armazenado, a variação diurna apresenta uma defasagem (avanço de fase) de cerca de 1 hora em relação à evolução diurna da radiação líquida (Fig. 7.1). Este resultado reflete o efeito de histerese do dossel urbano da cidade de São Paulo. Este comportamento também é observado em cidades localizadas em outras latitudes (OKE & CLEUGH, 1987; GRIMMOND *et al.*, 1991; GRIMMOND & OKE, 1999c; ROBERTS *et al.*, 2006). De modo semelhante, os ciclos diurnos dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente apresentam uma defasagem de 1 hora (atraso de fase) em relação ao ciclo diurno da radiação líquida (Fig. 7.1). Além disso,  $Q_H$  alterna valores positivos durante o dia com valores negativos durante a noite, enquanto  $Q_E$  permanece positivo durante todo o período de 24 horas.



**Figura 7.1.** Variação diurna dos valores horários médios mensais das componentes do balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo em (a) fevereiro (b) agosto de 2004.

## 7.2. Frações entre as componentes do balanço de energia na superfície

As frações obtidas a partir dos valores horários médios mensais das componentes do balanço de energia na superfície permitem determinar as contribuições relativas ao balanço de energia, as características térmicas da superfície e do substrato do dossel e a intensidade dos diferentes vínculos físicos existentes entre os processos de transferência de energia na superfície e a estrutura da CLU.

### 7.2.1. Razão de Bowen ( $Q_H/Q_E$ )

Os valores horários médios mensais de  $Q_H$  e  $Q_E$  permitem estimar o ciclo diurno da razão de Bowen ( $\beta$ ) na cidade de São Paulo (Fig. 7.2a). A razão de Bowen durante o período diurno permanece relativamente constante e igual a 4 em fevereiro e agosto de 2004. Durante o período noturno,  $\beta$  assume valores negativos e relativamente constantes ( $\beta = -4,8$  em fevereiro;  $\beta = -6,5$

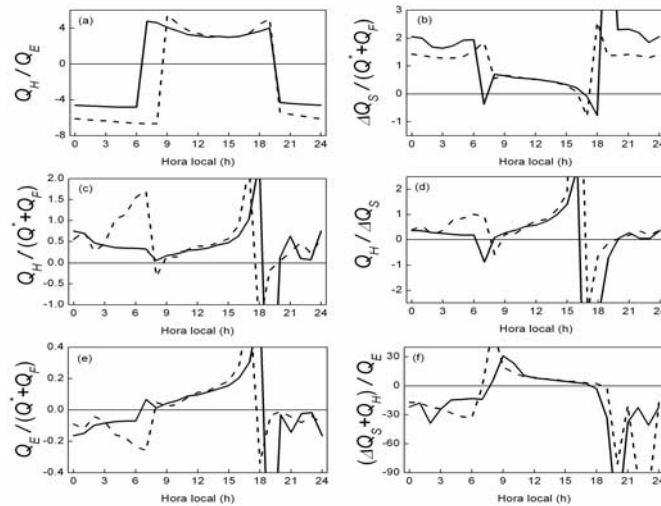
em agosto). O ciclo diurno de  $\beta$  em São Paulo é similar ao observado em regiões urbanas com grande densidade de edificações ou semi-áridas com reduzida umidade do solo (GRIMMOND & OKE, 2002; GRIMMOND *et al.*, 2004).

### **7.2.2. Razão de armazenamento de calor [ $\Delta Q_s / (Q^* + Q_F)$ ]**

O ciclo diurno  $\Delta Q_s / (Q^* + Q_F)$  na cidade de São Paulo (Fig. 7.2b) mostra uma evolução temporal semelhante a de outras regiões (NEWTON *et al.*, 2007). Durante o dia, a evolução temporal de  $\Delta Q_s / (Q^* + Q_F)$  está associada a evolução diurna da CLU. No início da manhã, enquanto a camada de inversão térmica de superfície é progressivamente erodida pela turbulência, a contribuição da convecção térmica já é suficientemente intensa para formar uma camada de mistura rasa, entretanto, a turbulência permanece incipiente e o fluxo turbulento de calor sensível permanece pequeno. Esta condição favorece ao aumento do armazenamento de calor no dossel urbano. No período próximo ao final da tarde, quando CLU alcança a máxima extensão vertical, a intensidade da turbulência permanece grande, de tal forma que uma parte significativa da energia disponível na superfície é transportada para a CLU na forma fluxo turbulento de calor sensível, que por sua vez passa a aquecer e manter a turbulência na CLU (STULL, 1988; GRIMMOND & OKE, 2002).

As variações diurnas das razões de armazenamento e do fluxo de calor sensível  $\Delta Q_s / (Q^* + Q_F)$ , e  $Q_H / (Q^* + Q_F)$  estão conectadas por meio do ciclo diurno da estabilidade estática da CLU, tal que o ciclo diurno da razão de armazenamento representa a imagem espelhada do ciclo diurno de  $Q_H / (Q^* + Q_F)$  (Fig. 7.2b-d). O ciclo diurno da fração  $Q_E / (Q^* + Q_F)$  (Fig. 7.2e) indica que cerca de 5% da energia disponível na superfície ( $Q^* + Q_F$ ) é

utilizada para manter a evaporação na superfície no início da manhã. Esta fração aumenta para 20% no final da tarde.



**Figura 7.2.** Variação diurna de (a)  $Q_H/Q_E$ ; (b)  $\Delta Q_S/(Q^* + Q_F)$ ; (c)  $Q_H/(Q^* + Q_F)$ ; (d)  $Q_H/Q_S$ ; (e)  $Q_E/(Q^* + Q_F)$  e (f)  $(Q_H + \Delta Q_S)/Q_E$ . Valores horários médios mensais para a cidade de São Paulo em fevereiro (linha contínua) e agosto (linha tracejada) de 2004.

### 7.2.3. Razão entre calor sensível total e latente [ $(\Delta Q_S + Q_H)/Q_E$ ]

A evolução diurna de  $(\Delta Q_S + Q_H)/Q_E$  (Fig. 7.2f) indica que o fluxo de calor sensível, por condução ( $\Delta Q_S$ ) e convecção ( $Q_H$ ), é maior do que fluxo de calor latente. Este resultado é esperado para uma região urbana como São Paulo, onde existe um índice elevado de impermeabilização da superfície. Deve ser ressaltado que somente 5% da região urbana da cidade de São Paulo é coberta por áreas verdes (PMSP, 2009). No período noturno, a remoção do calor armazenado compensa as perdas da radiação líquida e ajuda a manter a turbulência até algumas

horas após o anoitecer. Uma parte do calor armazenado no dossel também é responsável em manter a evaporação durante todo o período noturno.

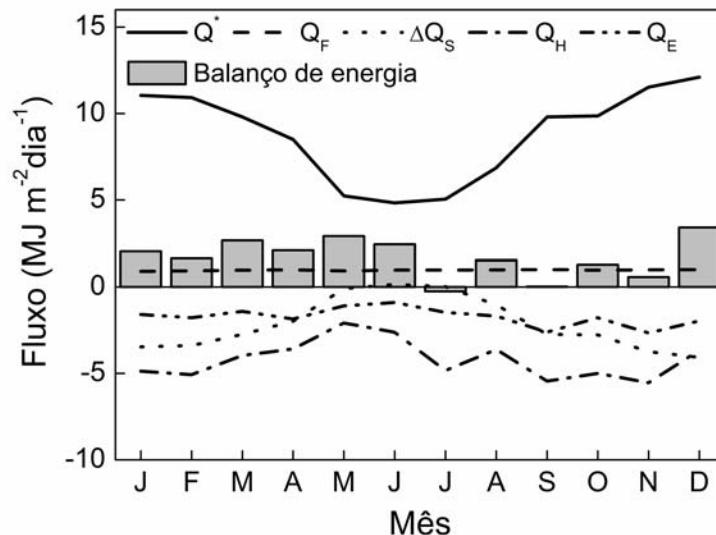
### **7.3. Variação sazonal das componentes do balanço de energia**

A Figura 7.3 mostra a variação sazonal dos valores diários médios mensais das componentes da equação do balanço de energia na cidade de São Paulo em 2004. Onde, os fluxos positivos representam a entrada de energia no sistema ( $Q^* + Q_F$ ), enquanto os fluxos negativos representam o termo de armazenamento e a saída de energia ( $\Delta Q_S + Q_H + Q_E$ ) do dossel urbano.

A variação sazonal da radiação líquida mostra um máximo de  $12,10 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  no verão (dezembro) e o mínimo de  $4,83 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  no inverno (junho), correspondendo a uma variação de aproximadamente 83%, entre o valor máximo e o mínimo. Os valores diários médios mensais do fluxo de calor antropogênico indicam que  $Q_F$  contribui com aproximadamente  $0,90 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em janeiro e  $1,02 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em setembro. Em termos anuais, o fluxo de calor antropogênico representa, em média, aproximadamente 11% da radiação líquida observada na cidade de São Paulo em 2004. Por outro lado, a variação sazonal dos valores diários médios do  $\Delta Q_S$  indica que os maiores valores estão localizados no período do verão e os menores no inverno (Fig. 7.3), com um valor máximo em dezembro igual a  $4,07 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  e um mínimo em junho de  $-0,15 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ . Em termos percentuais, a variação sazonal do  $\Delta Q_S$  apresenta um mínimo em junho de aproximadamente -3% da radiação líquida na superfície e um máximo de 34% em dezembro. O do fluxo de calor armazenado anualmente corresponde a 24% da radiação líquida na cidade de São Paulo em 2004 (Fig. 7.3).

A variação sazonal dos valores médios diários do fluxo turbulento de calor sensível apresenta um valor máximo de  $5,54 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em novembro e um valor mínimo de  $2,08 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em junho.

$\text{MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em maio (Fig. 7.3). Considerando o ano de 2004, verifica-se que o fluxo de calor sensível corresponde a aproximadamente 48% da radiação líquida observada na cidade de São Paulo. O fluxo turbulento de calor latente indica um valor máximo de  $2,66 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em novembro e um mínimo de  $0,90 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em junho. Em termos anuais, os resultados mostram que o fluxo de calor latente representa aproximadamente 20% da radiação líquida observada na cidade de São Paulo em 2004 (Fig. 7.3).



**Figura 7.3.** Variação sazonal dos valores diários médios mensais da radiação líquida ( $Q^*$ ); fluxo de calor antropogênico ( $Q_F$ ); fluxo de calor armazenado ( $\Delta Q_S$ ); fluxo turbulento de calor sensível ( $Q_H$ ) e o fluxo turbulento de calor latente ( $Q_E$ ) e do resíduo do balanço de energia (coluna cinza) para cidade de São Paulo.

A Tabela 7.1 descreve as principais relações entre as componentes do balanço de energia considerando os valores dos fluxos integrados no período diurno, quando  $Q^* > 0$ , e durante 24 horas, para os meses de fevereiro e agosto de 2004.

Em fevereiro, considerando os valores diurnos da energia disponível no dossel urbano ( $Q^* + Q_F$ ), aproximadamente 44% é armazenada no dossel urbano, 41% é utilizada no transporte convectivo de calor sensível para a atmosfera e 13% é empregada na evaporação da água disponível na superfície da cidade de São Paulo (Tab. 7.1). No mês de agosto, as estimativas indicam que, da energia disponível, próximo de 44% é armazenada no dossel urbano, 46% é empregada no transporte convectivo de calor sensível e 14% na evaporação durante o período diurno quando  $Q^* > 0$  (Tab. 7.1).

Considerando o período de 24 horas em fevereiro, da energia disponível, aproximadamente 29% é armazenada no dossel urbano, 43% é transportada por convecção e 15% é utilizada na evaporação. Em agosto somente 13% da energia disponível é armazenada no dossel, 46% é transportada por convecção e 21% é empregada na evaporação (Tab. 7.1).

Baseado nas considerações acima, em termos anuais o balanço de energia na cidade de São Paulo apresenta um excedente de energia de 13% ( $1,62 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ ) em fevereiro e 20% ( $1,53 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ ) em agosto (Fig.7.4 e Tabela 7.1). O excedente de energia pode possivelmente estar sendo compensado por outros efeitos tais como advecção horizontal de calor sensível e latente (não foi avaliada nesta tese), erros instrumentais ou de representatividade.



<b>Tabela 7.1</b> - Valores integrados das componentes do balanço de energia observados na cidade de São Paulo e respectivas frações. Os valores foram integrados durante o período diurno ( $Q^* > 0$ ) e durante o período de 24 horas.				
<b>Fluxo de energia (<math>\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}</math>)</b>				
<b>Parâmetro</b>	<b>Período diurno (<math>Q^* &gt; 0</math>)</b>		<b>Período de 24 horas</b>	
	<b>Fevereiro</b>	<b>Agosto</b>	<b>Fevereiro</b>	<b>Agosto</b>
$Q^*$	12,21	9,50	10,92	6,86
$Q_F$	0,69	0,70	0,94	0,99
$\Delta Q_S$	5,72	4,44	3,39	1,03
$Q_H$	5,30	4,71	5,07	3,61
$Q_E$	1,64	1,44	1,78	1,68
<b>Fração</b>				
<b>Fração</b>	<b>Período diurno (<math>Q^* &gt; 0</math>)</b>		<b>Período de 24 horas</b>	
	<b>Fevereiro</b>	<b>Agosto</b>	<b>Fevereiro</b>	<b>Agosto</b>
$Q_H / Q_E$	3,23	3,27	2,85	2,15
$\Delta Q_S / (Q^* + Q_F)$	0,44	0,44	0,29	0,13
$Q_H / (Q^* + Q_F)$	0,41	0,46	0,43	0,46
$Q_H / \Delta Q_S$	0,93	1,06	1,50	3,50
$Q_E / (Q^* + Q_F)$	0,13	0,14	0,15	0,21
$(Q_H + \Delta Q_S) / Q_E$	6,72	6,35	4,75	2,76

#### 7.4. Balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo

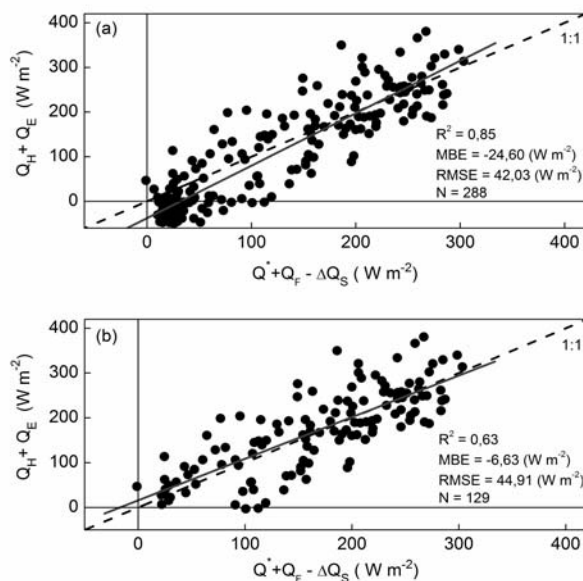
Os diagramas de dispersão da Figura 7.4 mostram a relação existente entre os valores horários médios mensais das componentes do balanço de energia na cidade de São Paulo agrupadas na forma  $Q^* + Q_F - \Delta Q_S$  e  $Q_H + Q_E$ . Estes diagramas foram construídos considerando

que todos os valores horários médios mensais dos fluxos observados (Fig. 7.4a) e os valores horários observados durante o período diurno quando  $Q^* > 0$  (Fig. 7.4b).

Em geral, os valores horários médios mensais das componentes de entrada ( $Q^* + Q_F - \Delta Q_S$ ) e de saída ( $Q_H + Q_E$ ) de energia do mostram boa concordância, com MBE igual a  $-24,60 \text{ Wm}^{-2}$ , RMSE igual a  $42,03 \text{ Wm}^{-2}$  e  $R^2$  igual a  $0,85$ .

Considerado o período diurno (Fig. 7.4b), verifica-se que a boa concordância observada entre a entrada e saída de energia no dossel urbano (Fig. 7.4a) é determinada pelos valores horários deste período. Durante o dia, quando  $Q^* > 0$  o MBE é igual a  $-6,63 \text{ Wm}^{-2}$ , o RMSE igual a  $44,91 \text{ Wm}^{-2}$ , respectivamente, enquanto que  $R^2$  é igual a  $0,63$ .

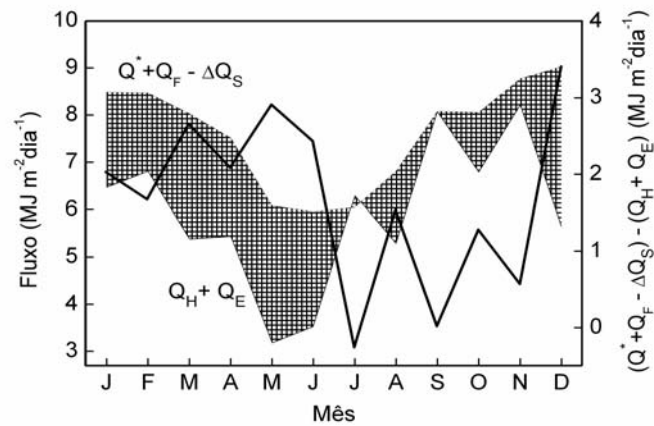
A reta obtida por meio da regressão linear entre a entrada e a saída de energia pode ser expressa como:  $(Q^* + Q_F - \Delta Q_S) = -37,47 + 1,17 (Q_H + Q_E)$ . Verifica-se que a entrada de energia excede em aproximadamente 17% maior do que saída de energia. Quando somente os valores diurnos são considerados a regressão linear assume a seguinte forma:  $(Q^* + Q_F - \Delta Q_S) = 15,89 + 0,93 (Q_H + Q_E)$ , indicando que durante o período diurno ( $Q^* > 0$ ) a saída de energia é cerca de 7% maior do que a entrada de energia na superfície do dossel urbano.



**Figura 7.4.** Diagrama de dispersão entre a entrada e saída de energia no dossel urbano (a) diário ( $Q^* = 24h$ ) e (b) durante o dia ( $Q^* > 0$ ).

A Figura 7.5 mostra a evolução sazonal dos valores diários médios mensais do balanço de energia no dossel urbano. Em termos anuais, a entrada de energia diária média mensal no dossel urbano é de  $7,13 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em 2004. O valor máximo é  $9,03 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em dezembro e o mínimo é  $5,95 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em junho. Em termos anuais, a saída de energia diária média mensal corresponde a  $5,50 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em 2004. O valor máximo é de  $8,2 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em novembro e o mínimo de  $3,17 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em maio.

A área compreendida entre a evolução anual dos valores diários médios mensais de entrada e saída de energia (área escura da Fig. 7.5) indica a variação anual do excedente diário médio mensal de energia em 2004. O valor médio anual do excedente é igual a  $1,67 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ , variando entre o valor máximo de  $3,41 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em dezembro, e o valor mínimo de  $-0,26 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$  em julho. Portanto, os maiores excedentes de energia na cidade de São Paulo são observados entre o início do verão e o final do outono (Fig. 7.5).



**Figura 7.5.** Fechamento do balanço de energia relativo à integração entre a entrada e a saída de energia do dossel urbano (área escura) e o resíduo (linha contínua) na cidade de São Paulo.

### 7.5. Sumário

Neste capítulo da tese foram apresentadas as evoluções diurna e sazonal das componentes do balanço de energia na superfície da cidade de São Paulo para o ano 2004. Considerando os resultados acima descritos, observa-se que:

- O fluxo de calor sensível (condução e convecção) corresponde à maior parcela da entrada de energia durante o período diurno ( $Q^* > 0$ ). Uma parte (próximo de 44%) é armazenada no dossel urbano e a outra (cerca de 40%) é utilizada para manter a turbulência na CLA.
- No período noturno ( $Q^* < 0$ ), a liberação do fluxo de calor armazenado no dossel urbano é a principal fonte de energia disponível. Contribuindo para a emissão de radiação de onda longa da superfície para a atmosfera, mantendo a evaporação e sustentando a

turbulência na CLA por algumas horas após o pôr do sol e gerar uma ilha de calor urbana em São Paulo.

- Os valores horários médios mensais do fluxo turbulento de calor latente correspondem a uma parcela relativamente pequena da energia total disponível durante o período diurno ( $Q^* < 0$ ) e o período de 24 horas. Este comportamento confirma a baixa presença de áreas verdes e a grande taxa de impermeabilização do solo da região urbana de São Paulo;
- Os valores de  $\Delta Q_S$ ,  $Q_H$ ,  $Q_E$ ,  $Q_F$  e as frações relativas das componentes do balanço de energia na cidade de São Paulo são comparáveis aos valores de as outras regiões urbanas.

Considerando o período de 24 horas, observa-se que a região urbana da cidade de São Paulo apresenta um excedente de energia de 17%. O restante da energia, aproximadamente 83% é transferidas para fora do dossel urbano por meio da convecção, evaporação da umidade e a emissão de radiação de onda longa da superfície. A ausência do termo de advecção na equação do balanço de energia pode ser a principal causa para o excedente de energia observado em São Paulo. Erros associados à representatividade das observações e aos métodos de estimativa das componentes do balanço podem também estar contribuindo para o excedente de energia em São Paulo.



## **8. Conclusões e sugestões para trabalhos futuros**

Os principais objetivos deste trabalho foram calcular a variação diurna e sazonal do balanço de energia considerando a entrada, o armazenamento e a saída de energia num volume de controle envolvendo o dossel urbano da cidade de São Paulo. O estudo foi baseado principalmente em observações disponíveis em dois pontos, IAG e PEFI e desenvolvido em três etapas.

Inicialmente, a representatividade espacial das observações no IAG e PEFI foi analisada utilizando como referência as estimativas de satélite e os valores médios sobre o conjunto de 7 estações meteorológicas da CETESB e ECOVIAS. Os testes estatísticos indicaram que os valores horários médios mensais das componentes do balanço de radiação, temperatura do ar, temperatura da superfície, velocidade do vento e umidade relativa do ar são representativos da região urbana da cidade de São Paulo. E podem ser utilizados para estimar as componentes do balanço de energia no interior do volume onde está inserido o dossel urbano. Climatologicamente, as variáveis meteorológicas representativas da cidade de São Paulo e observadas no ano de 2004, não mostraram alterações significativas em relação ao comportamento normal.

Na segunda etapa foi realizado o estudo detalhado das componentes do balanço de energia no dossel urbano da cidade de São Paulo a partir do banco de dados meteorológicos e de informações estatísticas sobre o consumo de combustíveis e eletricidade na região urbana.

O comportamento da radiação líquida e das suas quatro componentes na cidade de São Paulo pode ser explicado em conjunto com os parâmetros que caracterizam as propriedades radiométricas do ar e da superfície na interface: transmissividade global da atmosfera na

superfície, albedo efetivo da superfície, emissividade da atmosfera na superfície e emissividade efetiva de superfície.

Utilizando como referência o comportamento médio em fevereiro e agosto, meses de máxima e mínima nebulosidade em São Paulo verificou-se que a radiação solar incidente na superfície ( $SW_{DW}$ ) em fevereiro é somente 13,5% maior do que no mês de agosto. Uma parte desta diferença está relacionada a variações da intensidade da radiação solar incidente no topo da atmosfera (32%). Outra parte está associada à redução na transmissividade global da atmosfera que variou de 0,43 em fevereiro para 0,55 em agosto. Em particular no ano de 2004, o valor máximo de radiação solar incidente na superfície ocorreu em setembro e coincide com o máximo de transmissividade global da atmosfera (0,57). O valor mínimo ocorreu em maio, relacionado a um pequeno aumento da nebulosidade, quando a transmissividade global da atmosfera foi de 0,42.

Em geral, nas regiões urbanas, o albedo efetivo superfície aumenta durante o verão e diminui no inverno, devido ao efeito da vegetação. Por outro lado, devido ao efeito da elevação solar, o albedo efetivo da superfície diminui no verão e aumenta no inverno. No entanto, em São Paulo não se verifica tais efeitos, pois a variação sazonal de  $SW_{UP}$  em 2004 foi provocada pela variação sazonal da radiação solar incidente na superfície. Enquanto que o albedo efetivo da superfície não mostrou variações significativas que pudessem alterar expressivamente a radiação solar refletida pela superfície. Em termos sazonais, o valor absoluto da  $SW_{UP}$  em fevereiro é aproximadamente 21% maior do que no mês de agosto. Entretanto, o valor do albedo efetivo da superfície em fevereiro foi de aproximadamente 0,10, um pouco maior (2%) do que no mês de agosto. Em 2004, verifico-se também que o valor máximo absoluto da radiação solar refletida



pela superfície ocorreu em setembro, determinado pela baixa umidade e pouca nebulosidade, e o valor mínimo absoluto foi em junho, período de menor incidência de  $SW_{DW}$ .

A radiação de onda longa atmosférica ( $LW_{DW}$ ) depende da temperatura do ar e da emissividade da atmosfera. No entanto, a emissividade da atmosfera também depende da obstrução do céu, altitude, umidade e a carga de poluição do ar. No caso deste trabalho a variação sazonal indica que  $LW_{DW}$  em fevereiro é 11% maior do que ao mês de agosto. Como neste caso, as estimativas de  $LW_{DW}$  estão sendo realizadas acima do dossel urbano, conclui-se que estas variações estão associadas ao ciclo sazonal da temperatura do ar e da emissividade da atmosfera na superfície. Em fevereiro a temperatura do ar e a emissividade efetiva da atmosfera na superfície foram maiores 19% e 11% em relação ao mês de agosto. De um modo geral observou-se que em 2004, a amplitude de  $LW_{DW}$  na cidade de São Paulo oscilou em 13%, com o valor máximo em janeiro e o valor mínimo em julho. Os valores máximos e mínimos da  $LW_{DW}$  são associados ao ciclo sazonal da temperatura e umidade do ar e também da nebulosidade.

De maneira semelhante, a radiação de onda longa emitida pela superfície ( $LW_{UP}$ ) depende basicamente da temperatura da superfície e da emissividade da superfície. A emissividade da superfície depende basicamente da geometria dos cânions que aprisionam a  $LW_{UP}$  e da emissividade dos elementos que compõem o dossel urbano. Os resultados mostram que  $LW_{UP}$  em fevereiro é cerca de 5% maior do que em agosto. Esta pequena variação sazonal é causada, na sua quase totalidade, pelo ciclo sazonal da temperatura da superfície, visto que, as variações sazonais da emissividade da superfície não ultrapassaram 1%. Observou-se que  $LW_{UP}$  apresenta um máximo absoluto em fevereiro e um mínimo absoluto em julho em 2004.

A combinação das quatro componentes do balanço de radiação indicou que a radiação líquida foi 37% maior em fevereiro do que em agosto. O valor máximo da radiação líquida

ocorreu em dezembro e o mínimo em junho, refletindo o efeito conjugado das quatro componentes do balanço de radiação e de suas propriedades radiométricas.

As emissões de calor pelas fontes antropogênicas (veículos, indústrias, estabelecimentos comerciais, residências e metabólicas) foram estimadas por meio do método do inventário e mostraram uma radiografia interessante sobre o consumo de combustíveis e eletricidade na cidade de São Paulo. O ciclo diurno do fluxo de calor antropogênico apresenta três máximos relativos, os maiores ocorrendo no início da manhã e no final da tarde, e um máximo relativo próximo ao meio dia. Este comportamento reflete, basicamente, o padrão diurno médio de tráfego de veículos da cidade de São Paulo. A variação sazonal indica que as emissões diárias médias mensais são máximas em setembro e mínimas em janeiro. Proporcionalmente, os consumos de combustíveis e de eletricidade seguem o mesmo padrão das regiões urbanas desenvolvidas de outras latitudes, isto é, as fontes veiculares e estacionárias contribuem com 53% e 38% do total da energia liberada pelas fontes antropogênicas no interior do dossel urbano. No entanto, os consumos de combustível e eletricidade pelas fontes veiculares e estacionárias na cidade de São Paulo são inferiores ao das grandes cidades dos EUA e Europa. As fontes metabólicas contribuem com 9% do fluxo de calor antropogênico corroborando com o padrão de baixo consumo de energia na cidade de São Paulo, comum em cidades localizadas nos países em desenvolvimento. Além disso, o ciclo sazonal do fluxo de calor antropogênico não depende das estações do ano, mas, somente da sazonalidade da atividade econômica.

O fluxo de calor armazenado na cidade de São Paulo mostrou intensidade típica das regiões urbanas. E o ciclo diurno mostrou um avanço de fase de aproximadamente 1 hora entre o fluxo de calor armazenado e a radiação líquida, refletindo o desempenho entre a entrada, o armazenamento e a saída de energia no dossel urbano. Além disso, foi observado que os pontos

no gráfico de dispersão entre o fluxo de calor armazenado e a radiação líquida descrevem uma trajetória elíptica no sentido horário. Este comportamento indica que a cidade de São Paulo apresenta fração reduzida de áreas verdes muito pequenas. O fluxo de calor armazenado em fevereiro é 30% maior do que em agosto, e segue o mesmo padrão da radiação líquida com valores maiores em fevereiro. A variação sazonal do fluxo de calor armazenado mostra, a partir dos valores diários médios mensais, um máximo em dezembro e um mínimo em junho. O valor diário médio mensal negativo no mês de junho ( $-0,15 \text{ MJ m}^{-2}\text{dia}^{-1}$ ) sugere que a remoção de energia do dossel urbano no período noturno ( $Q^* < 0$ ) é maior do que é armazenamento durante o dia ( $Q^* > 0$ ) na cidade de São Paulo. Este mecanismo causa o resfriamento da região urbana e, possivelmente, ameniza o efeito da ilha de calor em São Paulo.

O fluxo de calor sensível participou com 40% a 50% da radiação líquida, enquanto que o fluxo de calor latente utilizou entre 10% e 25% da radiação líquida na superfície da cidade de São Paulo em 2004. Os dois fluxos turbulentos de calor sensível e latente mostram um atraso de fase (efeito da histerese) de 1 hora em relação à radiação líquida. Portanto, o diagrama de dispersão dos pontos de  $Q_H$  e  $Q_E$  normalizados pela  $Q^*$  descreve uma trajetória elíptica no sentido anti-horário. Este comportamento é típico de superfícies urbanas e está acoplado ao ciclo diurno da CLU que utiliza, invariavelmente no período da tarde, uma parcela maior da radiação líquida para aquecer e manter a turbulência. Além disso, o fluxo turbulento de calor sensível permanece positivo algumas horas depois que  $Q^* < 0$ , enquanto que o fluxo de calor latente permanece positivo quase todas as noites. O comportamento é observado porque os fluxos turbulentos de calor sensível e latente são mantidos principalmente pela liberação do calor armazenado no dossel. Outro ponto importante está relacionado à razão de Bowen que, de maneira geral, indica duas características importantes em relação à cidade de São Paulo. A primeira é que a região

urbana apresenta elevada densidade de edificações e a segunda é a presença reduzida de áreas verdes.

E considerando os resultados acima foi realizado na terceira etapa o balanço de energia na superfície da região urbana da cidade de São Paulo. Assim, é razoável concluir que o calor sensível (condução e convecção) representa 85% em fevereiro e 90% em agosto da entrada de energia no dossel urbano durante o período diurno ( $Q^* > 0$ ). Uma parte é armazenada no dossel urbano e a outra é utilizada para manter a turbulência na CLU. Durante o período noturno ( $Q^* < 0$ ) o fluxo de calor armazenado é a principal fonte de energia disponível que re-emite radiação de onda longa para a atmosfera, mantém a evaporação durante toda a noite e o fluxo de calor sensível por algumas horas após o pôr do sol. Os valores médios mensais, observados, durante o dia ( $Q^* > 0$ ) e durante o período de 24 horas, da evaporação representam uma parcela relativamente pequena da energia total disponível devido à falta de áreas verdes e a extensa impermeabilização do solo causado pela presença de áreas construídas.

Outro fato importante está relacionado ao resíduo do fechamento do balanço de energia, que em termos anuais apresenta um excedente de energia próximo de 17% no interior do dossel urbano. Isso indica que o balanço de energia estimado por meio das observações na cidade de São Paulo consegue explicar somente 83% da energia envolvida nos processos de transferência de energia representados neste trabalho ( $Q^*$ ,  $Q_F$ ,  $Q_H$ ,  $Q_E$ ,  $\Delta Q_S$ ). Também em termos anuais observa-se que no período diurno ( $Q^* > 0$ ) ocorre um déficit de energia de aproximadamente 7% em relação à entrada de energia. Possivelmente, o excedente e o déficit de energia estão associados à ausência do efeito do termo de advecção horizontal de calor sensível e latente e aos erros associados às observações e a representatividade espacial das componentes do balanço de energia.

No período noturno é observada a emissão de radiação de onda longa, fluxo turbulento de calor sensível positivo algumas horas após o pôr-do-sol e o fluxo de calor latente positivo durante toda a noite. A radiação de onda longa e os fluxos turbulentos no período noturno são mantidos basicamente pela liberação noturna do calor armazenado.

É necessário investigar o impacto que a variabilidade espacial e temporal da temperatura, vento, umidade e precipitação tem no balanço de energia na superfície de São Paulo. Esta variabilidade associada ao desenvolvimento da ilha de calor urbana na região metropolitana da cidade de São Paulo e as circulações de mesoescala associadas à brisa marítima são as candidatas naturais a esta investigação.

No caso específico da cidade de São Paulo é necessário investigar a variabilidade espacial e temporal da advecção horizontal de energia no dossel urbano. A presença da brisa marítima no período da tarde pode causar principalmente na região sudeste, um aumento significativo do transporte horizontal de energia, alterando a evolução diurna da ilha de calor em São Paulo e afetando a distribuição espacial das componentes do balanço de energia.

Estimar o perfil vertical médio da camada limite sobre a região urbana da cidade de São Paulo utilizando informações da evolução do perfil vertical do vento médio e dos perfis verticais de temperatura potencial e umidade específica do ar médios na região da camada limite atmosférica mais próxima da superfície.

Estimar o balanço hídrico da região urbana da cidade de São Paulo a partir das informações do banco de dados.

*Conclusões e sugestões para trabalhos futuros*

---

## 9. Referências bibliográficas

ADEBAYO, Y. R. 1990: Aspects of the variation in some characteristics of radiation budget within the urban canopy of Ibadan. *Atmospheric Environment*, **B 24**, 9–17.

ANANDAKUMAR, K. 1999: A study on the partition of net radiation into energy fluxes on a dry asphalt surface. *Atmospheric Environment*, **33**, 3911-3918.

ÂNTICO, C. 2005: Deslocamentos Pendulares na Região Metropolitana de São Paulo. *São Paulo em Perspectiva*. **19(4)**: 110-120.

ARANHA, V. 2005: Mobilidade Pendular na Metrópole Paulista. *São Paulo em Perspectiva*. **19(4)**: 96-109.

ARNFIELD, A. J. 2003: Two Decades Of Urban Climate Research: A Review Of Turbulence, Exchanges Of Energy and Water, and the Urban Heat Island. *Int. J. Climatol.*, **23**, 1-26.

ASAEDA, T. & CA, V. T. 1993: The subsurface transport of heat and moisture and its effect on the environment: A numerical model. *Boundary Layer Meteorology*, **65**, 159-179.

AVISSAR, R. 1992: Conceptual Aspects of a Statistical-Dynamical Approach to Represent Landscape Subgrid-Scale Heterogeneities in Atmospheric Models, *Journal of Geophysical Research*, **97 (D3)**, 2729-2742.

AVISSAR, R. 1996: Potencial Effects of Vegetation on the Urban Thermal Environment, *Atmospheric Environment*, **30 (3)**, 437-448.

BALLING, R. C. & BRAZEL, S. W. 1988: High-resolution surface-temperature patterns in a complex urban terrain. *Photographic Engineering Remote Sensing*, **54**, 1289-1293.

BANTA, R. & COTTON, W. R. 1981: An Analysis of the Structure of Local Wind Systems in a Broad Mountain Basin, *Journal of Applied Meteorology*, **20** (11), 1255-1266.

BANTA, R. M., NEWSOM, R. K., LUNDQUIST, J. K., PICHUGINA, Y. L., COULTER, R. L. & MAHRT, L. 2002: Nocturnal lowlevel jet characteristics over Kansas during CASES-99. *Boundary Layer Meteorology*, **105**, 221-252.

BARBARO, E., OLIVEIRA, A. P., SOARES, J., CODATO, G., FERREIRA, M. J., MLAKAR, P., BOZNAR, M. Z. & ESCOBEDO, J. F. 2010: Observational Characterization of the Downward Atmospheric Longwave Radiation at the Surface in the City of São Paulo. *Journal of Applied Meteorology and Climatology*. DOI = 10.1175/2010JAMC2304.1

BELCHER, S. E., JERRAM, N., & HUNT, J. C. R. 2003: Adjustment of a turbulent boundary layer to a canopy of roughness elements. *Journal of Fluid Mechanics*, **488**, 369-398.

BERKOWICZ, R. & PRAHM, L. P. 1982: Sensible heat flux estimated from routine meteorological data by resistance method. *Journal Applied Meteor.*, **21**, 1845-1864.

BOLETIM ESTAÇÃO METEOROLÓGICA DO IAG, 2010: <http://www.estacao.iag.usp.br>

BREST, C. L. 1987: Seasonal albedo of an urban/rural landscape from satellite observations. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**, 1169-1187.

BROWN, M. J. 2000: Urban Parameterizations for Mesoscale Meteorological Models. Mesoscale Atmospheric Dispersion, Ed., Boybeyi, WIT Press.

BUSINGER, J. A., WYNGAARD, J. C., IZUMI, Y., BRADLEY, E.F., 1971: Fluxprofile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, **28**, 181-189.

CAMUFFO, D. & BERNARDI, A. 1982: An observational study of heat fluxes and the relationship with net radiation. *Boundary Layer Meteorology*, **23**, 359-368.



CETESB 2008: Relatório de Qualidade do Ar no Estado de São Paulo, 2007.  
[www.cetesb.sp.gov.br](http://www.cetesb.sp.gov.br).

CHRISTEN, A. & VOGT, R. 2004: Energy and radiation balance of a central European city. *International Journal of Climatology*, **24**, 1395-1421.

CODATO, G., OLIVEIRA A.P., SOARES J, MARQUES FILHO E.P., RIZZA U. 2008a: Investigation of carbon monoxide in the city of São Paulo using large eddy simulation. *Proceedings of 15th Joint Conference on the Applications of Air Pollution Meteorology with the A&WMA*, 88th Annual Meeting, 20-24 January 2008, New Orleans, LA (CDROM).

CODATO, G., OLIVEIRA, A. P., SOARES, J., ESCOBEDO, J. F., GOMES, E N., PAI, A.D. 2008b: Global and diffuse solar irradiances in urban and rural areas in southeast of Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*, **93**, 57-73.

COHEN, B., 2004: Urban Growth in Developing Countries: A Review of Current Trends and a Caution Regarding Existing Forecasts. *World Development*, **32 (1)**, 23-51.

COLLIER, C. G., 2006: The Impact of Urban Areas on Weather, *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, Part A, **132**, 1-25.

DALRYMPLE, G.J., UNSWORTH, M. H. 1978: Longwave radiation at the ground: IV. Comparison of measurements and calculation of radiation from cloudless skies. *Quart J Roy Meteor Soc* **104**, 989-997.

DETRAN 2005: Evolução mensal e anual da frota de veículos, <http://www.detran.sp.gov.br/>

DETRAN 2008: Evolução mensal e anual da frota de veículos, <http://www.detran.sp.gov.br/>

DIAK, G. R., MECIKALSKI, J. R., ANDERSON, M. C., NORMAN, J. M., KUSTAS, W. P., TORN, R. D., DEWOLF, E. R. L. 2004: Estimating land surface energy budgets from space:

Review and current efforts at the University of Wisconsin – Madison and USDA – ARS. *Bulletin of American Meteorological Society*, January, 65-78.

DOLL, D., CHING, J. K. S. & KANESHIRO, J. 1985: Parameterization of subsurface heating for soil and concrete using net radiation data. *Boundary Layer Meteorology*, **32**, 351-372.

DOUSSET, B. 1989: AVHRR-derived cloudiness and surface temperature patterns over the Los Angeles area and their relationship to land use. *Proceedings of IGARSS-89 IEEE*, New York, NY, 2132-2137.

ESCOBEDO J. F., GOMES E. N., OLIVEIRA A. P. & SOARES J. 2009: Modeling hourly and daily fractions of UV, PAR and NIR to global solar radiation under various sky conditions at Botucatu, Brazil. *Applied Energy*, **86**, 299-309.

ESCOBEDO J. F., GOMES, E. N., OLIVEIRA, A. P. & SOARES, J. 2010: Ratios of UV, PAR and NIR components to global solar radiation measured at Botucatu site in Brazil. *Renewable Energy*, xxx, 1-10.

ESTOURNEL, C., VEHL, R., GUEDALIA, D., FONTAN, J., DRUILHET, A. 1983: Observations and modeling of downward radiative fluxes (solar and infrared) in urban/rural areas. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 134-142.

FERREIRA, M. J., OLIVEIRA, A. P. & SOARES, J. 2010: Anthropogenic heat in the city of São Paulo, Brazil. *Theoretical and Applied Climatology*. Submetido.

FREITAS, E. D. 2003: Circulações locais em São Paulo e sua influência sobre a dispersão de poluentes. *Tese de Doutorado*. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP. São Paulo. SP. Brasil, 165 pp.

FUCHS, M. & HADAS, A. 1972: The heat flux density in a non-homogeneous bare loessial soil. *Boundary Layer Meteorology*, **3**, 191-200.

FULTON, P. N. 1984: Estimating the Daytime Population with the Urban Transportation Planning Package. *Transportation Research Record*, **981**, 25-27.

GARRATT, J. R. & PRATA, A. J. 1996: Downwelling longwave fluxes at continental surfaces- A comparison of observations with GCM simulations and implications for the global land-surface radiation budget. *J. Climate*, **9**, 646-655.

GONÇALVES, F. L. T., DIAS, P. L. S. & ARAÚJO, G. P. 2002: Climatological analysis of extreme low temperatures in Sao Paulo City, Brazil: impact of the oceanic SST anomalies. *International Journal of Climatology*, **22** (12) 1511-1526.

GRACHEV, A. A. & FAIRALL, C. W. 1997: Dependence of the Monin-Obukhov stability parameter on the bulk Richardson number over the ocean, *Journal of Applied Meteorology*, **36**, 406-414.

GRIMMOND, C. S. B., CLEUGH, H. A. & OKE, T. R. 1991: An objective heat storage model and its comparison with other schemes. *Atmos. Environ.*, **25B**, 311-326.

GRIMMOND, C. S. B. 1992: The Suburban Energy Balance: Methodological Considerations and Results for a Mid-Latitude West Coast City Under Winter and Spring Conditions. *International Journal of Climatology*, **12**, 481-497.

GRIMMOND, C. S. B. & OKE, T. R., 1995: Comparison of Heat Fluxes from Summertime Observations in the Suburbs of Four North American Cities. *J. Appl. Meteorol.*, **34**, 873-889.

GRIMMOND C. S. B., SOUCH C. & HUBBLE M. D. 1996: Influence of tree cover on summertime surface energy balance fluxes, San Gabriel Valley, Los Angeles. *Climate Research*, **6**, 45-57.

GRIMMOND, C. S. B. & OKE, T. R. 1999a: Heat Storage in Urban Areas: Local-Scale Observations and Evaluation of a Simple Model. *J. Appl. Meteorol*, **38**, 922-940.

GRIMMOND, C. S. B. & OKE, T. R. 1999c: Aerodynamic Properties of Urban Areas Derived from Analysis of Surface Form. *J. Appl. Meteorol*, **38**, 1262-1292.

GRIMMOND, C. S. B. & OKE, T. R. 2002: Turbulent Heat Fluxes in Urban Areas: Observations and a Local-Scale Urban Meteorological Parameterization Scheme (LUMPS), *Journal of Applied Meteorology*, **41** (7), 792-810.

GRIMMOND, C. S. B., SALMOND, J. A., OKE, T. R., OFFERLE, B. & LEMONSU, A. 2004: Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in Marseille: Heat, mass (water and carbon dioxide), and momentum, *J. Geophys. Res.*, 109, D24101.

GUPTA, S. K., RITCHEY, N. A., WILBER, A. C., WHITLOCK, C. H., GIBSON, G. G. & STACKHOUSE Jr., P. W. 1999: A Climatology of Surface Radiation Balance Derived From Satellite Data. *J. Climate.*, **12** (8), 2691-2710.

HARMAN, I. N., 2003: The energy balance of urban areas. A thesis submitted for the degree of Doctor of Philosophy. Department of Meteorology. University of Reading, October, 167 pp.

HATFIELD, J. L., PERRIER, A. & JACKSON, R. D. 1983: Estimation of evapotranspiration at one-time-of-day using remotely sensed surface temperature, *Agric. Water Manage.*, **7**, 341-350.

HENRY, J. A., DICKS, S. E., WETTERQVIST, O. F. & ROGUSKI, S. J. 1989: Comparison of satellite, ground-based, and modeling techniques for analyzing the urban heat island. *Photographic Engineering of Remote Sensing*, **55**, 69-76.

HINKELMAN, L. M., STACKHOUSE JR., P. W., WIELICKI, B. A., ZHANG, T., & WILSON, S. R. 2009: Surface insolation trends from satellite and ground measurements: Comparisons and challenges, *J. Geophys. Res.*, 114.D00D20.

HOGSTROM, U. L. F. 1996: Review of some basic characteristics of the atmospheric surface layer. *Boundary Layer Meteorology*, **78**, 215-246.

IBGE 2005: População estimada em 2004. <http://www.ibge.gov.br/>

IBGE 2008: População estimada em 2007. <http://www.ibge.gov.br/>

ICHINOSE, T., SHIMODOZONO, K., HANAKI, K. 1999: Impact of anthropogenic heat on urban climate in Tokyo. *Atmospheric Environment*, **33**, 3897-3909.

IQBAL, M. 1983: An introduction to solar radiation. New York: Academic Press, 390 pp.

JÁUREGUI, E. & LUYANDO, E. 1999: Global radiation attenuation by air pollution and its effects on the thermal climate in Mexico City. *International Journal of Climatology*, **19** (6), 683-694.

JIN, M. & LIANG, S. 2006: An Improved Land Surface Emissivity Parameter for Land Surface Models Using Global Remote Sensing Observations. *Journal of Climate*, **19** (12), 2867-2881.

JONSSON, P., ELIASSON, I., HOLMER, B., GRIMMOND, C. S. B. 2006: Longwave Incoming Radiation in the Tropics: Results from Field Work in Three African Cities. *Theor. Appl. Climatol.*, **85**, 185-201.

KAIMAL J. C. *et al.*, 1972: Spectral characteristics of surface layer turbulence, *Q. J. R. Meteor. Soc.*, **98**, 563-589.

KARAM, H., OLIVEIRA, A.P., SOARES J. 2003: Application of Mass Conservation Method to Investigate the Wind Patterns over an Area of Complex Topography. *Journal of the Brazilian Society of Mechanical Sciences*, **25**,115-121.

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

KŁYSIK, K. 1996: Spatial and Seasonal Distribution of Anthropogenic Heat Emissions in Łódź', Poland, *Atmos. Environ.*, **30(20)**, 3397-3404.

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

LEE, S. H. & KIMURA, F. 2001: Comparative Studies in the Local Circulations Induced by Land-Use and by Topography. *Boundary Layer Meteorology*, **101**, 157-182.

LENTS, J., DAVIS, N., NIKKILA, N., OSSES, M. 2004: São Paulo Vehicle Activity Study, Available online at <http://www.issrc.org/ive/>, *International Vehicle Emissions Model*.

LIU, S., LU, L., MAO, D. & JIA, L. 2007: Evaluating Parameterizations of Aerodynamic Resistance to Heat Transfer Using Field Measurements, *Hydrol. Earth Syst. Sci.*, **11**, 769-783.

MAKAR, P. A., GRAVEL, S., CHIRKOV, V., STRAWBRIDGE, K.B., FROUDE, F., ARNOLD, J., BROOK, J. 2006: Heat Flux, Urban Properties and Regional Weather. *Atmospheric Environment*, **40**, 2750-2766.

MAHRT L., 2000: Surface heterogeneity and vertical structure of the boundary layer, *Boundary Layer Meteor.*, **96**, 33-62.

MARCIOTTO, E. R. 2009: Estudo da Influência de um Dossel Urbano sobre o Balanço de Energia na Superfície e Implicações na Estrutura Vertical da Camada Limite Atmosférica. *Tese de Doutorado*. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP. São Paulo. SP. Brasil, 144 pp.

MARCIOTTO E. R., OLIVEIRA A.P. & HANNA S.R. 2010: Modeling study of the aspect ratio influence on urban canopy energy fluxes with a modified wall-canyon energy budget scheme. *Building and Environment*, **45**, 2497-2505.

MARTILLI, A., CLAPPIER, A. & ROTACH, M.W. 2002: An urban surface exchange parameterisation for mesoscale models, *Boundary Layer Meteorology*, **104**, 261-304.

MASSON, V. 2000: A Physically-Based Scheme for the Urban Energy Budget in Atmospheric Models, Toulouse- France, *Boundary Layer Meteorology*, **94**, 357-397.

MASSON, V., GRIMMOND, C. S. B. & OKE, T. R. 2002: Evaluation of the Town Energy Balance (TEB) Scheme with Direct Measurements from Dry Districts in Two Cities, *Journal of Applied Meteorology*, **41**, 1011-1026.

MASSON, V. 2006: Urban Surface Modeling and the Meso-Scale Impact of Cities, *Theoretical and Applied Climatology*, **84**, 35-35.

MEYN, S. K. & OKE, T. R. 2009: Heat fluxes through roofs and their relevance to estimates of urban heat storage. *Energy and Buildings*, **41**, 745-752.

MIRA, M., VALOR, E., BOLUDA, R., CASELLES V. & COLL, C. 2007: Influence of the soil moisture effect on the thermal infrared Emissivity. *Tethys*, **4**, 3-9.

MONTEITH, J. L. 1965: Evaporation and environment. *Symposium of the Society for Experimental Biology*, **19**, 205-224.

- MONTEITH, J. L. 1973: Principles of Environmental Physics. Arnold, Paris, 241 pp.
- MORAIS, M. V. B. 2010: Investigação da camada limite planetária sobre a região urbana de São Paulo por meio do modelo de mesoescala TVM acoplado ao modelo de dossel urbano de Martilli. Dissertação de Mestrado. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP. São Paulo. SP. Brasil, 144 pp.
- MORIWAKI, R. & KANDA, M. 2004: Seasonal and diurnal fluxes of radiation, heat, water vapor, and carbon dioxide over a suburban area. *Journal of Applied Meteorology*, **43**, 1700-1710.
- NEWTON, T., OKE, T. R., GRIMMOND, C. S. B. & ROTH, M. 2007: The suburban energy balance in Miami, Florida. *Geogr. Ann.*, **89 A (4)**, 331-347.
- NOVAK, M. D. 1981: The moisture and thermal regimes of a bare soil in the Lower Fraser Valley during spring. Ph.D. thesis, The University of British Columbia, Vancouver, BC, Canada, 153 pp.
- NUNEZ, M. 1974: The energy balance of an urban canyon. Ph.D. Thesis, The University of British Columbia, Vancouver, 161 pp.
- NUNEZ, M. & OKE, T. R. 1977: The Energy Balance of an Urban Canyon. *Journal of Applied Meteorology*, **16**, 11-19.
- OFFERLE, B., GRIMMOND, C. S. B. & FORTUNIAK, K. 2005: Heat Storage and Anthropogenic Heat Flux in Relation to the Energy Balance of a Central European City Centre. *International Journal of Climatology*, **25**, 1405-1419.
- OFFERLE, B., GRIMMOND, C. S. B. & OKE, T. R. 2003: Parameterization of net all-wave radiation for urban areas. *J. Appl. Meteor.*, **42**, 1157-1173.



OKE, T.R. 1974: *Review of Urban Climatology, 1968-1973*. WMO Technical Note No. 134, WMO No. 383. World Meteorological Organization: Geneva.

OKE T. R., KALANDA B. D. & STEYN D. G. 1981: Parameterization of heat storage in urban areas. *Urban Ecology*, **5**, 45-54.

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

OKE T. R. & CLEUGH H. A. 1987: Urban heat storage derived as energy budget residuals. *Boundary Layer Met.*, **39**, 233-245.

OKE, T. R. 1988: The Urban Energy Balance *Progress in Physical Geography*, **12**, 471-508.

OKE, T. R. 2004: Initial guidance to obtain representative meteorological observations at urban sites. Instruments and Methods of Observation Programme IOM Rep. 81, WMO/TD N°. 1250, 51 pp.

OLIVEIRA A.P. & FITZJARRALD D. 1994: The Amazon River Breeze and Local Boundary Layer: II. Linear Analysis and Modelling. *Boundary Layer Meteorology*, **67**, 75-96.

OLIVEIRA, A. P., ESCOBEDO, J. F., PLANA-FATORI, A., SOARES, J., & SANTOS, P. M. 1996: Medidas da Radiação Solar na Cidade de São Paulo: Calibração de Piranômetros e Aplicações Meteorológicas. *Revista Brasileira de Geofísica*, **14(2)**, 203-216.

OLIVEIRA, A. P., ESCOBEDO, J. F., MACHADO, A. J. & SOARES, J. 2002: Diurnal Evolution of Solar Radiation at the Surface in the City of São Paulo: Seasonal Variation and Modeling. *Theoretical and Applied Climatology*, **71(3-4)**, 231-249.

OLIVEIRA, A. P., BORNSTEIN, R. & SOARES, J. 2003: Annual and diurnal wind patterns in the city of São Paulo. *Water, Air and Soil Pollution: FOCUS*, **3**, 3-15.

OLIVEIRA, A. P., SOARES, J., KARAM, H. A., PEREIRA, M. M. R., MARQUES FILHO, E. P. 2004a: Numerical modeling of the planetary boundary layer. *Revista Brasileira de Engenharia Térmica*, **5**, 74-83.

OLIVEIRA, A. P. & SOARES, J. 2004b: Seasonal Evolution of the Surface Radiation Balance in the City of São Paulo. Anais do XIII Congresso Brasileiro de Meteorologia, Fortaleza - CE (CDROM).

ONSE 2005: Consolidação de Previsão de Carga, 2004. <http://www.ons.org.br>.

PEARLMUTTER, D., BERLINER, P. & SHAVIV, E. 2005: Evaluation of Urban Surface Energy Fluxes Using an Open-Air Scale Model. *Journal of Applied Meteorology*, **44**, 532-545.

PEREIRA DE SOUSA O.N. 2006: Investigação do papel da topografia e ocupação do solo na camada limite planetária sobre a cidade de São Paulo. Dissertação de mestrado. Departamento de Ciências Atmosféricas, IAG-USP. São Paulo, SP, Brasil, 116 pp.

PEREIRA FILHO, A. J., SANTOS, P. M. & XAVIER T. M. B. 2007: Evolução do tempo e do Clima na Região Metropolitana de São Paulo. 1. ed. São Paulo: Linear B, 2007. v. 1. 282 pp.

PETERSON, J. T. & FLOWERS E. C. 1977: Interactions between Air Pollution and Solar Radiation. *Solar Energy*, **19**, 23-32.

PETERSON, J. T. & STOFFEL T. L. 1980: Analysis of Urban-Rural Solar Radiation Data from St. Louis, Missouri. *J. Appl. Meteor.*, **19**, 275-283.

PIGEON, G., LEGAIN, D., DURAND, P., MASSON, V. 2007: Anthropogenic Heat Release in an Old European Agglomeration (Toulouse, France). *International Journal of Climatology*, **27**, 1969-1981.

PMSP, 2009: Uso do solo urbano. <http://sempla.prefeitura.sp.gov.br/infocidade/>.

RAFAILIDIS, S. 1997: Influence of building areal density and roof shape on the wind characteristics above a town. *Boundary Layer Meteorology*, **85**, 255-271.

RAUPACH, M. R. 2001: Combination theory and equilibrium evaporation. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **127**, 1149-1181.

RAUPACH M. R., ANTONIA R.A. & RAJAGOPALAN S. 1991: Rough-wall turbulent boundary layers, *Appl. Mech. Rev.*, **44**, 1-25.

RIZWAN, A. M., DENNIS, Y. C. & LIU, C. 2008: A review on the generation, determination and mitigation of Urban Heat Island. *Journal of Environmental Sciences*, **20**, 120-128.

ROBERTS, S. M., OKE, T. R., GRIMMOND, C. S. B. & VOOGT, J. A. 2006: Comparison of Four Methods to Estimate Urban Heat Storage, *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, **45**, 1766-1781.

ROBERTS, S. M., OKE, T. R., VOOGT, J. A., GRIMMOND, C. S. B. & LEMONSU, A. 1984: Energy Storage in a European City Center, Météo-France, Toulouse, France.

ROSON, A.C. 2008: Comunicação pessoal.

ROTACH, M. W. 1993a: Turbulence close to a rough urban surface. Part I: Reynolds stresses. *Boundary-Layer Meteorology*, **65**, 1-28.

ROTH, M. 2007: Review of urban climate research in (sub) tropical regions. *International Journal of Climatology*, **27**, 1859-1873.

ROTH, M. 2000: Review of atmospheric turbulence over cities, *Quart. J. R. Meteor. Soc.*, **126**, 941-990.

ROTH, M. & OKE, T.R. 1995: Relative efficiencies of turbulent transfer of heat, mass and momentum over a patchy urban surface. *Journal of the Atmospheric Sciences*, **52**, 1863-1874.

ROUSE, W. R., NOAD, D. & MCCUTCHEON, J. 1973: Radiation, Temperature and Atmospheric Emissivities in a Polluted Urban Atmosphere at Hamilton, Ontario. *Journal of Applied Meteorology*, **12**, 798-807.

SAILOR, D. J. 2000: Improved Representation of the Urban Radiative Budget in Mesoscale Atmospheric Models, presented at the 3<sup>rd</sup> Symposium on Urban Environments, *American Meteorological Society*, Davis, Aug.

SAILOR, D. J. & FAN, H. 2002: Modeling the diurnal variability of effective albedo for cities. *Atmos. Environ.*, **36**, 713-725.

SAILOR, D. J. & LU, L. 2004: A Top-Down Methodology for Developing Diurnal and Seasonal Anthropogenic Heating Profiles for Urban Areas, *Atmos Environ.*, **38**(17), 2737-2748.

SAILOR, D.J., HART, M. 2006: An Anthropogenic Heating Database for Major U.S. Cities. Proceedings of the Sixth Symposium on the Urban Environment. *American Meteorological Society*, Atlanta, January 28 - February 2, Paper 5.6. Available online at <http://ams.confex.com/ams/pdfpapers/105377.pdf>.

SCHMID, H. P., CLEUGH, H. A., GRIMMOND, C. S. B. & OKE, T. R. 1991: Spatial variability of energy fluxes in suburban terrain. *Bound.Layer Meteor.*, **54**, 249-276.

SEGAL, M. & ARRITT, R. W. 1992: Non-classical mesoscale circulations caused by surface sensible heat-flux gradients. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, **73**, 1593-1604.

SELLERS, P., RASOOL, S. & BOLLE, H. J. 1990: A Review of Satellite Data Algorithms for Studies of the Land Surface. *Bulletin American Meteorological Society*, **71**, 1429-1447.

SNEDECOR, G.W. & COCHARAN, W.G., 1989: Statistical methods. 8 ed. Ames, Iowa State University Press, 503 pp.

SOUSA, O. N. P. 2006: Investigação do papel da topografia e ocupação do solo na Camada limite planetária sobre a cidade de São Paulo. *Dissertação de mestrado do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas*. Universidade de São Paulo, Brasil, 115 pp.

SSE 2008: Balanço Energético do Estado de São Paulo. <http://www.energia.sp.gov.br/>

STACKHOUSE, P. W. J. R., GUPTA, S. K., COX S. J., CHIACCHIO M. & MIKOVITZ J. C. 2000: The WCRP/GEWEX Surface Radiation Balance Project Release 2: An Assessment Of Surface Fluxes At 1 Degree Resolution. *NASA Langley Technical Report Server*.

STANHILL G. & KALMA J. D. 1995: Solar Dimming and Urban Heating at Hong Kong. *International Journal of Climatology*, **15**, 933-941.

STIVARI S. M. S., OLIVEIRA A. P., KARAM, H. A. & SOARES, J. 2003: Patterns of Local Circulation in the Itaipu Lake Area: Numerical Simulations of Lake Breeze. *Journal of Applied Meteorology*. **42(1)**, 37-50.

STULL, R. B. 1988: An introduction to boundary layer meteorology. *Kluwer Academic Publishers*. The Netherlands. 666 pp.

TAHA, H. 1997: Urban Climates and Heat Islands. Albedo, Evapotranspiration, and Anthropogenic Heat. *Energy and Buildings*, **25**, 99-103.

TEJEDA-MARTÍNEZ, A. & JÁUREGUI-OSTOS, E. 2005: Surface energy balance measurements in the Mexico City region: a review, *Atmosfera*, **18**, 1-23.

THOM, A. S. 1975: Momentum, mass and heat exchange of plant communities, In: Monteith, J.L. *Vegetation and the Atmosphere*, *Academic Press, London*, 57-109.

UNITED NATIONS 2007: World urbanization prospects the 2007 revision. United Nations Population Division, Department of Economic and Social Affairs, United Nations Secretariat, New York, USA, 1244 pp.

UNO, I., WAKAMATSU, S., UEDA, H. & NAKAMURA A. (1988), An observational study of the structure of the nocturnal urban boundary layer, *Boundary Layer Meteorology*, **45**, 59-82.

VERMA, S. B., ROSENBERG, N. J., BLAD, B. L. & BARADAS, M. W. 1976: Resistance-energy balance method for predicting evapotranspiration: Determination of boundary layer resistance and evaluation of error effects, *Agronomy J.*, **68**, 776-782.

VINEY, N. R. 1991: An empirical expression for aerodynamic resistance in the unstable boundary layer. *Boundary Layer Meteorol.*, **56**, 381-393.

VOOGT, J. A. & OKE, T. R. 1997: Complete Urban Surface Temperatures. *Journal Appl. Meteor.*, **36**, 1117-1132.

VOOGT, J. A. & GRIMMOND, C. S. B. 2000: Modeling Surface Sensible Heat Flux Using Surface Radiative Temperatures in a Simple Urban Area, *J. Appl. Meteorol.*, **39**, 1679-1699.

VOOGT, J. A. & OKE, T. R. 2003: Thermal Remote Sensing of Urban Climates. *Remote Sensing of Environment*, **86**, 370-384.

VUKOVICH F. M. 1983: An analysis of the ground temperature and reflectivity pattern about St. Louis, Missouri, using HCMM satellite data. *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **22**, 560-571.

WELCH, R. M. & ZDUNKOWSKI W. D. 1976: A Radiation Model of the Polluted Atmospheric Boundary Layer. *J. Atmos. Sci.*, **33**, 2170-2184.

WHITE, J. M., EATON F. D. & AUER, A. H. 1978: The Net Radiation Balance of the St. Louis Metropolitan Área. *J. Appl. Meteor.*, **17**, 593-599.

WILKS, D. S. 2006: Statistical Methods in the Atmospheric Sciences. 2nd ed. *Academic Press*, 627 pp.

WORLD ENERGY AGENCY, 2006: Focus on Brazil. *World Energy Outlook*, **16**, 447-487.

YANG, K., KOIKE, T., ISHIKAWA, H., KIM, J., LI, X., LIU, H., LIU, S., MA, Y. & WANG, J. 2008: Turbulent Flux Transfer over Bare-Soil Surfaces: Characteristics and Parameterization. *J. Appl. Meteor. Climatol.*, **47**, 276-290.

YANG, K., TAMAI, N. & KOIKE, T. 2001: Analytical solution of surface layer similarity equations, *J. Appl. Meteorol.*, **40**, 1647-1653.

YOSHIDA, A., TOMINAGA, K. & WATATANI, S. 1990-91: Field measurements on energy balance of an urban canyon in the summer season. *Energy and Buildings*, **15-16**, 417-423.