

Universidade de São Paulo

Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas

Departamento de Ciências Atmosféricas

Flávia Dias Rabelo

Estudo Observacional dos Fluxos Turbulentos
de Calor Sensível e Latente na Superfície da
Região Metropolitana da Cidade de São Paulo

São Paulo

2013

Flávia Dias Rabelo

Estudo Observacional dos Fluxos Turbulentos de Calor Sensível e Latente na Superfície da Região Metropolitana da Cidade de São Paulo

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

Área de Concentração: Meteorologia

Orientador: Prof. Dr. Amauri Pereira de Oliveira

São Paulo

2013

Resumo

O conhecimento do balanço de energia na superfície das regiões urbanas é fundamental para entender o papel das cidades no clima local e estabelecer *de forma objetiva* as medidas de mitigação para atenuar os efeitos adversos produzidos pela urbanização. Esse conhecimento é particularmente importante no Brasil onde 84.3% da população vivem em regiões urbanas e no caso em que os cenários de mudanças climáticas previstos pelo IPCC se confirmem para o território Brasileiro. Esse trabalho tem como objetivo principal descrever a evolução sazonal da variação diurna dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente na região metropolitana de São Paulo, utilizando observações de velocidade vertical, temperatura do ar e densidade de vapor de água com frequência de 10 Hz na plataforma Micrometeorológica do IAG da USP localizada no topo do prédio de 4 andares do IAG do campus Butantã da Universidade de São Paulo, onde um anemômetro sônico CSAT3 da Campbell Inc. e um analisador de gás LI-COR LI-7500 foram instalados a 17 da superfície em uma torre de 10 metros. Neste trabalho os fluxos turbulentos de calor sensível (H) e latente (LE) foram estimados pelo método da covariância dos vórtices turbulentos para os dados coletados em 2009 (18 de maio a 17 de junho), em 2010 (8 de março a 30 de junho) e em 2012 (1 de fevereiro e 30 de novembro). O método do balanço de energia foi calibrado e aplicado para estima H e LE durante 2009. Em 2012, os valores médios mensais de H indicam um ciclo diurno com um máximo (mínimo) de 181.7 W m^{-2} em fevereiro (-9.1 W m^{-2} em agosto). Entre março de junho de 2010 observou-se um ciclo diurno de H com um máximo (mínimo) de 145 W m^{-2} em março (-10.1 W m^{-2} em junho). Entre maio e junho de 2009 o máximo (mínimo) de H foi de 122 W m^{-2} em maio (-15.1 W m^{-2} em maio). Em 2012, os valores médios mensais de LE indicam um ciclo diurno com um máximo (mínimo) de 175.2 W m^{-2} em fevereiro (-6.7 W m^{-2} em junho). Entre maio de junho de 2009 observou-se LE máximo de 96.7 W m^{-2} em maio e um mínimo -14.2 W m^{-2} no mesmo mês. O método indireto foi utilizado para os dados de 2009.

Abstract

Knowing the surface energy balance over urban areas is of paramount importance to understand the impact of cities on the local climate and to set objectively mitigations actions to attenuate the adverse effects of urbanization. This is particularly relevant in that case of Brazil, where more than 84.3% of its population lives on urban areas and whether the IPCC predictions for climate changes would be verified. The main goal of this work is to described the seasonal variation of diurnal evolution of sensible and latent turbulent fluxes at the surface of the metropolitan area of São Paulo using measurements of vertical wind speed, air temperature and water vapor density carried out with sampling frequency of 10 Hz in the IAG USP Micrometeorological Platform located in the University of São Paulo Butantã campus at the top of 4-store IAG building where a CSAT3 sonic anemometer Campbell and gas analyzer LICOR were set at 17 m above the surface in a 10 m micrometeorological tower. The eddy covariance method was applied to estimate sensible (H) and latent (LE) turbulent fluxes at the surface from observations carried out during 2009 (May 18th to June 17th), 2010 (March 8th and June 30th) and 2012 (February 1st to November 30th). And energy balance method was calibrated and applied for year 2009. The monthly averaged values of H indicates a diurnal cycle maximum (minimum) in 2012 of 181.7 W m⁻² in February (-9.1 W m⁻² in August) and the maximum (minimum) LE was 175.2 W m⁻² (-6.7 W m⁻²). In 2010 the maximum (minimum) H was 145 W m⁻² (-10.1 W m⁻²). In 2009 the maximum (minimum) H was 122 W m⁻² (-15.1 W m⁻²) and the maximum (minimum) LE was 96.7 W m⁻² (-14.2 W m⁻²).

LISTA DE FIGURA

- Figura 1.1.** Representação esquemática das componentes do balanço de energia na região urbana considerando um volume de controle envolvendo todo o dossel urbano, onde RSL é a subcamada de rugosidade; UCL é a camada do dossel urbano (Oke, 1988 adaptada por Ferreira, 2010). -----17
- Figura 1.2.** Componentes do balanço de energia e de radiação na superfície da sobre a região rural e urbana da cidade de Houston, Texas, EUA (Sass, 2013). O fluxo de energia está indicado em termos de valores diários, integrados no período de 24 horas (1 kWh = 3,6 MJ). -----20
- Figura 1.3.** Padrões de histerese observados entre armazenamento de calor e a radiação líquida. A93 e A94 corresponde a Arcadia, Los Angeles, California (EUA), C95 a Chicago, Illinois (EUA); Me93 a Cidade do México, México; Mi95 a Miami, Florida (EUA); S94 Sacramento, California (EUA); Sg92 a São Gabriel, Los Angeles, California (EUA); T90 a Tucson, Arizona (EUA); VI92, Vs92 e Vs89 a Vancouver, British Columbia (Canada). O ano da observação é indicado pela dezena em cada símbolo. Todas as observações foram realizadas durante o período de verão. -----22
- Figura 1.4.** Balanço de energia na superfície no período entre 16 de junho a 14 de julho de 2001 para a cidade de Marseille, França (Grimmond *et al.*, 2004). -----23
- Figura 1.5.** Balanço de energia de uma região urbana árida de latitudes médias. Valores medidos sobre um protótipo de cânions urbanos em escala localizado em Negev, Israel (Pearlmutter *et al.*, -----23

2009). A razão AF/AH (área da face vertical da construção/área horizontal total) corresponde ao valor típico da razão h/w (altura/largura) de um cânion da cidade de Negev.

Figura 1.6. Evolução diurna dos fluxos de calor sensível e latente na superfície em Portland, Oregon, EUA. Valores médios observado durante o mês de setembro. (Adaptado da Fig. 21 de Burnett *et al.*, 2010). -----24

Figura 1.7. Valores horários médios do balanço de energia na cidade de Basel, Suíça entre 10 de junho e 10 de julho de 2002 (Adaptado da Fig. 5 de Christen e Vogt, 2004), onde U1 representa uma área urbana, S1 suburbana e R2 rural. Nota: Nesta figura fluxo positivo (negativo) indica energia entrando (saindo) da superfície. -----25

Figura 1.8. Balanço de energia na cidade do México (Oke *et al.*, 1999). -----26

Figura 1.9. Componentes do balanço de energia na superfície em valores horários médios mensais na cidade de São Paulo em (a) fevereiro (b) agosto de 2004 (Ferreira, 2010). -----26

Figura 1.10. Componentes do balanço de energia na superfície em valores horários médios na cidade de São Paulo entre 18 de maio e 17 de junho de 2009 (Ferreira *et al.*, 2013). -----27

Figura 1.11 Definição das camadas que envolvem a área urbana em escala local (Oke, 1997 modificada por Grimmond e Oke, 2002). -----28

Figura 1.12 Variação diurna e sazonal da radiação líquida (Ferreira et.al.,2012).	-----30
Figura 2.1. Função footprint para altura de observação de 50 metros e 4 categorias de estabilidade. Adaptado da Fig. 8.1 de Aubinet <i>et al.</i> (2012).	-----35
Figura 2.2. Representação esquemática da alteração da função densidade do coespectro associado a (a) filtro passa baixa e (b) filtro passa alta. (Adaptado da Fig. 1.3 de Aubinet <i>et al.</i> 2012).	-----37
Figura 2.3. Impacto da correção dos efeitos a) Picos espúrios (spike elimination); b) Tempo de atraso (correct delay time); (c) Velocidade vertical média diferente de zero (Tilt correction - planar fit); d) Perdas espectrais (correction for spectral losses); (e) Conversão da temperatura do sonico (Convert soni temperature); (f) Flutuação de densidade (Density correction) (adaptada da figura 4.8 de Aubinet et al.(2012)).	-----38
Figura 2.4. Ciclo diurno descrito pelo calor armazenado no dossel urbano da Cidade de São Paulo em função da radiação líquida na superfície. Adaptado da Figura 6c de Ferreira <i>et al</i> (2013). Os números no interior do diagrama indicam hora local.	-----41
Figura 2.5. Evolução diurna de H (a,b) e LE (c,d) observados (eddy correlation) e modelados (empiricamente) para a RMSP. Foram utilizados os valores de $\alpha' = 0,55$ (período diurno), $\alpha' = 1,0$ (período noturno) e $\beta' = 10 \text{ W m}^{-2}$ (Rabelo et al., 2011).	-----42
Figura 2.6. Anemômetro sônico (a) e analisador de gás (b) instalados na PM do IAG USP. Fonte:www.campbellsci.com.au	-----44

(Acessado em abril/2013).

Figura 2.7. (a) Plataforma Micrometeorológica do IAG USP (b) -----46
Representatividade espacial em um raio de 1 km.

Figura 2.8. Evolução temporal da (a) temperatura do ar obtida -----48
através sônico (TS) e da temperatura do ar obtida através do
termohigrômetro (Tar); (b) velocidade do vento observados com o
anemômetro sônico (PROG 1 e PROG 2) e com anemômetro Gill
(PM) e (c) direção do vento. Observações realizadas nos dias 132 a
134 de 2010 na PM do IAG da USP. Valores médios de 5 minutos
(Tar, PM) e 30 minutos (Ts, PROG 1 e PROG 2).

Figura 2.9. Evolução diurna de (a) H e (b) LE para os dias do ano -----51
159, 160 e 161 em 2009 e (c) H para os dias do ano 132, 133 e 134
em 2010 na PM do IAG USP.

Figura 2.10. Evolução diurna do fluxo de calor sensível e latente -----53
estimados pelos algoritmos em desenvolvimento (PROG 2 e PROG
3). Dados de turbulência observados em 14 de julho de 2012 (dia
do ano 196) na Plataforma Micrometeorológica do IAG USP. O
índice filtro indica que os fluxos foram filtrados passa alta que
removem contribuições associados flutuações de mesoescala. O
índice empuxo indica que H foi estimado com efeito do empuxo
associado à presença de umidade.

Figura 3.1. Variação sazonal dos valores diários médios mensais -----55
de (a) H e LE e (b) Q^* observados em 2012 na RMSP.

Figura 3.2. Variação sazonal da razão (a) H/Q^* ; (b) LE/Q^* e (c) -----57
 $\Delta QS/Q^*$ e (d) razão de Bowen observadas em 2012 na RMSP.

Figura 3.3. Variação sazonal de (a) H em 2010 e (b) H e LE em 2009.	-----59
Figura 3.4. Variação sazonal de (a) H, (b) LE e (c) Q* durante os anos de 2009, 2010 e 2012 na RMSP.	-----61
Figura 3.5. Evolução diurna dos valores horários médios mensais de Q*, ΔQ_s , H e LE para a RMSP entre os meses de (a) fevereiro a (j) novembro de 2012.	-----65
Figura 3.6. Evolução diurna dos valores horários médios mensais de Q* e H para a RMSP entre os meses de (a) março e (d) junho de 2010.	-----70
Figura 3.7. Evolução diurna dos valores horários médios mensais de Q*, ΔQ_s , H e LE para a RMSP entre os meses de (a) maio a (j) junho de 2009.	-----72
Figura 3.8. Variação sazonal dos valores diários médios mensais de H e LE para a RMSP calculado pelo método do balanço de energia para o ano de 2009 (Rabelo et. al., 2011).	-----73
Figura 3.9. Evolução diurna dos valores horários médios mensais de Q*, ΔQ_s , H e LE para a RMSP entre os meses de (a) janeiro a (l) dezembro de 2009.	-----75
Figura 3.10. Variação temporal de (a) fluxo turbulento de H, (b) radiação líquida, (c) temperatura e umidade relativa do ar e (d) velocidade e direção do vento observados durante os dias 132, 133 e 134 de 2010 na RMSP.	-----82

Figura 3.11. Carta sinótica das 00Z no dia do ano 133 em 2010 -----85
(DNH, Ministério da Defesa).

Figura 3.12. Evolução diurna do (a) fluxo turbulento de calor -----87
sensível e (b) radiação líquida com a média mensal nos dias do
ano 132, 133 e 134, observados na RMSP em 2010.

Figura 3.13. Diagrama de dispersão entre (a) H e Q^* , (b) LE e Q^* e -----89
(c) H e LE para a RMSP em 2012.

LISTA DE TABELA

Tabela 1.1. Valores diários das componentes do balanço de energia e radiação na superfície para as regiões urbana e rural da Cidade de Houston, Texas, EUA (Sass, 2013). Negativo indica fluxo de energia saindo do elemento de volume.	-----21
Tabela 1.2. Valores diários das componentes do balanço de energia e de radiação na superfície para as regiões urbana São Paulo, SP, Brasil.	-----30
Tabela 2.1. Descrição dos instrumentos instalados na Plataforma Micrometeorológica (PM) do IAG USP.	-----43
Tabela 2.2 Descrição da altura do prédio, instrumento e subcamada de rugosidade.	-----46
Tabela 2.3 Descrição dos arquivos gerados pelo datalogger na plataforma micrometeorológica IAG/USP para o ano de 2009.	-----96
Tabela 2.4 Descrição dos arquivos gerados pelo datalogger na plataforma micrometeorológica IAG/USP para o ano de 2010.	-----96
Tabela 2.5 Descrição das observações dos sensores em 2009. C=completo, I=incompleto; Amarelo=início da operação, DD = dia, MM=mês, AA=ano.	-----97
Tabela 2.6 Descrição das observações dos sensores em março e abril de 2010.	-----98

Tabela 2.7 Descrição das observações dos sensores em maio e junho de 2010.	-----99
Tabela 2.8 Descrição das observações dos sensores em fevereiro e março de 2012. C=completo, I=incompleto; (-) = ausência de dados; Amarelo=início da operação,DD = dia, MM=mês, AA=ano.	-----100
Tabela 2.9 Descrição das observações dos sensores em abril e maio de 2012.	-----101
Tabela 2.10 Descrição das observações dos sensores em junho e julho de 2012.	-----102
Tabela 2.11 Descrição das observações dos sensores em agosto e setembro de 2012.	-----103
Tabela 2.12 Descrição das observações dos sensores em outubro e novembro de 2012.	-----104
Tabela 3.1 Valores diários médios mensais de H para os anos de 2012, 2010 e 2009. Valores diários em ($\text{MJ m}^{-2}\text{day}^{-1}$). Valores máximos e mínimos em (W m^{-2}).	-----63
Tabela 3.2 Valores diários médios mensais de LE para os anos de 2012, 2010 e 2009. Valores diários em ($\text{MJ m}^{-2}\text{day}^{-1}$). Valores máximo e mínimos em (W m^{-2}).	-----63
Tabela 3.3 Valores diários médios mensais de Q^* para os anos de 2012, 2010 e 2009. Valores diários em ($\text{MJ m}^{-2}\text{day}^{-1}$). Valores máximo e mínimos em (W m^{-2}).	-----63

Tabela 3.4 Número de dias completos com observações em 2012, -----64
2010 e 2009.

LISTA DE SIGLAS

CLP	Camada Limite Planetária
CLU	Camada Limite Urbana
IAG	Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas
LABMICRO	Laboratório de Micrometeorologia
PM	Plataforma Micrometeorológica
RMSP	Região Metropolitana de São Paulo
RSL	Subcamada de Rugosidade
UCL	Camada do Dossel Urbano
USP	Universidade de São Paulo

Índice

Resumo-----	04
Abstract-----	05
Lista de Figuras-----	06
Lista de Tabelas-----	12
Lista de Siglas-----	15
Índice-----	16
1. Introdução-----	17
1.1 Região Metropolitana de São Paulo-----	28
1.2 Objetivo-----	31
2. Metodologia-----	33
2.1 Método da covariância dos vórtices-----	33
2.2 Método do balanço de energia-----	39
2.3 Calibração do método do balanço de energia-----	42
2.4 Sensores de turbulência-----	43
2.5 Processamento-----	44
2.6 Eliminação de oscilações espúrias (Spikes)-----	45
2.7 Representatividade espacial das medidas-----	45
2.8 Banco de Dados-----	46
2.9 Avaliação da qualidade dos dados-----	47
3. Resultados-----	54
3.1 Valores diários médios mensais: variação sazonal e interanual-----	54
3.2 Valores horários médios mensais: evolução diurna-----	64
3.3 Método empírico de estimativa do balanço de energia-----	73
3.4 Efeito da passagem da frente fria-----	81
4. Conclusão-----	90
5. Bibliografia-----	92
Anexo-----	96

1. Introdução

A interação entre a superfície e a atmosfera pode ser determinada através na descrição da evolução temporal e espacial das componentes do balanço de energia e radiação na superfície, do transporte turbulento de momento, da distribuição espacial e temporal da energia cinética turbulenta e das propriedades dinâmicas e termodinâmicas da camada limite planetária (CLP).

O conhecimento do balanço de energia na superfície das regiões urbanas é fundamental para entender o papel das cidades no clima urbano e estabelecer *de forma objetiva* as medidas de mitigação para atenuar os efeitos adversos produzidos pela urbanização. Esse conhecimento é particularmente importante no Brasil onde 84.3% da população vivem em regiões urbanas (IBGE, 2010).

Devido à grande heterogeneidade a descrição observacional das propriedades de uma superfície urbana representa um verdadeiro desafio do ponto de vista logístico e científico (Oke,1988; Grimmond, 2006). Uma forma de estimar as componentes do balanço de energia sobre uma superfície urbana é considerar um volume de controle envolvendo a área de interesse (Fig. 1.1).

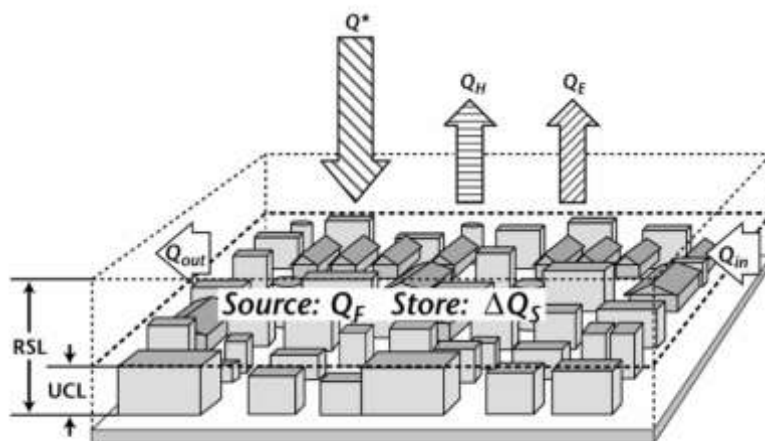


Figura 1.1. Representação esquemática das componentes do balanço de energia na região urbana considerando um volume de controle envolvendo todo o dossel urbano, onde RSL é a subcamada de rugosidade; UCL é a camada do dossel urbano (Oke, 1988 adaptada por Ferreira, 2010).

Nesse caso o balanço de energia na interface urbana pode ser expresso como:

$$Q^* + Q_F = H + LE + \Delta Q_S + \Delta Q_A + S \quad (1.1)$$

Onde Q^* é a radiação líquida (ou saldo de radiação) resultante da soma das componentes da radiação de ondas curta e longa incidentes e emergentes na superfície (média espacial na superfície horizontal superior do elemento de volume). Q_F é o calor antropogênico provenientes de fontes móveis (veículos), estacionárias (residências e instalações indústrias e comerciais) e as emissões de calor das pessoas e animais associadas ao metabolismo dos seres vivos. H e LE são os fluxos turbulentos de calor sensível e latente (média espacial na superfície horizontal superior do elemento de volume). ΔQ_S é o calor armazenado no dossel. ΔQ_A é o fluxo proveniente da advecção horizontal (média espacial na superfícies verticais do elemento de volume) e S representa o resíduo.

O balanço de radiação em uma superfície urbana também pode ser estimado considerando os valores médios das suas componentes nas superfícies que envolvem o volume de controle considerado na Fig. 1.1. Neste caso o balanço de radiação na superfície urbana pode ser expresso como soma das seguintes componentes:

$$Q^* = S_{\downarrow} + S_{\uparrow} + L_{\downarrow} + L_{\uparrow} \quad (1.2)$$

Onde S_{\downarrow} é a radiação solar incidente da superfície (difusa e direta), S_{\uparrow} é a radiação solar emergente da superfície (refletida pelo dossel), L_{\downarrow} é a radiação de onda longa incidente na superfície (radiação atmosférica) e L_{\uparrow} é radiação de onda longa emergente da superfície (emitida e refletida pela superfície) que estão passando pela superfície horizontal superior do elemento de volume.

Dos sete termos da Eq. (1.1), somente três podem ser medidos diretamente: Q^* , H e LE (Coutts *et al.*, 2007; Christen e Vogt, 2004). O termo de armazenamento ΔQ_S é estimado indiretamente como resíduo da equação (1.1) considerando somente Q^* , H , LE e Q_F (Roberts *et al.*, 2006) ou modelado em função da radiação líquida e da ocupação do superfície através de relações empíricas tais como o método da histerese (Grimmond *et al.*, 1991; Ferreira *et al.*, 2013). O termo de advecção ΔQ_A é assumido como zero na maior parte dos estudos de balanço de energia (Yi *et al.*, 2008). A hipótese de ΔQ_A igual a zero é válida para superfícies urbanas planas e homogêneas,

entretanto estas condições são difíceis de serem encontradas na prática, logo desprezar a contribuição da advecção pode contribuir para que o balanço de energia na superfície não seja satisfeito. O calor antropogênico Q_F é determinado indiretamente através do método do resíduo ou do método do inventário de energia. O método do resíduo (Pigeon *et al.*, 2007) consiste em estimar Q_F em termos da equação do balanço de energia. No método do inventário de energia (Sailor e Lu, 2004) Q_F é estimado a partir de informações do consumo de energia primária pelos veículos, residências, indústrias e estabelecimentos comerciais. Estas informações são obtidas de relatórios estatísticos do uso de energia de uma cidade ou país. 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 (Ferreira *et al.*, 2011).

Tomando-se como referência o balanço de energia sobre uma superfície rural vegetada que envolve a região urbana, ou seja, que está sujeita a condições climáticas similares, verifica-se que na região urbana uma fração significativamente maior da energia disponível na superfície é transferida para a atmosfera através de calor sensível H em detrimento da transferência de energia na forma de calor latente LE . Esse comportamento ocorre em regiões urbanas em virtude da pouca disponibilidade de água causada pela impermeabilização da superfície e por uma presença menor de vegetação. Em função desse comportamento é possível classificar uma região urbana como a que apresenta uma razão de Bowen ($\beta=H/LE$) maior do que 1 ($\beta > 1$). Além disso, observa-se que o calor armazenado no dossel urbano é sistematicamente maior do que no dossel rural, mesmo quando a área rural é ocupada por florestas. No caso de cidades localizadas em latitudes médias e altas, o calor antropogênico Q_F contribui significativamente com a energia disponível na superfície determinando, em grande parte, as características da ilha de calor urbana nessas cidades, com um máximo noturno e com maior amplitude durante o período de inverno.

Uma descrição mais quantitativa das componentes do balanço de energia e de radiação na superfície urbana e rural adjacente são apresentadas na Figura 1.2. Os valores indicados nesta figura correspondem a valores diários (integrados ao longo de um período de 24 horas) para uma condição média no verão para a cidade de Houston, Texas, EUA (Sass, 2013). Os dados apresentados de forma esquemática na Figura 1.2

são apresentados na Tabela 1.2, onde os termos das equações (1.1) e (1.2) são identificados. Nessa tabela são apresentados os valores diários em termos de $\text{MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ a título de comparação com os demais valores apresentados nessa dissertação. Quando todos os valores são contabilizados verifica-se que o superávit de energia na superfície urbana, associado à ilha de calor urbana da cidade de Houston, é causado principalmente pelo calor antropogênico. Nesse caso a radiação líquida na região urbana é ligeiramente menor do que na região rural, em grande parte devido a emissão de onda longa da superfície induzida pelas altas temperaturas da superfície da cidade de Houston associadas a ilha de calor urbana.

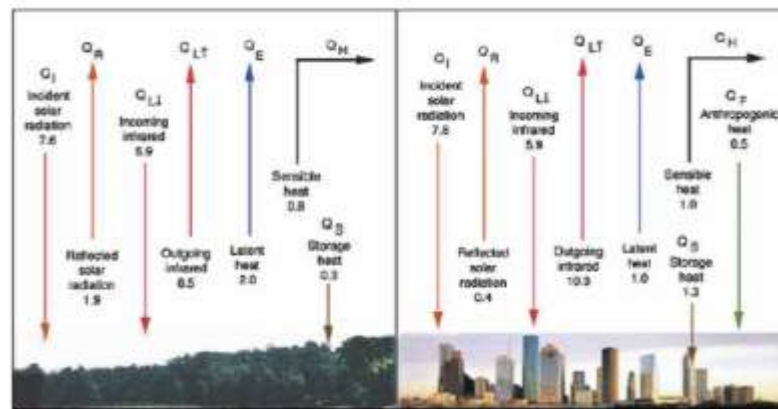


Figura 1.2. Componentes do balanço de energia e de radiação na superfície da sobre a região rural e urbana da cidade de Houston, Texas, EUA (Sass, 2013). O fluxo de energia está indicado em termos de valores diários, integrados no período de 24 horas ($1 \text{ kWh} = 3,6 \text{ MJ}$).

Quando a evolução diurna das componentes do balanço de energia é analisada são relevados mais detalhes sobre a interação entre superfície urbana e a atmosfera (Grimmond, 2004). Destaca-se a presença da defasagem entre os ciclos diurnos da radiação líquida, calor armazenado no dossel urbano e calor sensível. O máximo no calor armazenado no dossel ocorre antes do máximo no ciclo diurno da radiação líquida. Este atraso está relacionado ao efeito de histerese e pode ser identificado através das trajetórias elípticas descritas pelos pontos nos diagramas na Figura 1.3 (Grimmond e Oke, 1999). Este comportamento foi observado nas 8 regiões urbanas analisadas por Grimmond e Oke (1999).

Tabela 1.1. Valores diários das componentes do balanço de energia e radiação na superfície para as regiões urbana e rural da Cidade de Houston, Texas, EUA (Sass, 2013). Negativo indica fluxo de energia saindo do elemento de volume.

Componentes da Eq. 1.1 (+)	Rural (++) (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	Urbano (++) (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	Urbano-Rural (++) (MJ m ⁻² dia ⁻¹)
H (QH)	2,9 (0,8)	3,6 (1,0)	0,7 (0,2)
LE (QE)	7,2 (2,0)	3,6 (1,0)	-3,6 (-1,0)
ΔQS (QS)	1,1 (0,3)	4,7 (1,3)	3,6 (1,0)
H + LE + ΔQS	11,2 (3,1)	13,7 (3,8)	2,5 (0,7)
Q _F	0,0	1,8 (0,5)	1,8 (0,5)
Q* + Q _F	11,2 (3,1)	13,7 (3,3)	
Componentes da Eq. 1.2 (+)	Rural (++) (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	Urbano (++) (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	Urbano-Rural (++) (MJ m ⁻² dia ⁻¹)
S↓ (Q _i)	27,4 (7,6)	27,4 (7,6)	0,0
S↑ (Q _R)	6,8 (1,9)	1,4 (0,4)	-5,4 (-1,5)
ΔS= S↓ - S↑ (Q*)	20,6 (5,7)	26,0 (7,2)	5,4 (1,5)
L↓ (Q _{L↓})	21,2 (5,9)	21,2 (5,9)	0,0
L↑ (Q _{L↑})	30,6 (8,5)	37,1 (10,3)	6,5 (1,8)
ΔL= L↓ - L↑ (QL)	-9,4 (-2,6)	-15,9 (-4,4)	-6,5 (-1,8)
Q* = ΔS + ΔL	11,2 (3,1)	10,1 (2,8)	-1,1 (-0,3)

(+) = variáveis usadas na Fig. 1.2. (++) Valores em (kWh m⁻² dia⁻¹) usados na Fig. 1.2. Albedo rural 0.25 urbano 0.05.

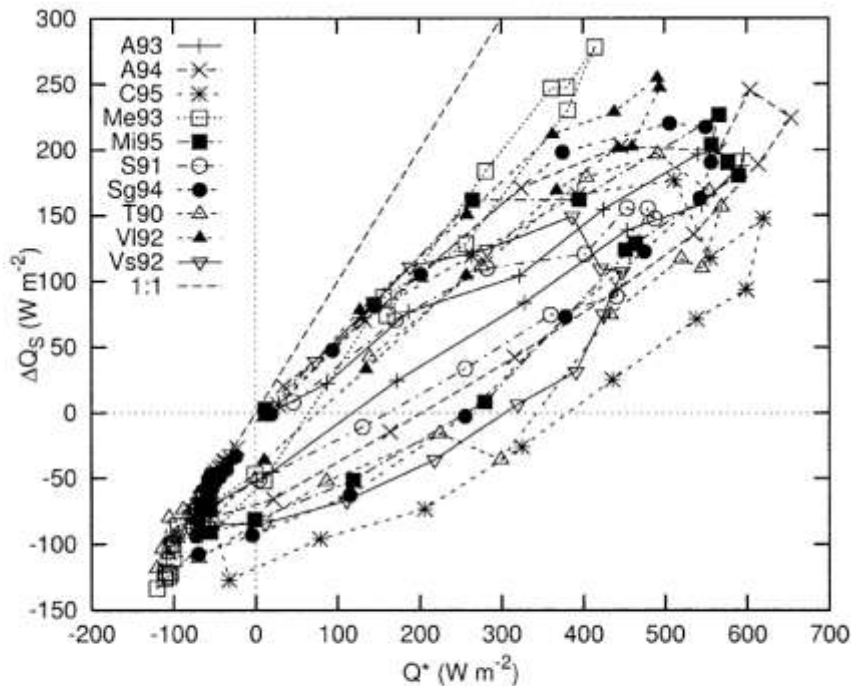


Figura 1.3. Padrões de histerese observados entre armazenamento de calor e a radiação líquida. A93 e A94 corresponde a Arcadia, Los Angeles, California (EUA), C95 a Chicago, Illinois (EUA); Me93 a Cidade do México, México; Mi95 a Miami, Florida (EUA); S94 Sacramento, California (EUA); Sg92 a São Gabriel, Los Angeles, California (EUA); T90 a Tucson, Arizona (EUA); V192, Vs92 e Vs89 a Vancouver, British Columbia (Canada). O ano da observação é indicado pela dezena em cada símbolo. Todas as observações foram realizadas durante o período de verão.

Exemplos dos padrões no comportamento das componentes do balanço de energia na superfície são indicados na Fig. 1.4 para Marseille, França; na Fig. 1.5 para Negev, Israel e Fig. 1.6 para Portland, EUA. Deve ser ressaltado que no caso de Negev as componentes do balanço de energia na superfície foram estimadas a partir de um protótipo de dossel urbano correspondente a um conjunto regular de blocos de concreto com alturas de 0.4 m, alinhados paralelamente de forma a reproduzir um conjunto de cânions paralelos e orientados perpendicularmente a direção do vento. Nas demais cidades as medidas foram feitas nas respectivas áreas urbanas.

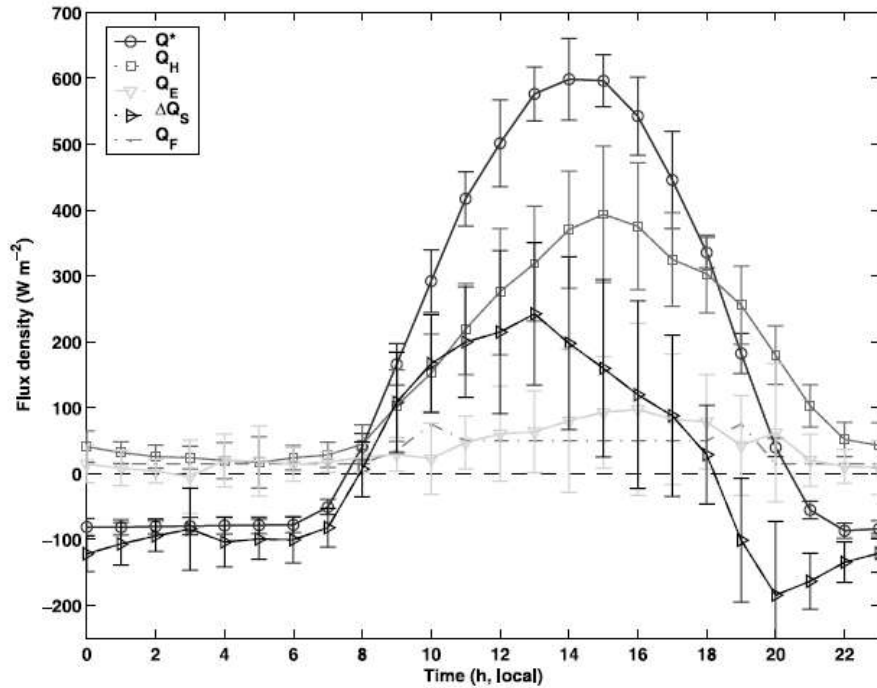


Figura 1.4. Balanço de energia na superfície no período entre 16 de junho a 14 de julho de 2001 para a cidade de Marseille, França (Grimmond *et al.*, 2004).

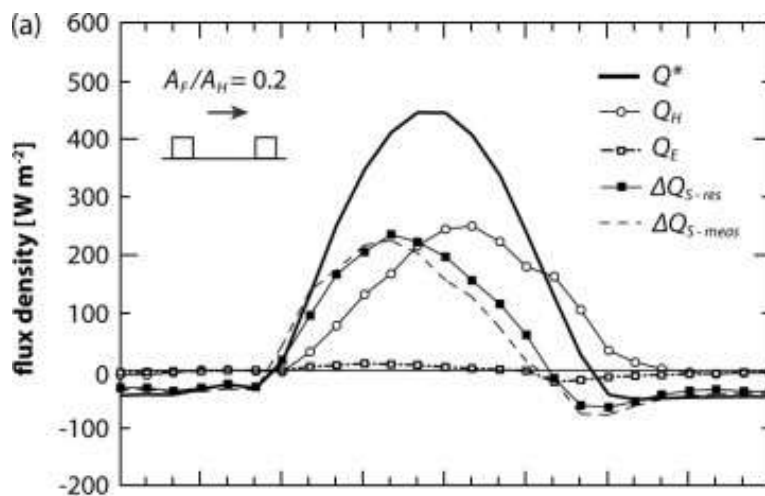


Figura 1.5. Balanço de energia de uma região urbana árida de latitudes médias. Valores medidos sobre um protótipo de cânions urbanos em escala localizado em Negev, Israel (Pearlmutter *et al.*, 2009). A razão A_F/A_H (área da face vertical da construção/área horizontal total) corresponde ao valor típico da razão h/w (altura/largura) de um cânion da cidade de Negev.

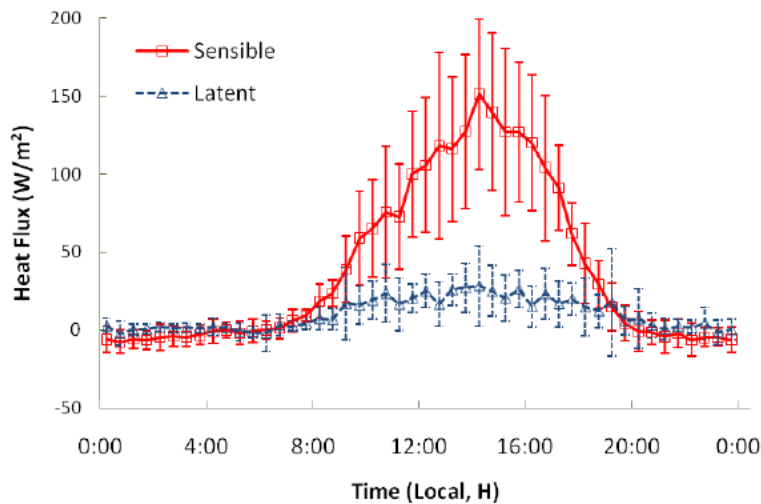


Figura 1.6. Evolução diurna dos fluxos de calor sensível e latente na superfície em Portland, Oregon, EUA Valores médios observados durante o mês de setembro. (Adaptado da Fig. 21 de Burnett *et al.*, 2010).

No interior da região urbana o balanço de energia na superfície apresenta variações espaciais significativas em função da concentração espacial da vegetação de forma que é bastante comum dividir o comportamento das suas componentes em duas grandes categorias: urbano e suburbano. Na Figura 1.7 é apresentada a evolução diurna das suas principais componentes do balanço de energia na superfície (H , LE , Q_F e ΔQ_S) estimada a partir dos valores horários médios no período entre 10 de junho e 10 de julho de 2002, em Basel, Suíça (Christen e Vogt, 2004). Q^* é o fluxo dominante para todas as regiões, seguido de H , ΔQ_S e LE para a área urbana. Na área suburbana ΔQ_S , H e LE apresentam valores bem próximos e na área rural Q^* é seguido de LE , H , ΔQ_S . Estas diferenças ocorrem em função das características de cada área. Na área urbana há uma menor fração da superfície ocupada por vegetação, logo a evaporação é pequena e a energia disponível na superfície é mais utilizada para aquecer do que evaporar a água disponível na superfície. Nestas condições H é maior que LE . Na área suburbana a fração coberta por vegetação é maior do que na área urbana. Neste caso observa-se um aumento (diminuição) de LE (H) em relação às áreas urbanas. Na área rural a maior parte da radiação líquida é usada para a evaporação tornando LE maior do que H .

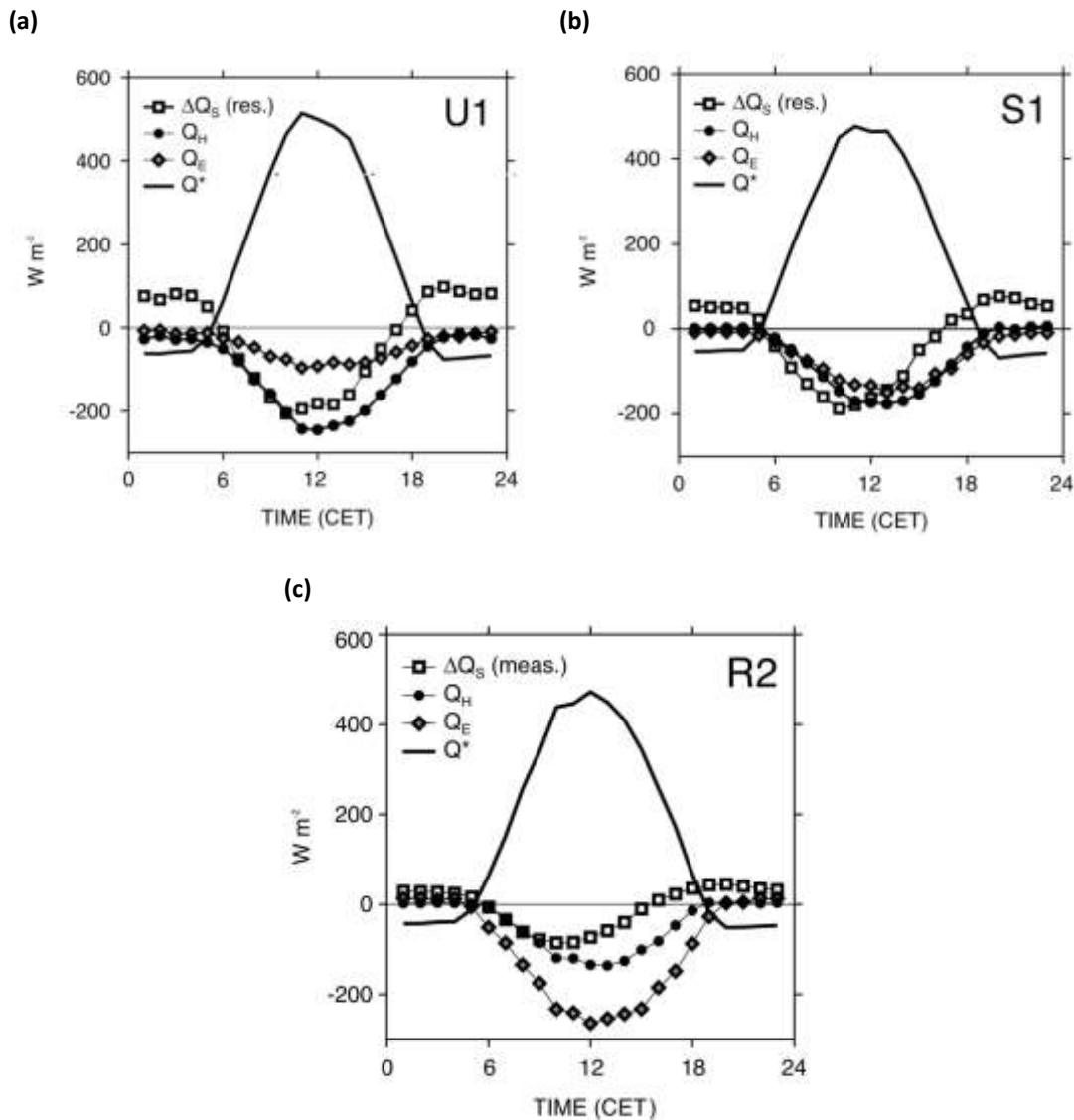


Figura 1.7. Valores horários médios do balanço de energia na cidade de Basel, Suíça entre 10 de junho e 10 de julho de 2002 (Adaptado da Fig. 5 de Christen e Vogt, 2004), onde U1 representa uma área urbana, S1 suburbana e R2 rural. Nota: Nesta figura fluxo positivo (negativo) indica energia entrando (saindo) da superfície.

Para latitudes tropicais foram observadas: Cidade do México (Fig. 1.8) e a cidade de São Paulo (Fig. 1.9). Ferreira (2010) estimou através de métodos indiretos a evolução diurna dos valores horários médios mensais das componentes do balanço de energia na superfície da Cidade de São Paulo (Figura 1.9). Neste estudo, observou-se uma fração de $\Delta Q_S/Q^*$ maior do que Q_H/Q^* , assim como na Cidade do México (Fig. 1.8).

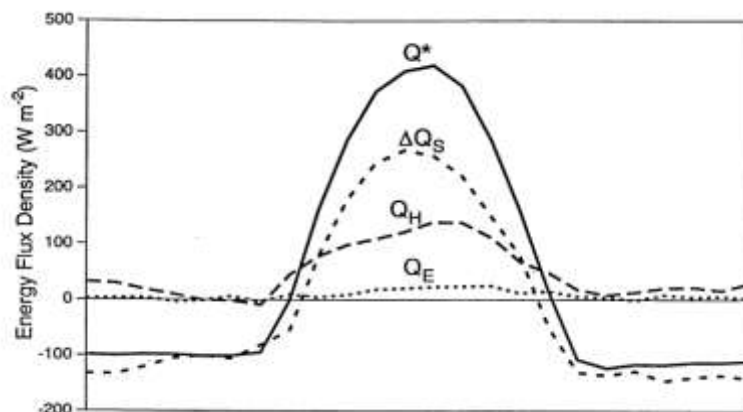


Figura 1.8. Balanço de energia na cidade do México (Oke *et al.*, 1999).

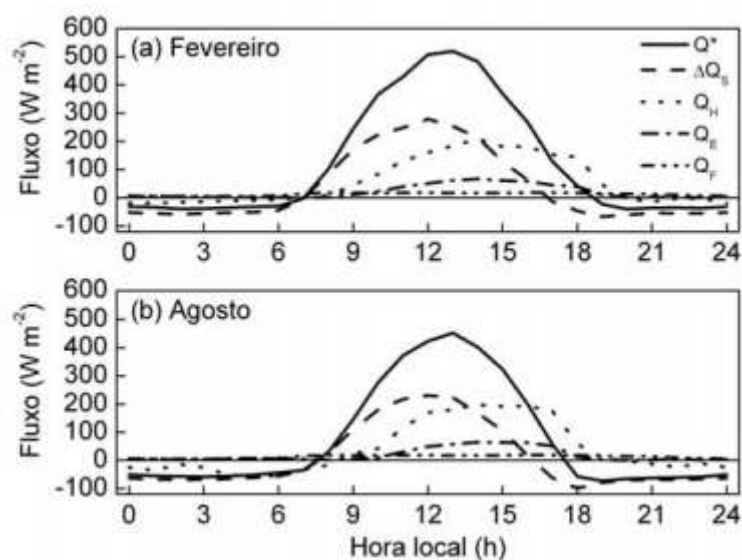


Figura 1.9. Componentes do balanço de energia na superfície em valores horários médios mensais na cidade de São Paulo em (a) fevereiro (b) agosto de 2004 (Ferreira, 2010).

Ferreira *et al.* (2013) estimaram as componentes do balanço de energia na superfície da Cidade de São Paulo utilizando método direto de estimativa de H e LE. Os valores horários médios de H, LE e Q^* observados entre 18 de maio e 17 de junho de 2009 para a Cidade de São Paulo são indicados na Figura 1.10. Verifica-se que neste caso, a maior parte da energia disponível na superfície durante o dia é transferida para o dossel urbano na forma de armazenamento (ΔQ_s), uma menor fração é transferida para a atmosfera através da convecção turbulenta (H) e LE por evaporação a partir da superfície.

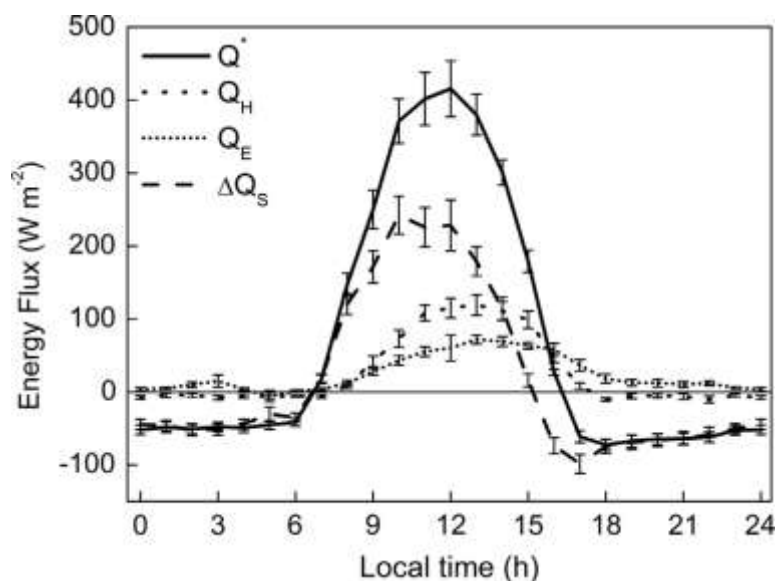


Figura 1.10. Componentes do balanço de energia na superfície em valores horários médios na cidade de São Paulo entre 18 de maio e 17 de junho de 2009 (Ferreira *et al.*, 2013).

Como pode ser visto nesta breve revisão, não existem muitos estudos observacionais na literatura sobre o balanço de energia na superfície das regiões urbanas no Brasil. Os únicos estudos disponíveis na literatura foram feitos para a Cidade de São Paulo usando métodos indiretos de estimativa de H e LE (Ferreira, 2010) e usando método direto de estimativa de H e LE, mas com um conjunto correspondente a dois meses (Ferreira *et al.*, 2013).

Nesse sentido, essa dissertação de mestrado tem como objetivo estender o trabalho realizado por Ferreira *et al.* (2013) para um período maior de tempo, incorporando as observações realizadas em 2010 e 2012 na plataforma micrometeorológica do IAG da USP, focando na estimativa de H e LE por meio dos métodos direto (método da covariância) e indiretos (balanço de energia). Em geral, as estimativas diretas de H e LE requerem medidas de flutuações de velocidade vertical (w'), temperatura (T') e umidade específica do ar (q') com sensores de resposta rápida (frequência de amostragem > 1 Hz) imersos na maior parte do tempo na subcamada inercial. Na subcamada inercial os fluxos verticais turbulentos estão relacionados com os gradientes verticais médios locais e refletem as características do transporte turbulento representativas de uma escala horizontal regional (Mahrt, 2000). Entretanto, em uma região urbana a camada limite superficial é bastante complexa

(Figura 1.11) e a subcamada inercial está muito afastada da superfície ou pode até mesmo não existir. Como não existe um procedimento padrão as medidas de fluxos turbulentos em regiões urbanas são feitas de forma a instalar os sensores o mais afastado da superfície possível. A questão da representatividade espacial é avaliada através de uma análise de *footprint*, para tanto é necessário uma boa descrição da ocupação da superfície no entorno do ponto de medida (Aubinet *et al.*, 2012).

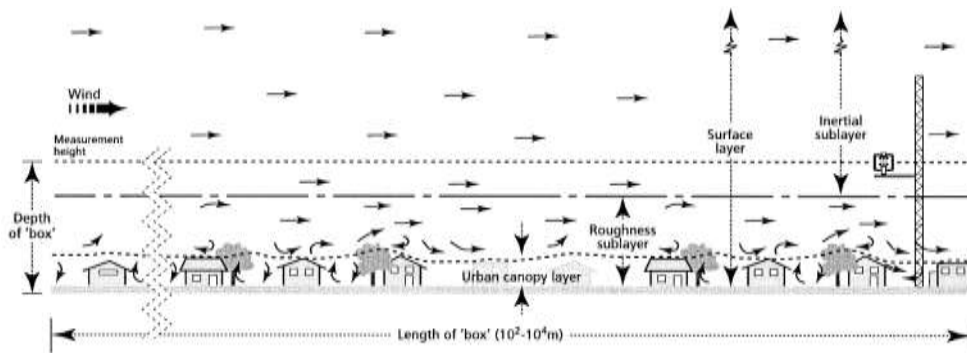


Figura 1.11 Definição das camadas que envolvem a área urbana em escala local (Oke, 1997 modificada por Grimmond e Oke, 2002).

Além da representatividade espacial e das dificuldades em se medir na subcamada inercial numa região urbana é praticamente impossível medir ΔQ_s devido à inexistência de registros das características das estruturas nas regiões urbanas (Christen e Vogt, 2004). Além disso, as fontes antropogênicas são inúmeras e com naturezas diferentes dificultando sua determinação (Ferreira *et al.*, 2010).

1.1 Região Metropolitana de São Paulo

A topografia da RMSP é caracterizada, na direção leste-oeste, pela presença do Vale do Rio Tietê. Na direção norte-sul há a presença dos Vales dos Rios Tamanduateí e Pinheiros. Destaca-se ao norte do Vale do Rio Tietê a região da Serra da Cantareira, com elevações de até 1000 metros, e a sudeste encontra-se a Serra do Mar.

A variação sazonal dos ventos de superfície na região de São Paulo é controlada pela posição e intensidade relativa do anticiclone do Atlântico Sul e da Baixa Continental. Esses dois sistemas combinados induzem ventos, durante o verão, de N-NE e, durante o inverno de NE-E. Esse padrão é frequentemente afetado pelos sistemas sinóticos de inverno, tal como frente fria, e pela circulação da brisa marítima.

As frentes frias que penetram na RMSP estão associadas a ventos pré-frontais de NW e pós-frontais de SE. Apesar da distância do oceano, a brisa marítima penetra em São Paulo em mais de 50% dos dias do ano, gerando ventos pré-frontais de NW e pós-frontais de SE (Oliveira, 2003).

Outros efeitos de mesoescala estão presentes em São Paulo: circulação térmica vale-montanha, efeitos urbanos devido à variação da rugosidade da superfície, efeitos de barreira (Oliveira, 2003). A análise das observações de superfície indica que a evolução temporal do campo do vento na região da Cidade de São Paulo é modulada pela topografia da região (Oliveira *et al.*, 2003; Karam *et al.*, 2003).

Oliveira *et al.*, (2002), Soares *et al.*, (2004), Codato *et al.*, (2008) e Furlan *et al.* (2012) caracterizaram os padrões climatológicos das componentes da radiação solar na superfície da cidade de São Paulo utilizando medidas de radiação solar global, direta e difusa realizadas na plataforma micrometeorológica do IAG da USP desde 1994. Para a radiação global o valor diário médio no verão (inverno) é de $19.3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ($11.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$), para a radiação direta $9.5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ($7,4 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e radiação difusa $9,8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ($3,8 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$). O comportamento da emissão atmosférica de onda longa da atmosfera na superfície da Cidade de São Paulo foi determinado por Oliveira *et al.* (2006) e Bárbaro *et al.* (2010) a partir de um conjunto de 10 anos de observações contínuas da radiação de onda longa atmosférica entre de 1997 a 2006 na Plataforma Micrometeorológica do IAG da USP. O valor médio da emissão atmosférica de onda longa na superfície no verão é de $33,6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ($389 \pm 14 \text{ W m}^{-2}$) enquanto que no inverno é de $28,7 \pm 1,0 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ ($332 \pm 12 \text{ W m}^{-2}$). Na cidade de São Paulo a variação sazonal observada na radiação solar e de onda longa emitida pela atmosfera na superfície está associada à variação sazonal da temperatura, umidade e nebulosidade.

As propriedades radiométricas da Cidade de São Paulo foram estimadas a partir de observações com valores médios de 5 minutos das componentes do balanço de radiação na superfície ao longo do ano de 2004 (Ferreira *et al.*, 2012). Observou-se neste estudo que durante esse ano a emissividade atmosférica em São Paulo variou de 0.79 a 0.92, a emissividade da superfície entre 0.95 e 0.97, o albedo entre 0.08 e 0.10 e a transmissividade de 0.36 até 0.57. Q^* na Cidade de São Paulo apresentou um máximo diurno entre -500 W.m^{-2} (verão) e -300 W.m^{-2} (inverno), conforme indicado na Fig. 1.10. No período noturno fica em torno de 100 W.m^{-2} para todos os meses do ano.

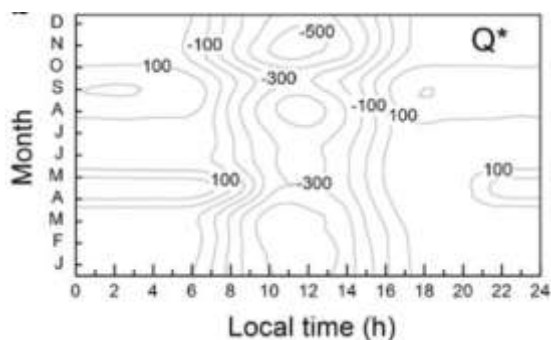


Figura 1.12 Variação diurna e sazonal da radiação líquida (Ferreira et.al.,2012).

De acordo com estimativas diretas de Ferreira *et al.*, (2013) para o período entre 18 de maio e 17 de junho de 2009 o valor diário máximo foi de 115 W m^{-2} (H), 60 W m^{-2} (LE) e 220 W m^{-2} (ΔQ_S) e o valor diário mínimo foi de -10 W m^{-2} (H), 15 W m^{-2} (LE) e -85 W m^{-2} (ΔQ_S).

Tabela 1.2. Valores diários das componentes do balanço de energia e de radiação na superfície para as regiões urbana São Paulo, SP, Brasil.

Componentes da Eq. 1.1	Inverno (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	Verão (MJ m ⁻² dia ⁻¹)
H	2.08	5.54
LE	0.9	2.66
ΔQ_S	-0.15	4.07
H + LE + ΔQ_S	2.83	12.27
Q_F	1.02	0.9
$Q^* + Q_F$	5.85	13
Componentes da Eq. 1.2	Inverno (MJ m ⁻² dia ⁻¹)	Verão (MJ m ⁻² dia ⁻¹)
S_{\downarrow}	10.04	18.22
$S_{\uparrow} (Q_R)$	-0.9	-1.79
$\Delta S = S_{\downarrow} - S_{\uparrow} (Q_R)$	9.14	16.43
$L_{\downarrow} (Q_{L\downarrow})$	31.42	36.19
$L_{\uparrow} (Q_{L\uparrow})$	-35.96	-39.63
$\Delta L = L_{\downarrow} - L_{\uparrow} (Q_L)$	-4.54	-3.44
$Q^* = \Delta S + \Delta L$	4.6	12.99

O fluxo de calor antropogênico pelo método do inventário indica que Q_F corresponde a 9% da radiação líquida em fevereiro e 14,5% em agosto de 2004 (Ferreira *et al.*, 2011). Ao contrário do que é observado 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 (Ferreira, 2010).

A Ilha de Calor Urbana (ICU) em latitudes médias e altas é um fenômeno que se manifesta com maior intensidade durante a noite (Sakakibara e Owa, 2005), devido ao calor antropogênico (Ryu e Baik, 2011) tornando-se uma importante fonte de calor do balanço de energia (Wienert e Kuttler, 2005) e contribui para o aumento de H (Coutts, *et al.*, 2007). Nas regiões subtropicais, como a Região Metropolitana de São Paulo (RMSP), a ICU tem seu máximo durante o dia (Ferreira *et al.*, 2012) e depois de Q^* o fator mais relevante é a impermeabilidade da superfície (Ryu e Baik, 2011) que impede a penetração da precipitação no solo, diminuindo assim LE e favorecendo a utilização da energia para H.

As primeiras medidas observacionais de H e LE para a RMSP, de forma contínua ao longo de um ano, são apresentadas neste trabalho. O ciclo diurno, a variação sazonal e interanual são apresentados.

1.2 Objetivo

Conforme apresentado, a descrição das componentes do balanço de energia na superfície é fundamental para compreender o papel das cidades no clima urbano e para desenvolver medidas de mitigação dos efeitos adversos resultantes da urbanização. Estas medidas são cada vez mais importantes no contexto Brasileiro uma vez que 84.3% da população brasileira se encontram em regiões urbanas.

Poucos são os trabalhos de observação das componentes do balanço de energia realizados no Brasil. Assim, este estudo visa estimar a variação sazonal e interanual da evolução diurna das componentes do balanço de energia na superfície. Através do método indireto (balanço de energia) por sua simplicidade e representação espacial. Este método foi aplicado em função das observações dos fluxos turbulentos, da temperatura e da radiação líquida a partir de 60 dias e calibrado para os demais dias do ano de 2009. Também o método direto (correlação dos vórtices) foi utilizado. As observações de w' , T' e q' foram realizadas em 10Hz nos anos de 2009 (31 dias), 2010 (115 dias) e 2012 (303 dias). Todas as observações foram feitas na PM IAG/USP.

A representatividade espacial será investigada através da análise do efeito do vento (intensidade e direção), temperatura, umidade e da nebulosidade sobre as componentes do balanço de energia, através da análise a evolução temporal de H e LE durante a passagem de uma frente fria em São Paulo.

2. Metodologia

Neste capítulo serão apresentadas as duas técnicas de estimativa dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente usadas nesta dissertação: método da covariância dos vórtices turbulentos e método do balanço de energia. Além disso, será feita uma descrição: dos instrumentos usados para estimar os fluxos turbulentos; do banco de dados coletados durante o período de 2009 a 2012 na Plataforma Micrometeorológica do IAG da USP; das principais etapas do processamento dos dados de turbulência e da ocupação do solo no entorno do local de medidas.

2.1 MÉTODO DA COVARIÂNCIA DOS VÓRTICES

O método da covariância dos vórtices turbulentos (*Eddy Covariance Method*) é o método de estimativa direta dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente que utiliza as observações das flutuações estatísticas da velocidade do vento (w'), temperatura do ar (T') e densidade de vapor de água (ρ'_v) realizadas com frequência de amostragem de 1 Hz ou maior (Weber e Kordowski, 2010; Quan e Hu, 2009).

$$H = \bar{\rho} C_p \overline{(w' T')} \quad (2.1)$$

$$LE = L \overline{(w' \rho'_v)} \quad (2.2)$$

onde $\bar{\rho}$ é a densidade do ar média, C_p o calor específico do ar à pressão constante e L o calor latente de evaporação da água.

Este método baseia-se no cálculo da covariância a partir da decomposição de Reynolds do sinal turbulento em uma parte média e outra associada às flutuações turbulentas em torno da média (Burnett, 2010). Esse método é válido desde que as informações estatísticas do escoamento sejam obtidas a partir de um conjunto de muitas realizações do escoamento sob condições idênticas. Como esse tipo de procedimento estatístico não é possível de ser aplicado aos escoamentos atmosféricos onde, na maioria das vezes as estatísticas são obtidas a partir de séries temporais de observações, assume-se que as propriedades estatísticas (média, variância e covariância, etc) estimadas a partir de séries temporais convergem para a estatística de conjunto de realizações. Por exemplo, no caso da hipótese de ergodicidade da

média é possível demonstrar que a média temporal converge para a média de conjunto de realizações à medida que o período de tempo utilizado para calcular a média temporal tende para infinito. A hipótese de ergodicidade da média é satisfeita quando as propriedades estatísticas do sinal turbulento amostrado através de uma série temporal de medidas forem estacionárias. Em geral, nas estimativas dos fluxos turbulentos através do método da covariância dos vórtices turbulentos, as séries temporais são testadas e as estimativas de covariância são utilizadas somente quando satisfazem o critério de estacionariedade. Deve ser ressaltado que a estacionariedade das propriedades estatísticas de um escoamento turbulento só é garantida quando existe também homogeneidade espacial. Essa condição não é satisfeita em regiões urbanas e nem quando a topografia é complexa.

Uma forma de levar em conta a heterogeneidade da superfície e os efeitos topográficos é através da análise de *footprint* (Aubinet *et al.* 2012). A análise de *footprint* consiste em determinar a contribuição de fontes de calor e vapor existentes na superfície no nível de observações dos fluxos turbulentos (altura dos sensores de resposta rápida). A Figura 2.1 mostra a variação da função footprint para um ponto de observação a 50 metros acima da superfície para diferentes tipos de estabilidade. Estas funções são obtidas contabilizando a trajetória de um número relativamente grande de partículas liberadas no nível da superfície a diferentes distâncias da posição dos sensores e condições atmosféricas utilizando um modelo de dispersão Lagrangiana de partículas. Nessa figura verifica-se que em condições convectivas as fontes mais próximas contribuem mais para os fluxos turbulentos do que em condições estáveis.

Apesar da importância a análise de footprint para regiões urbanas não tem sido feita de forma adequada (Burnett, 2010). Esta deficiência ocorre porque os modelos numéricos de dispersão Lagrangiana de partículas disponíveis na literatura não são aplicáveis às condições heterogêneas encontradas nessas regiões. A forma mais correta é utilizar os campos turbulentos simulados com modelos de escoamento do tipo CFD (*Computational Fluid Dynamics*). Estes modelos permitem incluir efeitos da geometria dos edifícios e canions, entretanto são extremamente dispendiosos do ponto de vista computacional (Burnett, 2010). Em função dessas dificuldades nesse trabalho não será feita análise de footprint.

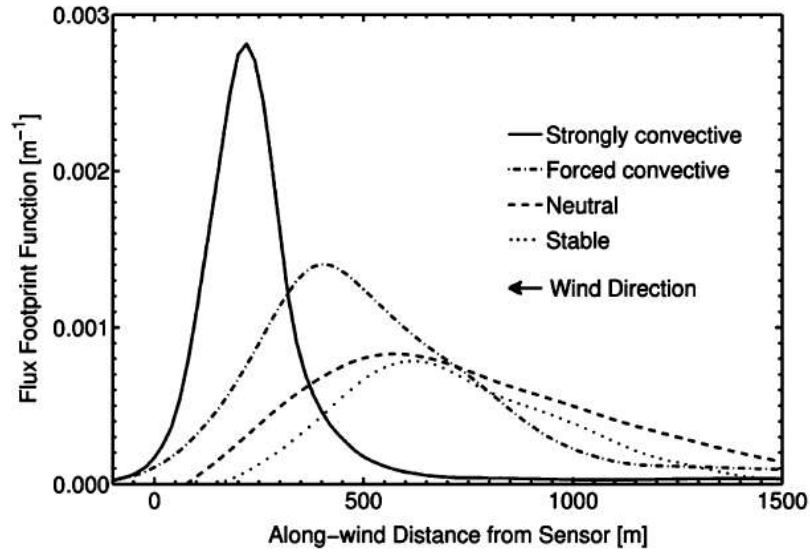


Figura 2.1. Função footprint para altura de observação de 50 metros e 4 categorias de estabilidade. Adaptado da Fig. 8.1 de Aubinet *et al.* (2012).

O método da covariância dos vórtices turbulento pode ser considerado como o de maior confiabilidade para a estimativa de fluxos turbulentos desde que as flutuações estatísticas de densidade do ar e a velocidade vertical média sejam nulas (Aubinet *et al.*, 2012). Em geral essas duas considerações não são satisfeitas e para aplicar o método da covariância é necessário efetuar-se correções para flutuações de densidade do ar também conhecidas como correções de Webb e correções para a velocidade vertical média diferente de zero.

Em um escoamento turbulento as flutuações de densidade do ar podem ser induzidas por flutuações de pressão, temperatura e umidade. Em geral as flutuações associadas à pressão são pequenas e podem ser desprezadas. Por outro lado, as flutuações de temperatura e umidade são importantes e precisam ser levadas em consideração. A correção conhecida como correção de Webb (Aubinet *et al.*, 2012) permite escrever o fluxo vertical turbulento de calor latente como:

$$LE = L (1 + \mu\sigma) \left[\overline{(w' \rho_v')} + \frac{\overline{\rho_v}}{\overline{T}} \overline{(w' T')} \right] \quad (2.3)$$

onde $\mu = M_a/M_v$, M_a é a massa molar de ar seco (28.97 Kg/Kmol) e M_v é a massa molar do vapor de água (18.02 Kg/Kmol), e $\sigma = \rho_v/\rho_a$, densidade média do vapor de água e do ar atmosférico seco. A expressão acima foi aplicada para todas as estimativas de fluxo de calor latente descritas nesta dissertação.

O efeito da velocidade vertical média sobre a estimativa dos fluxos turbulentos é complexo e a sua correção apresenta problemas ainda sem solução definitiva. Em geral nas observações realizadas em regiões urbanas, como é o caso em questão, os sensores que medem a velocidade do vento estão instalados sobre as edificações. Na maioria das vezes estão imersos na camada de rugosidade, sofrendo os efeitos sistemáticos dos elementos de rugosidade na sua vizinhança. Então, como é de se esperar, a velocidade vertical média é diferente de zero e com isso provoca erro na estimativa dos fluxos verticais turbulentos. Uma forma de reduzir esse efeito é efetuar uma rotação no sistema de coordenadas usado como referência de orientação do sensor e a velocidade vertical média estimada no intervalo de tempo usado para estimar a covariância.

Outra fonte de erro importante nos cálculos da covariância é a variação espectral da resposta dos sensores de turbulência. De acordo com Aubinet *et al.* (2012) a contribuição da região espectral de alta frequência para os fluxos turbulentos é reduzida devido ao efeito de separação entre os sensores (distância física) e ao fato das observações de velocidade, temperatura e umidade serem representativas de uma média espacial ao longo do caminho de amostragem com o comprimento de onda dado pela distância entre os transdutores (elementos sensíveis genéricos dos sensores de velocidade e de radiação infravermelho). Neste caso está sendo considerado o analisador infravermelho de caminho aberto (open path gas analyzer). No caso do anemômetro sônico de 3 eixos da Campbell Scientific Inc. (modelo CSAT3) e do analisador infravermelho de gases da LICOR (modelo LI-COR LI-7500) usados aqui nesta dissertação, a distância de separação horizontal entre os sensores é de 5 cm e comprimento do caminho de amostragem corresponde a 10 cm. Uma forma frequentemente usada para corrigir este efeito é estimar o fluxo de propriedade χ [temperatura do ar (T'), densidade de vapor de água (ρ'_v)] a partir do coespectro de χw ($Co\chi w(f)$) idealizado e usando uma função transferência $T(f)$, onde f é a frequência.

$$\overline{(w'\chi')} = \overline{(w'\chi')}_m \frac{\int_{-\infty}^{\infty} Co_{\chi w}(f)T(f)df}{\int_{-\infty}^{\infty} Co_{\chi w}(f)df} \quad (2.4)$$

onde $\overline{(w'\chi')}_m$ é o fluxo medido.

A figura 2.2 descreve o efeito que o tempo de resposta, distância de separação entre os sensores e o comprimento do caminho de amostragem, tem sobre o coespectro genérico. Os erros associados ao tempo de resposta do equipamento, efeito de separação entre sensores e entre transdutores reduzem o fluxo na região de alta frequência (Fig 2.2 b) correspondendo às alterações tipo filtro passa baixa. O que dificulta a aplicação desta correção é que não existe $Co_{\chi w}(f)$ idealizado para superfícies heterogêneas e normalmente esse tipo de correção não é realizado em estimativas de fluxos em áreas urbanas (Burnett, 2010). Deve ser ressaltado que a redução espúria na densidade espectral representado pelo efeito de um filtro passa alta é causada pela escolha no intervalo de tempo usado para estimar a covariância. Intervalos de tempo menores do que o necessário para resolver flutuações induzidas por vórtices de grande escala (convecção térmica). Intervalos muito grandes também não são adequados, pois aumenta a chance do escoamento deixar de ser estacionário. Neste trabalho adotou-se um intervalo constante de tempo constante e igual à 30 minutos para estimar a covariância.

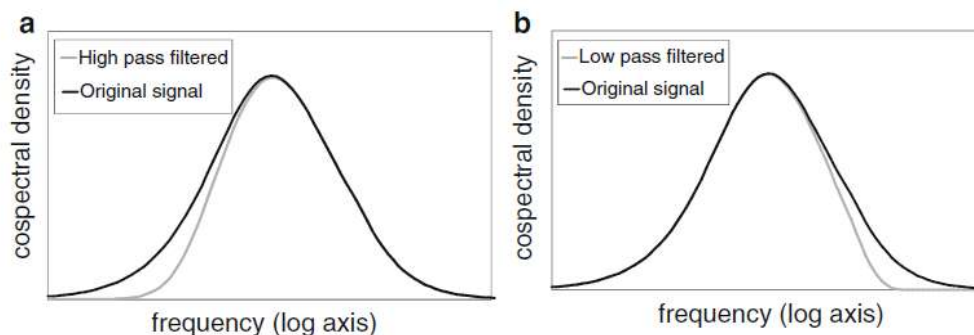


Figura 2.2. Representação esquemática da alteração da função densidade do coespectro associado a (a) filtro passa baixa e (b) filtro passa alta. (Adaptado da Fig. 1.3 de Aubinet *et al.* 2012).

O impacto dos erros discutidos nesta seção nos fluxos de calor sensível e latente podem ser identificados na Figura 2.3. Nesta figura verifica-se que as correções que tem um maior impacto nos fluxos de calor sensível e latente são associadas aos

efeitos da: a) flutuação densidade e b) temperatura do sônico. Estas duas correções foram aplicadas nas estimativas dos fluxos nesta dissertação.

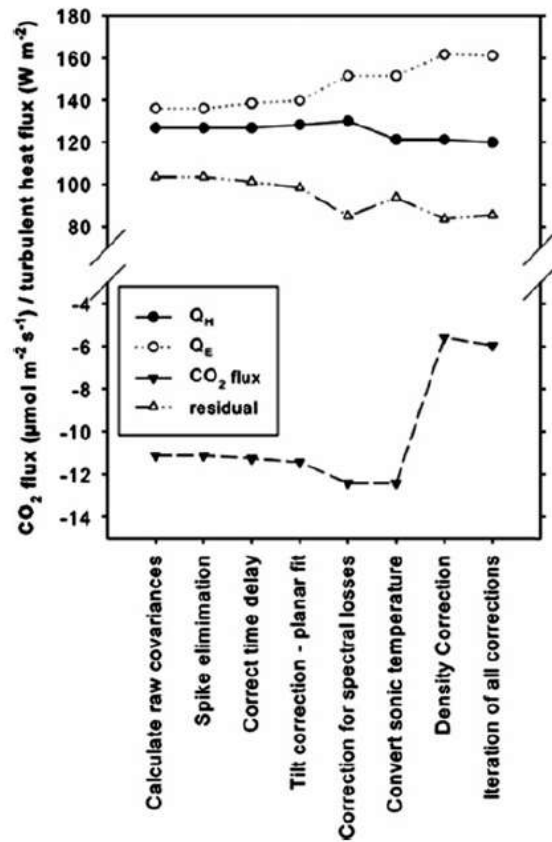


Figura 2.3. Impacto da correção dos efeitos a) Picos espúrios (spike elimination); b) Tempo de atraso (correct delay time); c) Velocidade vertical média diferente de zero (Tilt correction - planar fit); d) Perdas espectrais (correction for spectral losses); e) Conversão da temperatura do sônico (Convert sonic temperature); f) Flutuação de densidade (Density correction) (adaptada da figura 4.8 de Aubinet *et al.*(2012)).

2.2 MÉTODO DO BALANÇO DE ENERGIA

O método do balanço de energia é o método mais simples de estimativa dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente. Trata-se de um método empírico, usado para estimar a evolução diurna dos fluxos turbulentos de H e LE em termos de valores médios mensais.

O método está baseado na solução de um sistema de duas equações lineares que expressam: a) o balanço de energia que ocorre em uma superfície plana, homogênea e opaca a radiação, entre as componentes turbulentas (H, LE) e a radiação líquida (Q^*) e o calor armazenado no dossel e no solo (ΔQ_s); e b) o fato experimental onde os fluxos de turbulentos de H e LE são linearmente proporcionais e a constante de proporcionalidade dada pela constante de Bowen (β). A solução geral para esse sistema assume a seguinte forma:

$$H = \frac{\beta}{1 + \beta} (Q^* - \Delta Q_s) \quad (2.5a)$$

$$LE = \frac{1}{1 + \beta} (Q^* - \Delta Q_s) \quad (2.6a)$$

Assumindo que os fluxos turbulentos de calor sensível e latente podem ser expressos através das relações fluxo-gradiente, onde os coeficientes de difusão turbulenta de calor e vapor de água são assumidos numericamente iguais, e considerando que existe uma grande disponibilidade de água na superfície, tal que a atmosfera possa ser assumida como saturada, então o sistema acima pode ser modificado para expressar os fluxos turbulentos em condições saturadas através das seguintes expressões.

$$H_s = \frac{\gamma}{\gamma + S} (Q^* - \Delta Q_s) \quad (2.5b)$$

$$LE_s = \frac{S}{\gamma + S} (Q^* - \Delta Q_s) \quad (2.6b)$$

onde $\gamma = c_p/L_V$ é a constante psicrométrica e $S = dq/dT$, onde q é a umidade específica de saturação do ar e T é a temperatura do ar.

De acordo com Priestley e Taylor, as expressões H_s e LE_s acima podem ser usadas para estimar H e LE em superfícies não saturadas considerando que no caso

não saturado o fluxo de calor latente (LE) é maior do que no caso saturado tal que $LE = \alpha_{PT} LE_S$, onde α_{PT} é uma constante maior do que 1.

$$H = (1 - \alpha_{PT}) \frac{\gamma}{\gamma + S} (Q^* - \Delta Q_S) \quad (2.5c)$$

$$LE = \alpha_{PT} \frac{S}{\gamma + S} (Q^* - \Delta Q_S) \quad (2.6c)$$

Bruin e Holtslag (1983) introduziram nas expressões acima um fator constante (β') para corrigir H (e LE) quando $Q^* - \Delta Q_S$ passa por zero. Neste caso, as observações indicam que durante o ciclo diurno H vai para zero antes de $Q^* - \Delta Q_S$. Introduzindo este fator em 2.5c-2.6c pode-se escrever a expressão final proposta por de Bruin e Hostlag para estimar os fluxos turbulentos de calor sensível e latente sobre superfícies não saturadas:

$$H = (1 - \alpha') \frac{\gamma}{\gamma + S} (Q^* - \Delta Q_S) - \beta' \quad (2.5d)$$

$$LE = \alpha' \frac{S}{\gamma + S} (Q^* - \Delta Q_S) + \beta' \quad (2.6d)$$

Onde α' é a constante de Priestley e Taylor modificada.

As expressões 2.5d e 2.6d foram utilizadas por Hana and Chang (1992) para estimar H sobre regiões urbanas com objetivo de simular a dispersão de poluentes através do modelo HPDM (Hybrid Plume Dispersion Model). Comparações com observações realizadas na região urbana de Indianapolis, Indiana, EUA, indicam que H pode ser diagnosticado com um desvio de 20 % em relação às observações para condições de vento intenso. Grimmond and Oke (2002) utilizaram esse método para estimar H e LE em 7 cidades localizadas na America do Norte com relativo sucesso. A diferença entre estas duas aplicações é que no caso de Grimmond e Oke (2002) o calor armazenado ΔQ_S foi determinado pelo método da histerese.

O método da histerese (Objective Histerese Model) foi desenvolvido por Grimmond et al (1991) e calibrado para a região urbana de São Paulo por Ferreira et al (2013). Este método está baseado no fato observacional de que o calor armazenado está relacionado com a radiação líquida através da seguinte relação:

$$\Delta Q_S = a_1 Q^* + a_2 \frac{dQ^*}{dt} + a_3 \quad (2.7)$$

Onde a_1 , a_2 e a_3 são parâmetros determinados através da análise da ocupação da superfície em termos de áreas verde, pavimentada, com telhado e ocupada por cânions.

Na Figura 2.4 é apresentado o ciclo diurno de calor armazenado no dossel em função da radiação líquida para a Cidade de São Paulo (Ferreira *et al*, 2013). A curva contínua representa os valores de ΔQ_s obtidos por meio da equação 2.7 usando os coeficientes a_1 , a_2 e a_3 igual a 0.56; 0.46 horas e -37.75 W m^{-2} , respectivamente. A curva tracejada corresponde a ΔQ_s obtido através do método do resíduo (Ferreira *et al*, 2013).

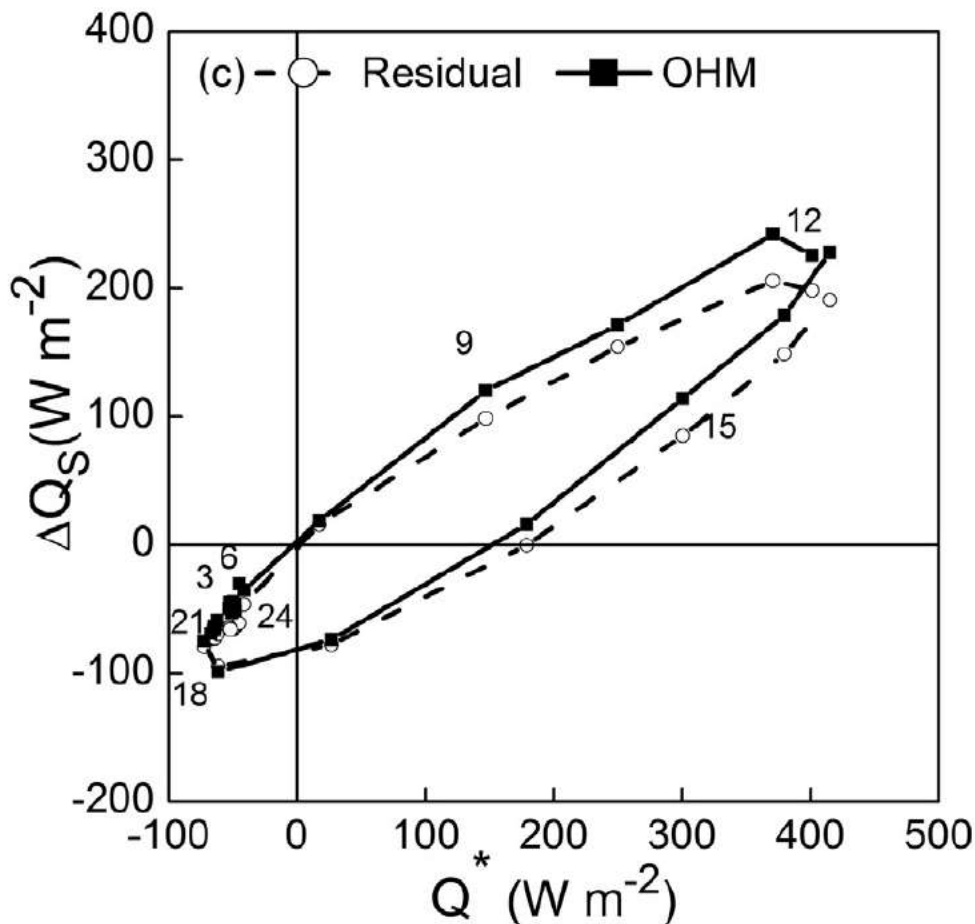


Figura 2.4. Ciclo diurno descrito pelo calor armazenado no dossel urbano da Cidade de São Paulo em função da radiação líquida na superfície. Adaptado da Figura 6c de Ferreira *et al* (2013). Os números no interior do diagrama indicam hora local.

ΔQ_s foi estimado pela equação 8 a partir dos coeficientes obtidos por Ferreira (2010), os valores utilizados foram: $a_1 = 0.58$; $a_2 = 0.48$; $a_3 = -35.7$.

2.3 CALIBRAÇÃO DO MÉTODO DO BALANÇO DE ENERGIA

A calibração do método empírico do balanço de energia foi feita com os dados de T e Q^* medidos na PM do IAG USP e H e LE obtidos pelo método covariância dos vórtices turbulentos para os meses de maio e junho de 2009. Com essas informações ajustou-se uma curva para estes dados (Figura 2.5) e os valores das constantes encontrados foram $\alpha' = 0.55$ (período diurno), $\alpha' = 1.0$ (período noturno) e $\beta = 10 \text{ W m}^{-2}$.

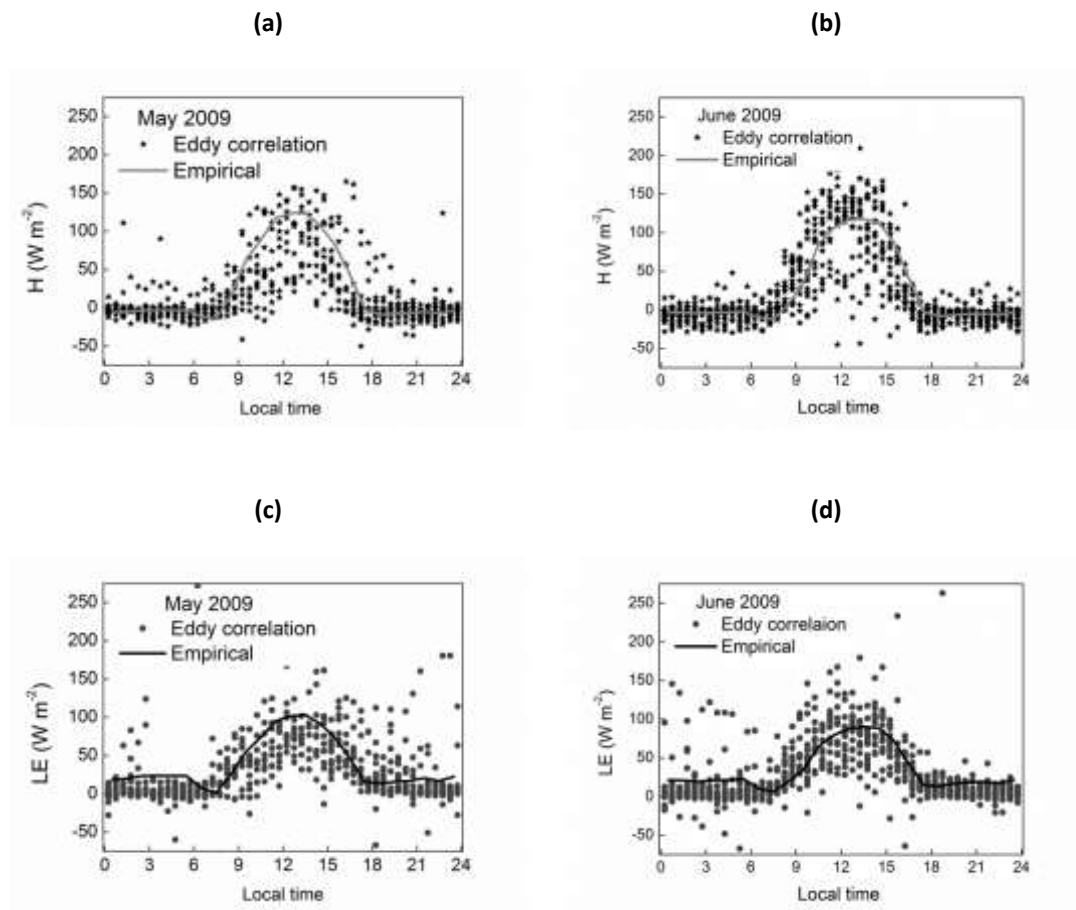


Figura 2.5. Evolução diurna de H (a,b) e LE (c,d) observados (*eddy correlation*) e modelados (empiricamente) para a RMSR. Foram utilizados os valores de $\alpha' = 0.55$ (período diurno), $\alpha' = 1.0$ (período noturno) e $\beta = 10 \text{ W m}^{-2}$ (Rabelo *et al.*, 2011).

2.4 SENSORES DE TURBULÊNCIA

Os instrumentos básicos para estimar as flutuações estatísticas da velocidade do vento, temperatura e umidade do ar são: anemômetro sônico, analisador infravermelho de gás e datalogger. Em geral também se instalam sensores de temperatura e umidade relativa para fazer análises das condições do tempo no local das demais medições. Na Tabela 2.1 são apresentados os instrumentos utilizados, a altura instalada e o modelo de cada um.

Tabela 2.1. Descrição dos instrumentos instalados na Plataforma Micrometeorológica (PM) do IAG USP. A altura corresponde ao nível da superfície.		
Altura (m)	Instrumentos	Modelo
26.0	Anemômetro sônico	CSAT3
26.0	Analisador de gás (caminho aberto)	LI-COR LI-7500
24.6	Termohigrômetro	CS215
24.0	Net radiômetro	CNR1
26.4	Anemômetro	RM-YOUNG

O anemômetro sônico (Fig. 2.6a) mede a velocidade do vento nas três dimensões e a temperatura sônica (T_s). Cada pulso dos três pares de transdutores não ortogonais são transformados em velocidades no sistema de coordenadas ortogonais (Campbell Scientific, Inc., 2007). A temperatura do sônico é função da temperatura do ar (T), da pressão de vapor (e) e da pressão atmosférica (p) através da seguinte relação:

$$T = \frac{T_s}{\left(1 + 0,32 \frac{e}{p}\right)} \quad (2.8)$$

O analisador de gás (Fig. 2.6b) mede a densidade do vapor d'água e do dióxido de carbono. A densidade desses gases é determinada através da atenuação sofrida pela radiação na faixa do infravermelho à medida em que o ar passa pelo sensores. Os analisadores de gases podem ser de caminho aberto ou fechado. Nos sensores de caminho aberto o ar passa pelo transdutor sem sofrer nenhum tipo de modificação. Nos sensores de caminho fechado o ar é aspirado para dentro do analisador e exposto à radiação infravermelho no seu interior. O analisador de gás de caminho aberto tem as seguintes vantagens: menor consumo de energia, calibrações em menor frequência

e um tempo de resposta menor entre as medidas do anemômetro sônico e as medidas do analisador de gás, por isso este estudo foi utilizado um analisador de caminho aberto.

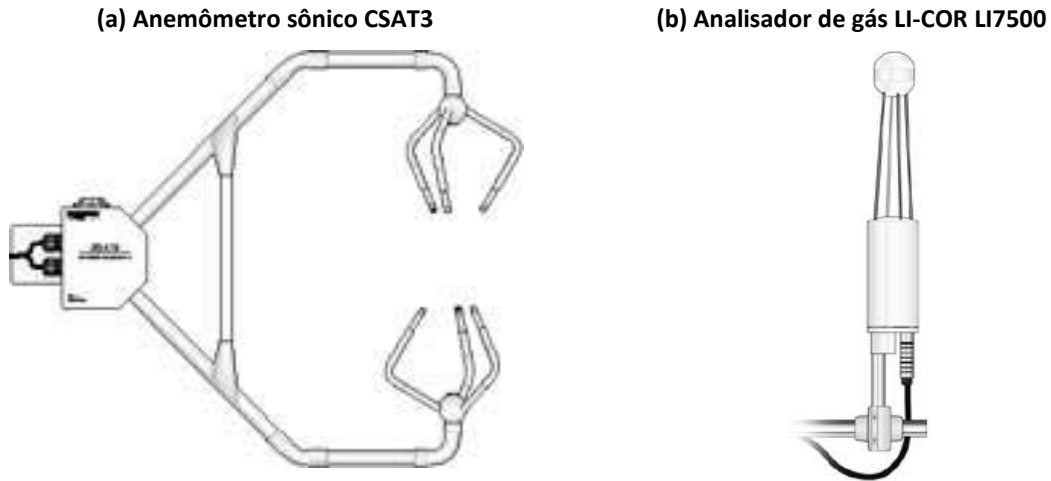


Figura 2.6. Anemômetro sônico (a) e analisador de gás (b) instalados na PM do IAG USP. Fonte: www.campbellsci.com.au (Acessado em abril/2013).

2.5 PROCESSAMENTO

Para computar os fluxos turbulentos de H e LE apresentados nesta dissertação foram utilizados dois programas.

- a) *Programa 1: software Edire, desenvolvido por John Moncrieff e Robert Clement da Universidade de Edinburgh (Moncrieff, 2006).*
- b) *Programa 2: Desenvolvido pelo LABMICRO do IAG USP. O programa estima a covariância entre as flutuações de velocidade, temperatura e umidade do ar considerando um intervalo de tempo fixo de 30 minutos. Neste programa os efeitos produzidos pelas flutuações de densidade de vapor de água (Correção de Webb) nos fluxos turbulentos de LE são corrigidos.*

O programa 1 foi utilizado para estimar os fluxos turbulentos de H e LE referentes as observações realizadas em 2009 e 2010 na PM do IAG USP. O programa 2 foi aplicado exclusivamente para estimar os fluxos turbulentos de H e LE usando as observações coletadas em 2012. Deve ser ressaltado que os dados coletados em 2009 e 2010 estavam em um formato (binário) que permitiu a utilização do programa 1. Em 2012 os dados de turbulência foram coletados no formato ASCII e não foi possível utilizar o programa 1 para esses dados.

2.6. ELIMINAÇÃO DE OSCILAÇÕES ESPURIAS (SPIKES)

Para eliminar as oscilações espúrias dos valores dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente foi utilizado um algoritmo de identificação e eliminação de valores espúrios. O algoritmo baseia-se na técnica de medianas (mediana móvel) para identificar as oscilações espúrias, separando a série de valores em uma parte suave e outra residual (Velleman e Hoaglin, 2004). Após a aplicação do algoritmo as séries temporais com os valores suavizados de H e LE foram novamente avaliadas visualmente para eliminar os valores espúrios manualmente. Deve ser ressaltado que os procedimentos de remoção de oscilações espúrias utilizados aqui são consistentes com as aplicações sucessivas de testes que removem valores de um determinado limiar do algoritmo (programa 3) desenvolvido por Marques Filho *et al.*, (2008) e utilizado na seção 2.9 abaixo.

2.7. REPRESENTATIVIDADE ESPACIAL DAS MEDIDAS

Os sensores foram instalados em uma torre de 10 metros de altura localizada na Plataforma Micrometeorológica do IAG USP, situada no campus Butantã da Universidade de São Paulo, no topo do prédio de 4 andares do IAG USP (Fig. 2.7a). A localização da torre é caracterizada como uma área suburbana com representatividade num raio de 1Km (Fig. 2.7b).

Segundo Rotach (1999) para que as medidas de turbulência possam ser representativas o anemômetro precisa ser instalado acima da subcamada de rugosidade. No caso das medidas realizadas na PM do IAG da USP (Tab. 2.2) foram realizadas a uma altura que está dentro do intervalo de altura da subcamada de rugosidade proposto por Rotach para áreas urbanas.

Tendo em vista a altura dos sensores e considerando a regra de estimativa de fetch (Foken, 2008) onde observações a cada 1 m acima da superfície representam um fetch de 100 metros (vento acima do ponto de observação) será assumido neste trabalho que as observações de H e LE são representativas de uma área com extensão equivalente a um círculo de 2 km de raio. Levando-se em conta a distribuição espacial dos elementos que ocupam o entorno do ponto de observações (Fig. 2.7b) as

observações serão representativas de áreas suburbanas da Cidade de São Paulo (Ferreira *et al.*, 2013).

(a) Plataforma Micrometeorológica (PM)

(b) Representatividade da PM



Figura 2.7. (a) Plataforma Micrometeorológica do IAG USP (b) Representatividade espacial em um raio de 1 km.

Tabela 2.2 Descrição da altura do prédio, instrumento e subcamada de rugosidade.	
Altura (m)	Instrumentos
17	Prédio
28	Anemômetro sônico
25.5 – 76.6	Subcamada de rugosidade (Rotach, 1999)

2.8 BANCO DE DADOS

Os dados de w' , T' e q' com frequência de 10 Hz foram coletados entre 18 de maio e 17 de junho de 2009, entre os dias 8 de março e 30 de junho de 2010 e entre 1 de fevereiro e 30 de novembro de 2012. Em anexo nas Tabelas 2.3 e 2.4 é mostrado o formato dos arquivos de saída do datalogger, os quais constam com a identificação da frequência e data dos dados. Nas Tabelas de 2.5 à 2.12, também em anexo, é apresentada uma descrição detalhada do banco de dados. Para 2009 foi possível obter

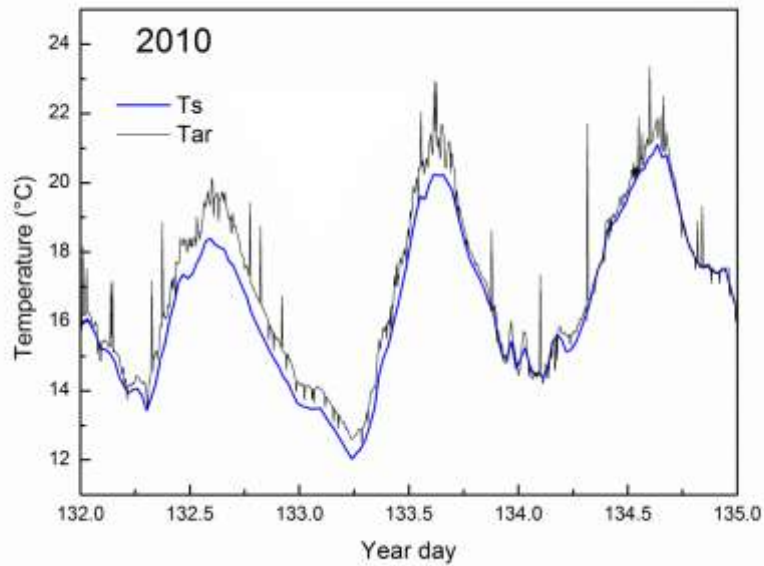
27 dias sem interrupções, para 2010 foram 38 dias e para 2012 foram 245 dias sem interrupções.

2.9 AVALIAÇÃO DA QUALIDADE DOS DADOS

A qualidade dos dados de turbulência coletados com o anemômetro sônico e o analisador de gás na Plataforma Micrometeorológica do IAG da USP foi sistematicamente avaliada no processo de estimativa dos fluxos. Esta avaliação consiste em comparar estimativas médias de velocidade (zonal e meridional), temperatura do ar e umidade relativa desses sensores com os sensores de resposta lenta.

Um exemplo da boa qualidade das observações de turbulência pode ser verificada com a comparação entre a temperatura do ar obtida a partir da correção do efeito da umidade na temperatura do sônico (Eq. 2.8) e a temperatura do ar medida sensor de resposta lenta (termohigrômetro) são indicados na Figura 2.8a. Verifica-se que as temperaturas apresentam uma evolução temporal muito similar. Outro exemplo pode ser visto na comparação entre a velocidade do vento observada com o anemômetro sônico e o anemômetro Gill na Figura 2.8b-c é apresentado a direção do vento calculado pelo programa 2 e medido pela PM. Em ambos os casos os instrumentos respondem adequadamente, sinalizando assim que o sônico está corretamente orientado e nivelado e que o procedimento de remoção de valores espúrios não estão afetando os valores médios.

(a) Temperatura do ar



(b) Velocidade do vento

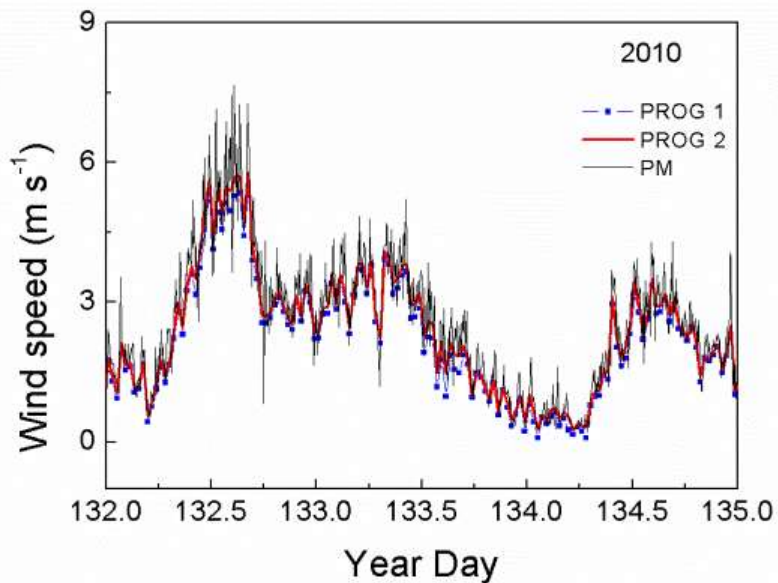


Figura 2.8. Evolução temporal da (a) temperatura do ar obtida através sônico (T_s) e da temperatura do ar obtida através do termohigrômetro (T_{ar}); (b) velocidade do vento observados com o anemômetro sônico (PROG 1 e PROG 2) e com anemômetro Gill (PM) e (c) direção do vento. Observações realizadas nos dias 132 a 134 de 2010 na PM do IAG da USP. Valores médios de 5 minutos (T_{ar} , PM) e 30 minutos (T_s , PROG 1 e PROG 2).

(c) Direção do vento

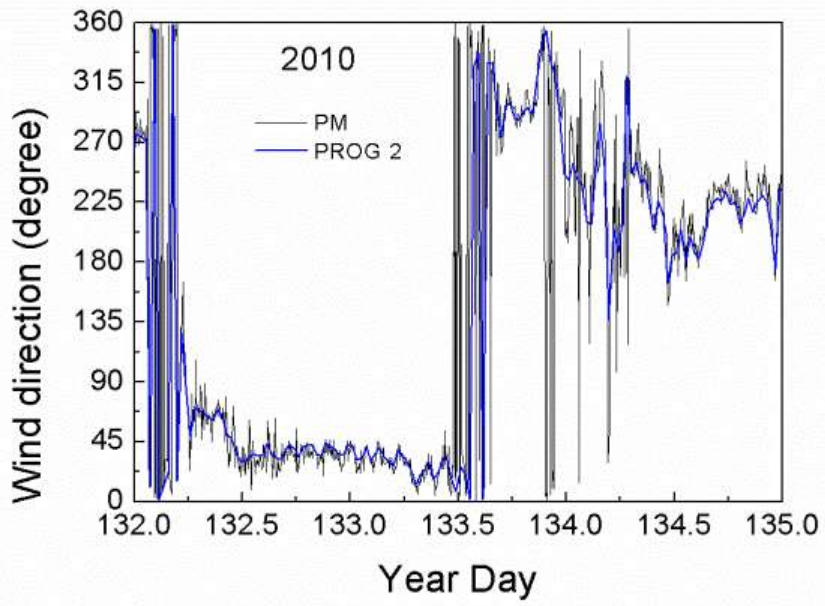


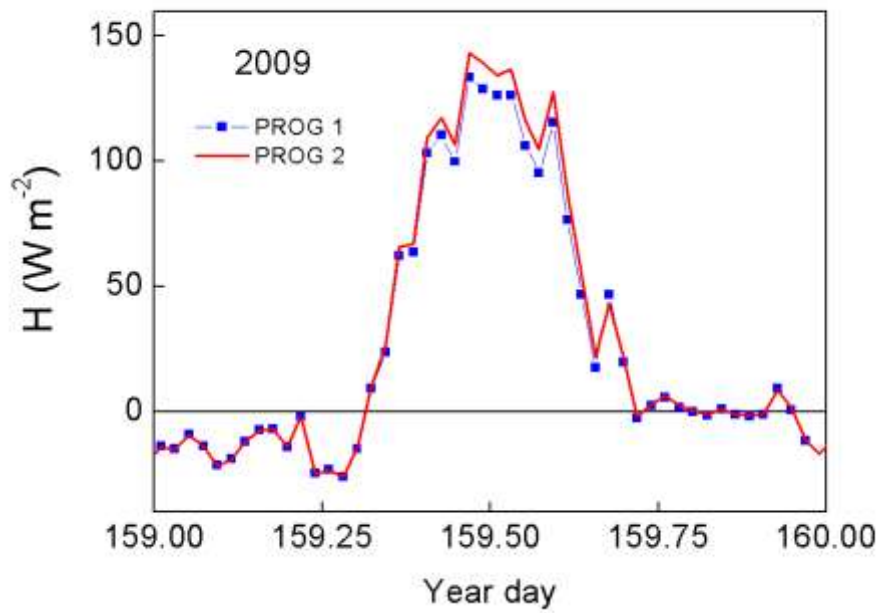
Figura 2.8. (Continuação). Evolução temporal da (c) direção do vento.

Para avaliar a qualidade das estimativas dos fluxos de H e LE foram realizados uma comparação entre os programas 1 (usado para 2009 e 2010) e programa 2 (usado para 2012) (Fig. 2.9a-c e Fig. 2.10a-b). De um modo geral estas duas estimativas são equivalentes em todos os 3 anos (2009, 2010 e 2012) indicando que os resultados apresentam uma qualidade equivalente podendo ser usados para comparações.

Para complementar a avaliação da qualidade das estimativas de H e LE foram realizadas uma comparação entre os fluxos de H e LE estimados pelo programa 2 e com um terceiro programa (programa 3) que foi desenvolvido pelo Laboratório de Micrometeorologia e Modelagem IGEO-UFRJ (Marques *et al.*, 2008). Este algoritmo inclui as correções de Webb e o controle de qualidade das séries temporais de alta frequência, baseado na metodologia proposta por Vickers e Mahrt (1997). Ele também contempla a identificação e correção de *spikes*, a determinação das condições de estacionariedade (Mahrt, 1998) e testes estatísticos de ordem elevada para remoção de dados espúrios. Os resultados deste algoritmo é denominado aqui por PROG 3. Deve ser ressaltado que este programa encontra-se em uma plataforma MATLAB, restringindo a sua aplicação a um conjunto pequeno de dias. Está em andamento a implementação deste algoritmo no formato Fortran para efetuar o cálculo dos fluxos turbulentos na PM do IAG USP.

Na Figura 2.10a-b são mostrado a evolução diurna dos fluxos turbulentos de H e LE observados no dia 14 de julho de 2012 com o programa 3. Verifica-se que existe uma diferença entre as diferentes estimativas, sendo que a maior diferença está em relação ao algoritmo do PROG 3 que inclui filtro passa alta, análise objetiva de oscilações espúrias e teste de estacionariedade. Os valores do programa 2 usado nesta dissertação encontram-se entre os valores do programa 3 para o fluxo H incluindo efeito do umidade no empuxo (sem correção de umidade). Apesar de usar um algoritmo menos completo (em fase de desenvolvimento) esta análise indica que os resultados para H e LE não são muito divergentes (sistematicamente maiores) do que os valores obtidos com o algoritmo usado aqui (programa 2).

(a)



(b)

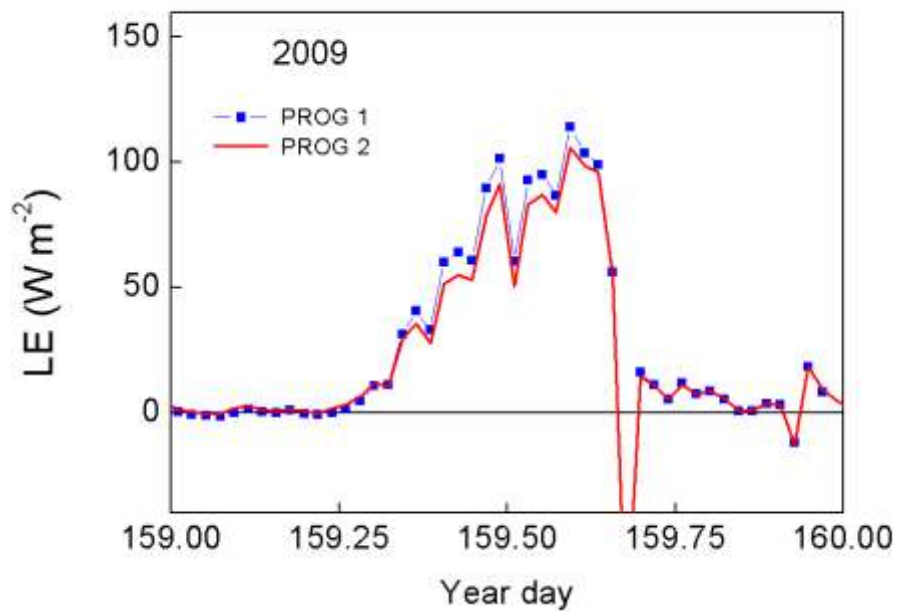


Figura 2.9. Evolução diurna de (a) H e (b) LE para os dias do ano 159, 160 e 161 em 2009 e (c) H para os dias do ano 132, 133 e 134 em 2010 na PM do IAG USP.

(c)

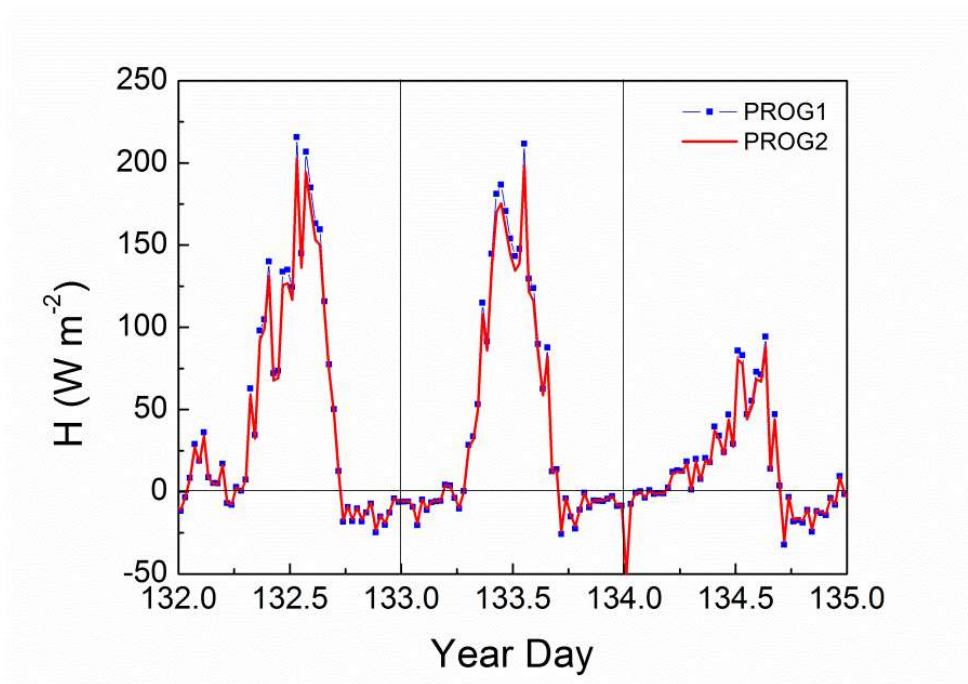


Figura 2.9. (Continuação). Evolução diurna de (c) H.

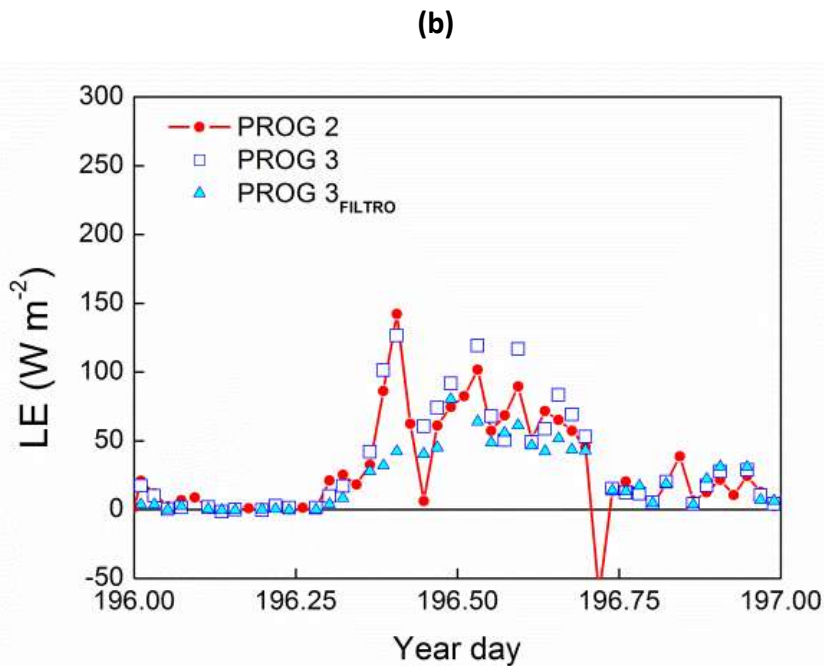
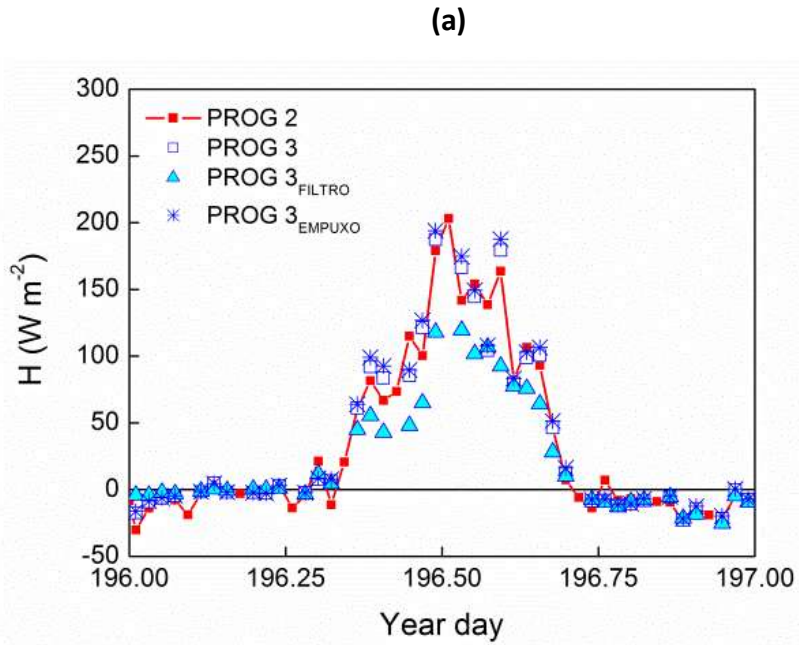


Figura 2.10. Evolução diurna do fluxo de calor sensível e latente estimados pelos algoritmos em desenvolvimento (PROG 2 e PROG 3). Dados de turbulência observados em 14 de julho de 2012 (dia do ano 196) na Plataforma Micrometeorológica do IAG USP. O índice filtro indica que os fluxos foram filtrados passa alta que removem contribuições associados flutuações de mesoescala. O índice empuxo indica que H foi estimado com efeito do empuxo associado à presença de umidade.

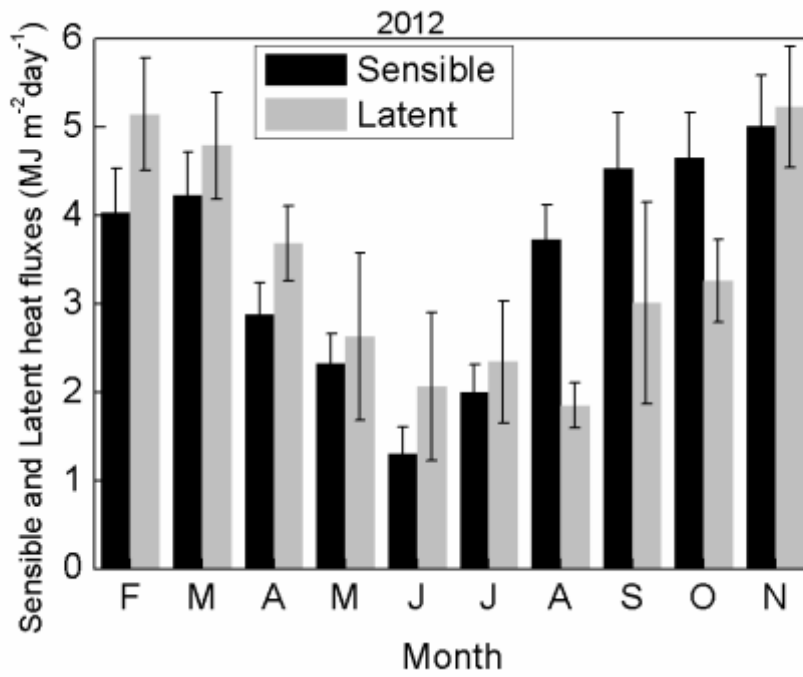
3. Resultados

Neste capítulo são apresentadas a evolução diurna e a variação sazonal e interanual dos fluxos verticais turbulentos de H e LE para a Cidade de São Paulo utilizando os dados de turbulência coletados na Plataforma Micrometeorológica do IAG da USP durante os anos de 2009, 2010 e 2012. Também é apresentado o comportamento do fluxo turbulento de calor sensível na passagem de uma frente fria pela RMSP em 2010.

3.1 VALORES DIÁRIOS MÉDIOS MENSIS: VARIAÇÃO SAZONAL E INTERANUAL

A variação sazonal valores diários médios mensais de H, LE e Q^* observados no período de fevereiro a novembro de 2012 na PM do IAG USP está indicada na Figura 3.1. Como esperado H e LE apresentam um ciclo anual relacionado à Q^* , com os valores diários máximos de $5 \pm 0.5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para H em novembro de 2012 e $5.3 \pm 0.6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para LE em novembro de 2012 (verão) e valores diários mínimos para H igual a $1.3 \pm 0.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para H em junho de 2012 e $1.9 \pm 0.2 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ para LE em agosto de 2012 (inverno). No período observado em 2012 Q^* apresentou um valor diário máximo igual a $11.6 \pm 1.1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em março e um mínimo de $4.5 \pm 0.9 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ em junho de 2012. A menor disponibilidade de umidade nos meses de agosto a outubro de 2012 intensificou o transporte de calor para a atmosfera de modo que os valores diários médios mensais do fluxo de calor sensível são sistematicamente maiores do que o fluxo de calor latente.

(a)



(b)

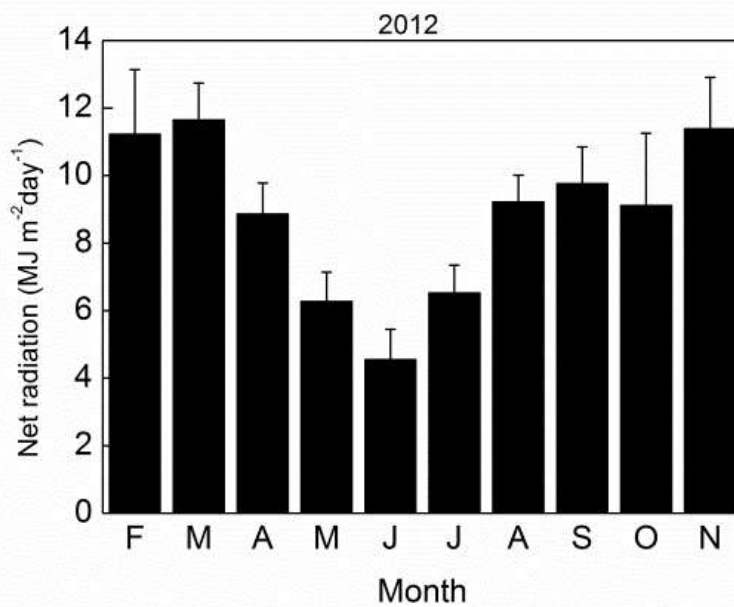


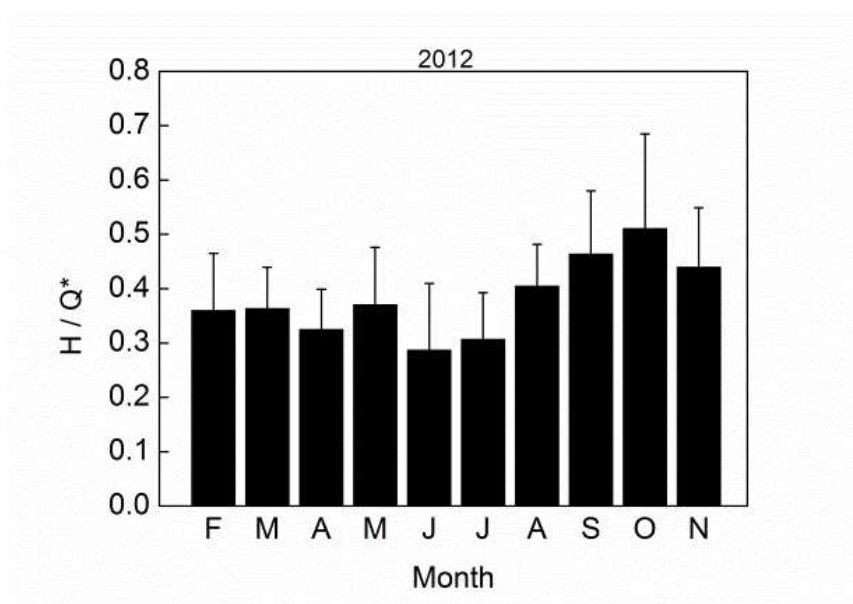
Figura 3.1. Variação sazonal dos valores diários médios mensais de (a) H e LE e (b) Q^* observados em 2012 na RMSP.

A Figura 3.2 mostra a variação sazonal das frações H/Q^* , LE/Q^* , $\Delta Q_s/Q^*$ e da razão de Bowen no período de fevereiro a novembro de 2012 na PM do IAG USP. Deve ser ressaltado que o termo de armazenamento ΔQ_s é calculado como resíduo da equação do balanço de energia na superfície conforme indicado abaixo

$$\Delta Q_s = Q^* - (H + LE) \quad (3.1)$$

Durante o ano de 2012, H correspondeu de 30% a 50% da radiação líquida (Fig. 3.2a), enquanto LE foi de 20% a 45% (Fig. 3.2b) e o calor armazenado no dossel de 19% a 40% (Fig. 3.2c). Ao longo dos seis primeiros meses LE/Q^* é maior do que H/Q^* , caracterizando que a maior parte da energia disponível na superfície foi direcionada para a evaporação. Durante os meses de agosto, setembro e outubro a razão de H/Q^* é maior do que LE/Q^* caracterizando uma região urbana, a qual tem a maior parte de sua energia direcionada para o aquecimento da atmosfera. ΔQ_s em relação à Q^* tem a menor proporção dentre os componentes do balanço de energia, mesmo assim, uma parte significativa da energia disponível na superfície é armazenada no dossel. Como o estudo é realizado em uma área suburbana de latitudes subtropicais não há uma definição de H/Q^* predominante com há em áreas urbanas de latitudes médias (Coutts *et al.*, 2007). A variação sazonal da razão de Bowen reafirma a predominância de LE no início do ano (período úmido) e a predominância de H no final do ano (período seco) (Fig. 3.2d).

(a)



(b)

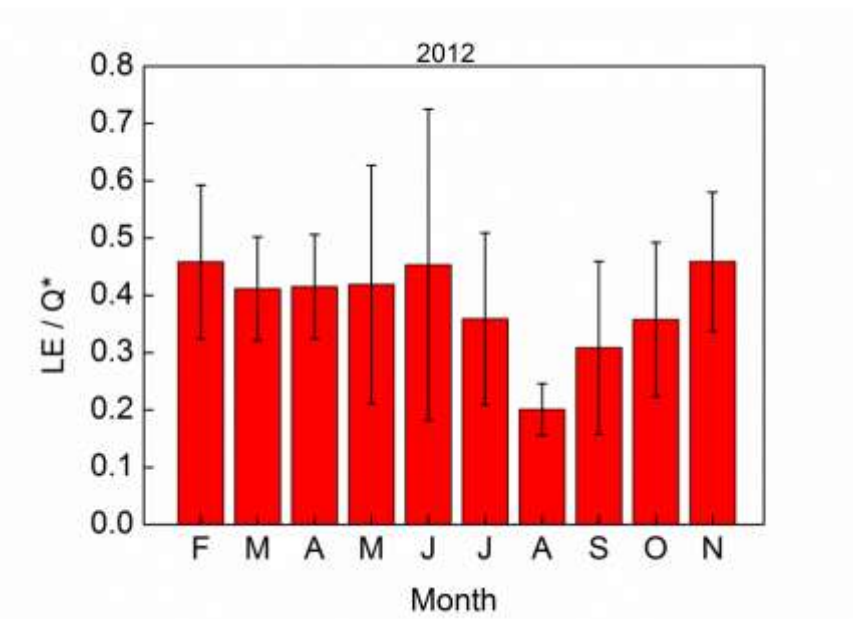
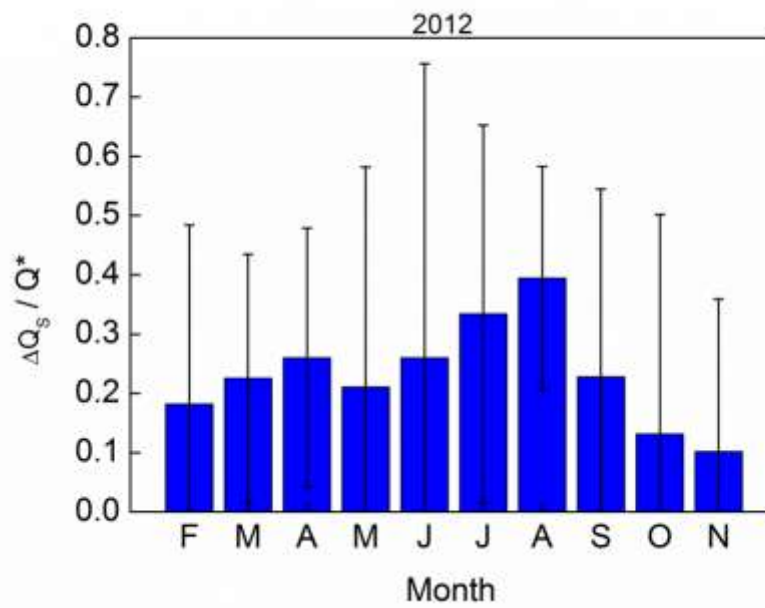


Figura 3.2. Variação sazonal da razão (a) H/Q^* ; (b) LE/Q^* e (c) $\Delta Q_s/Q^*$ e (d) razão de Bowen observadas em 2012 na RMSP.

(c)



(d)

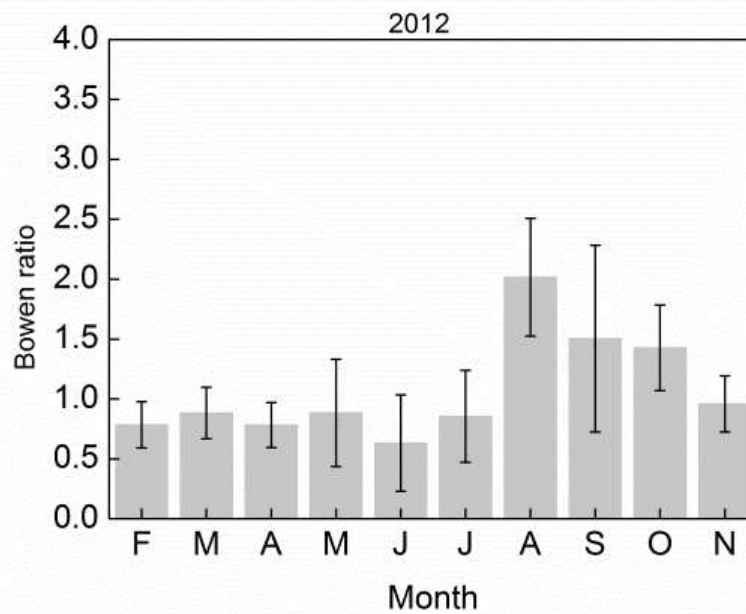
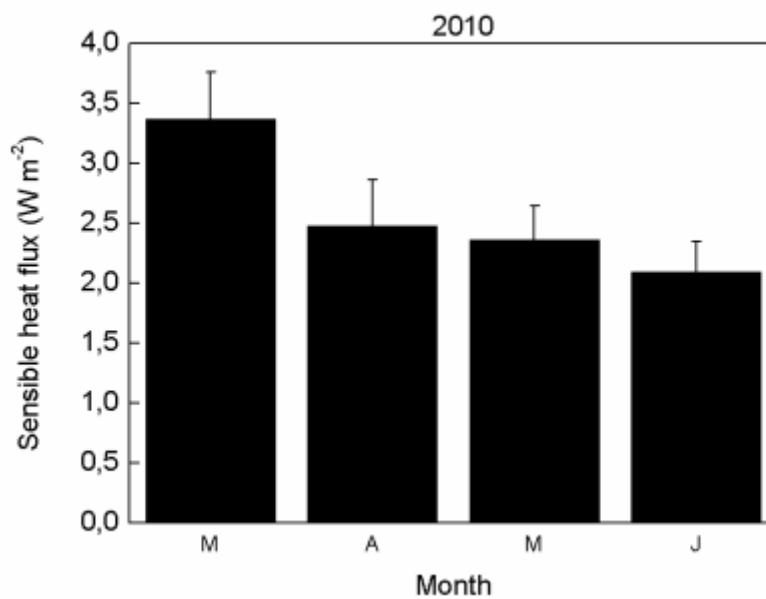


Figura 3.2. (Continuação) Variação sazonal da razão (c) $\Delta Q_s / Q^*$ e (d) razão de Bowen observadas em 2012 na RMSP.

Os valores diários médios mensais de H em 2010 (Fig. 3.3a) e em 2009 (Fig. 3.3b) são equivalentes ao mesmo período de 2012 (Fig. 3.1a). O valor diário médio mensal de H em maio de 2009 é inferior ao mesmo mês em 2010 e 2012 e em junho é superior. O valor diário médio mensal de LE em maio de 2009 é inferior ao mesmo mês de 2012 e em junho também.

(a)



(b)

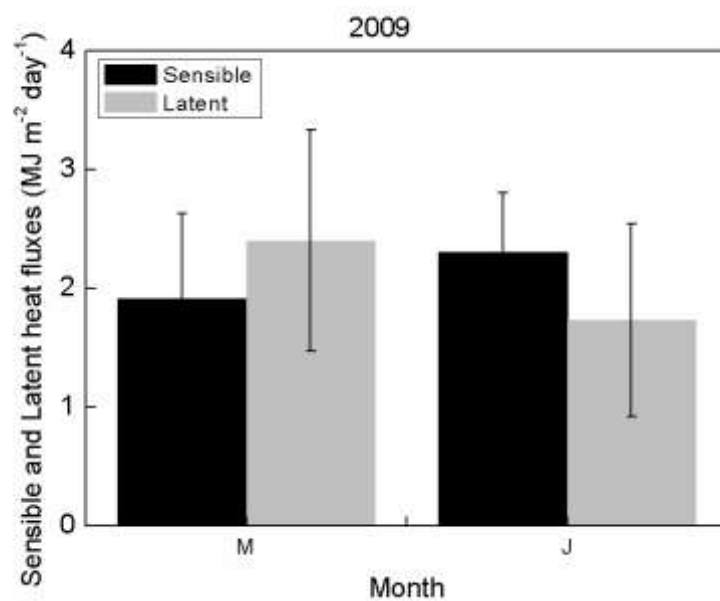
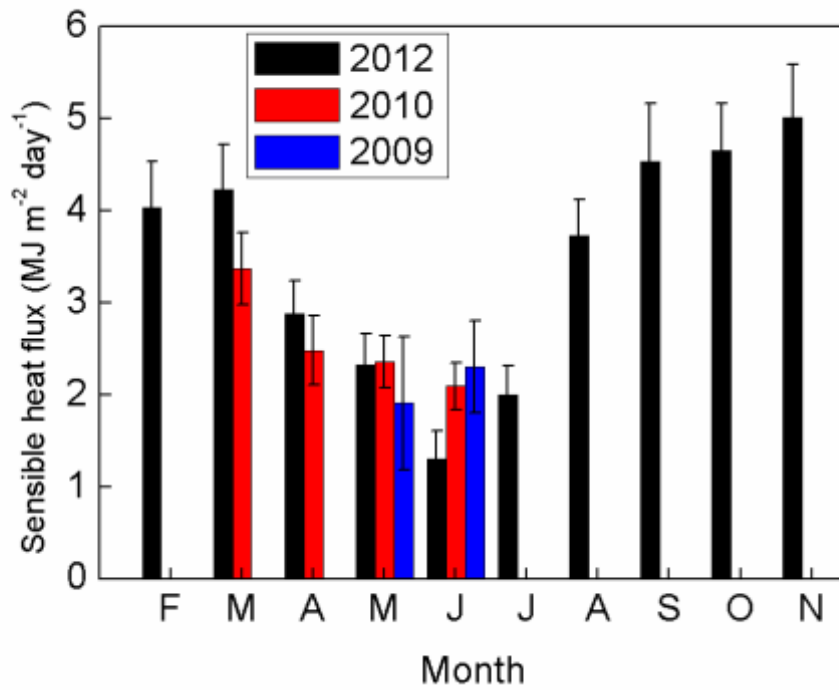


Figura 3.3. Variação sazonal de (a) H em 2010 e (b) H e LE em 2009.

A variação interanual dos fluxos turbulentos de H, LE e da radiação líquida durante 2012, 2010 e 2009 indica que as maiores diferenças interanuais ocorrem em H e podem chegar até $1 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$ como entre de 2012 e 2010 em março e junho (Fig. 3.4a). Entretanto essas variações interanuais são acompanhadas por variações interanuais em Q^* (Fig. 3.4c). Para LE, entre 2012 e 2009 os valores de 2012 foram superiores. Para H, maio de 2012 foi maior do que maio de 2009, mas em junho foi o inverso.

De um modo geral a variação sazonal e interanual de H e LE estão associadas às variações sazonais e interanuais de Q^* . Comparando com as estimativas de H e LE feitas por Ferreira (2010) através de um método indireto para o ano de 2004, verifica-se que os fluxos de H e LE apresentam nesse ano uma variação sazonal similar as observados em 2012.

(a)



(b)

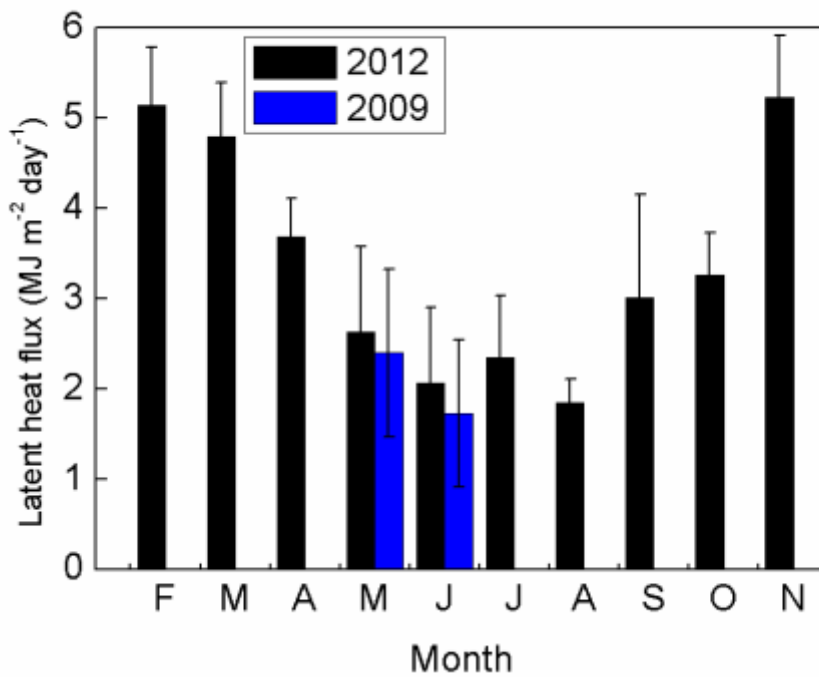


Figura 3.4. Variação sazonal de (a) H, (b) LE e (c) Q* durante os anos de 2009, 2010 e 2012 na RMSP.

(c)

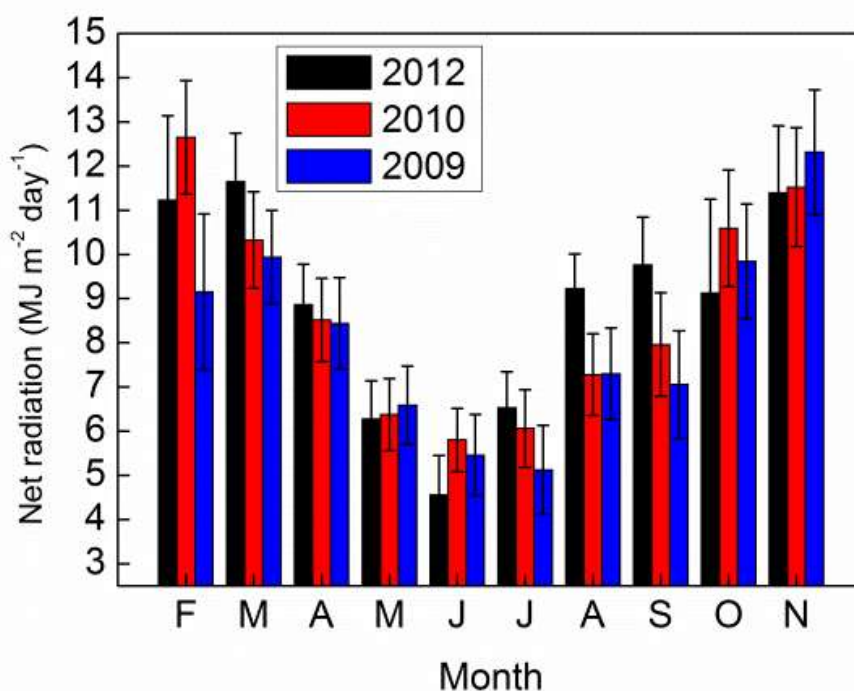


Figura 3.4. (Continuação) Variação sazonal de (c) Q^* durante os anos de 2009, 2010 e 2012 na RMSP.

Nas Tabelas 3.1, 3.2, 3.3 são apresentados os valores diários médios mensais de H, LE e Q^* (DIÁRIO) e os respectivos valores máximos (MAX) e mínimos (MIN) do ciclo diurno médio mensal nos anos de 2012, 2010 e 2009. Para o fluxo de calor sensível em 2012 o máximo ocorreu em novembro ($5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e o mínimo em junho ($1.3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$). Para o fluxo de calor latente o máximo foi no mês de novembro ($5.3 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e o mínimo no mês de agosto ($1.9 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$). Para a radiação líquida o máximo foi no mês de março ($11.6 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$) e o mínimo no mês de junho ($4.5 \text{ MJ m}^{-2} \text{ dia}^{-1}$).

A representatividade estatística das estimativas dos fluxos turbulentos de H e LE pode ser analisada através do número de dias com dados completos usados para estimar estes fluxos (Tabela 3.4). Verifica-se nesta tabela que em 2012 as estatísticas apresentadas são significativas uma vez que a maior parte dos meses os fluxos de H e LE contaram com mais de 20 dias de observação. A representatividade dos fluxos em H e LE é menor, mas significativa.

Tabela 3.1. Valores diários médios mensais de H para os anos de 2012, 2010 e 2009. Valores diários em ($\text{MJ m}^{-2}\text{day}^{-1}$). Valores máximos e mínimos em (W m^{-2}).

Mês	2012			2010			2009		
	DIÁRIO	MAX	MIN	DIÁRIO	MAX	MIN	DIÁRIO	MAX	MIN
Fevereiro	4.0	181.7	-6.7	-	-	-	-	-	-
Março	4.2	177.3	-5.4	3.3	145.5	-6.7	-	-	-
Abril	2.9	113.1	-3.4	2.5	109.1	-5.6	-	-	-
Maio	2.3	126.2	-8.9	2.3	111.3	-8.3	2	122	-15.1
Junho	1.3	62.6	-3.8	2.1	113.3	-10.1	2.3	119.7	-7.7
Julho	2	109.5	-6.2	-	-	-	-	-	-
Agosto	3.7	171.5	-9.1	-	-	-	-	-	-
Setembro	4.5	169.9	-1.35	-	-	-	-	-	-
Outubro	4.6	171.3	-3.5	-	-	-	-	-	-
Novembro	5	179.5	-3.5	-	-	-	-	-	-

Tabela 3.2. Valores diários médios mensais de LE para os anos de 2012, 2010 e 2009. Valores diários em ($\text{MJ m}^{-2}\text{day}^{-1}$). Valores máximo e mínimos em (W m^{-2}).

Mês	2012			2010			2009		
	DIÁRIO	MAX	MIN	DIÁRIO	MAX	MIN	DIÁRIO	MAX	MIN
Fevereiro	5.2	175.2	6.1	-	-	-	-	-	-
Março	4.8	141.7	6.4	-	-	-	-	-	-
Abril	3.7	108.5	3.9	-	-	-	-	-	-
Maio	2.5	82.8	3.5	-	-	-	2.3	96.7	-14.2
Junho	2.1	68.3	-6.7	-	-	-	1.8	65.5	-6.6
Julho	2.4	78.7	-6.5	-	-	-	-	-	-
Agosto	1.9	63.5	2.7	-	-	-	-	-	-
Setembro	3	62	-2.7	-	-	-	-	-	-
Outubro	3.3	98	5.6	-	-	-	-	-	-
Novembro	5.3	139	6.5	-	-	-	-	-	-

Tabela 3.3. Valores diários médios mensais de Q* para os anos de 2012, 2010 e 2009. Valores diários em ($\text{MJ m}^{-2}\text{day}^{-1}$). Valores máximo e mínimos em (W m^{-2}).

Mês	2012			2010			2009		
	DIÁRIO	MAX	MIN	DIÁRIO	MAX	MIN	DIÁRIO	MAX	MIN
Fevereiro	11,3	-625,1	48,0	12,6	-534,0	50,0	9,1	-553,8	50,5
Março	11,6	-595,4	48,9	10,3	-497,0	42,0	9,9	-497,8	42,9
Abril	8,8	-487,8	37,0	8,5	-462,0	50,0	8,4	-462,2	50,2
Maio	6,2	-408,6	44,0	6,3	-391,3	62,0	6,5	-391,3	62,8
Junho	4,5	-297,1	39,0	5,8	-370,7	65,0	5,4	-370,6	65,4
Julho	6,5	-437,0	64,0	6,0	-368,8	60,1	5,1	-368,8	60,1
Agosto	9,2	-562,5	63,5	7,2	-423,2	60,7	7,3	-423,1	60,7
Setembro	9,7	-519,2	63,0	7,9	-447,8	50,2	7,0	-447,8	50,2
Outubro	9,1	-526,5	75,5	10,5	-450,7	47,2	9,8	-450,8	47,2
Novembro	11,3	-506,9	56,7	11,5	-538,8	45,7	12,3	-538,8	45,7

Tabela 3.4. Número de dias completos com observações em 2012, 2010 e 2009.								
Mês	H 2012	H 2010	H 2009	Q* 2012	Q* 2010	Q* 2009	LE 2012	LE 2009
Fevereiro	20	-	-	16	26	9	20	-
Março	26	19	-	29	31	23	27	-
Abril	24	17	-	29	27	22	23	-
Maiο	19	26	10	30	26	22	19	10
Junho	23	22	11	30	26	24	24	11
Julho	27	-	-	30	29	21	18	-
Agosto	25	-	-	30	31	26	25	-
Setembro	24	-	-	30	30	28	20	-
Outubro	26	-	-	31	31	26	26	-
Novembro	26	-	-	19	30	21	26	-

3.2 VALORES HORÁRIOS MÉDIOS MENSIS: EVOLUÇÃO DIURNA

O ciclo diurno dos valores horários médios mensais das componentes do balanço de energia entre fevereiro e novembro de 2012 para a RMSP são apresentados na Figura 3.5. Um resumo dos valores é apresentado nas Tabelas 3.1, 3.2 e 3.3 para o cálculo do termo de armazenamento foi feito através do método do resíduo utilizando a equação (3.1).

Ao longo de 2012 a amplitude dos fluxos de calor sensível, latente e Q^* variam de forma proporcional, porém os máximos tem uma defasagem de uma hora nos meses de abril, julho e agosto para H (Fig. 3.5c, 3.5f e 3.5g) e em maio, julho, agosto e outubro para LE (Fig. 3.5d, 3.5f, 3.5g 3.5i). E uma defasagem de duas horas em novembro para H (Fig. 3.5j) e em abril e junho para LE (Fig. 3.5c, 3.5e). Quando a defasagem entre H e Q^* é máxima a diferença entre a temperatura do ar e a temperatura da superfície atinge seu máximo (Anandakumar, 1999).

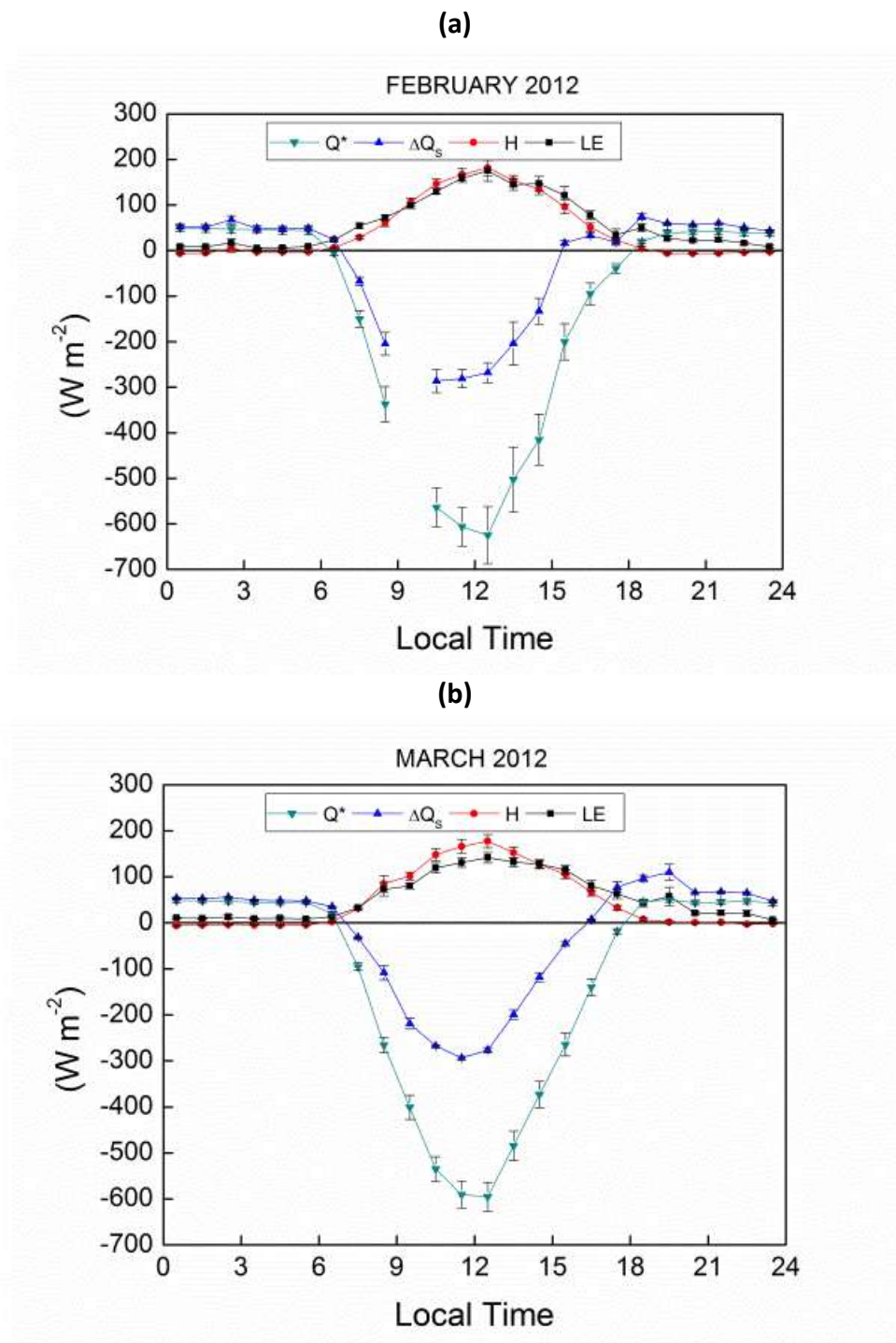
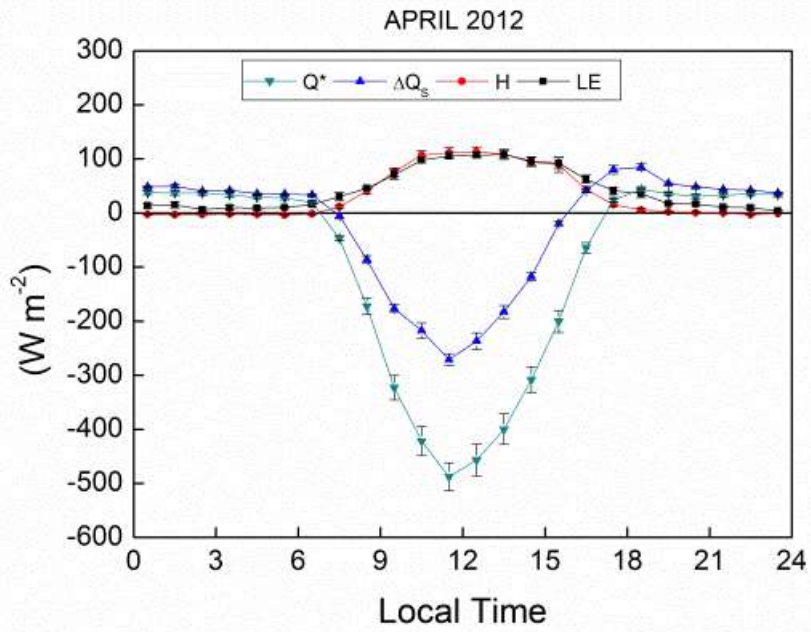


Figura 3.5. Evolução diurna dos valores horários médios mensais de Q^* , ΔQ_s , H e LE para a RMSP entre os meses de (a) fevereiro a (j) novembro de 2012.

(c)



(d)

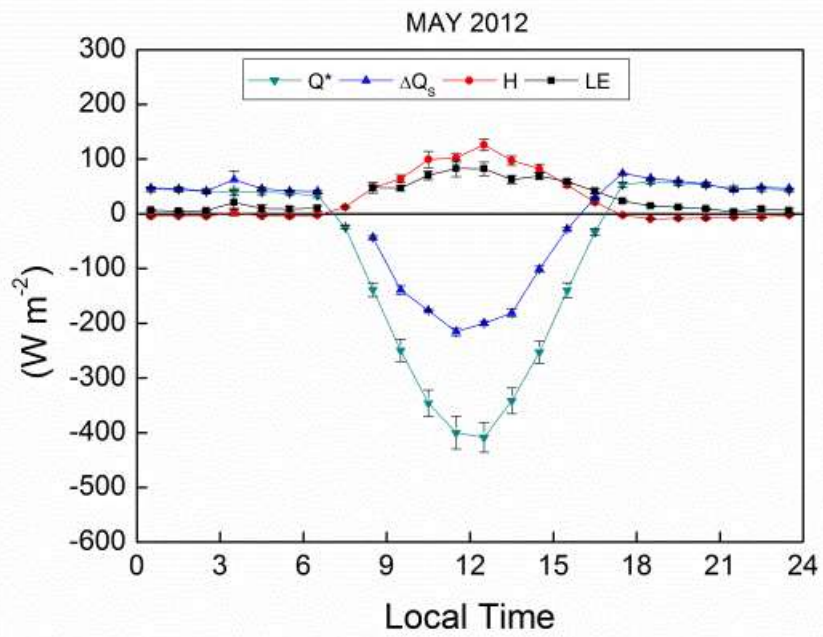
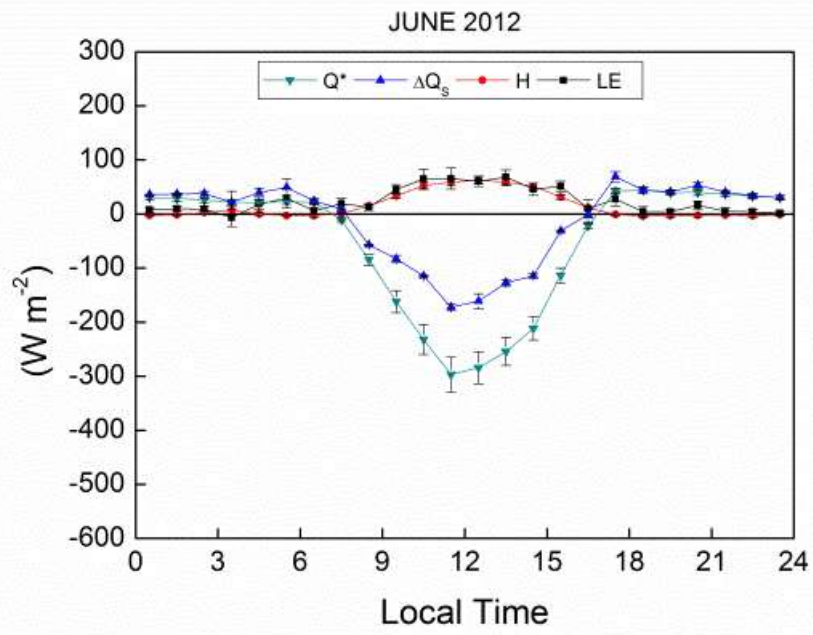


Figura 3.5. Continuação.

(e)



(f)

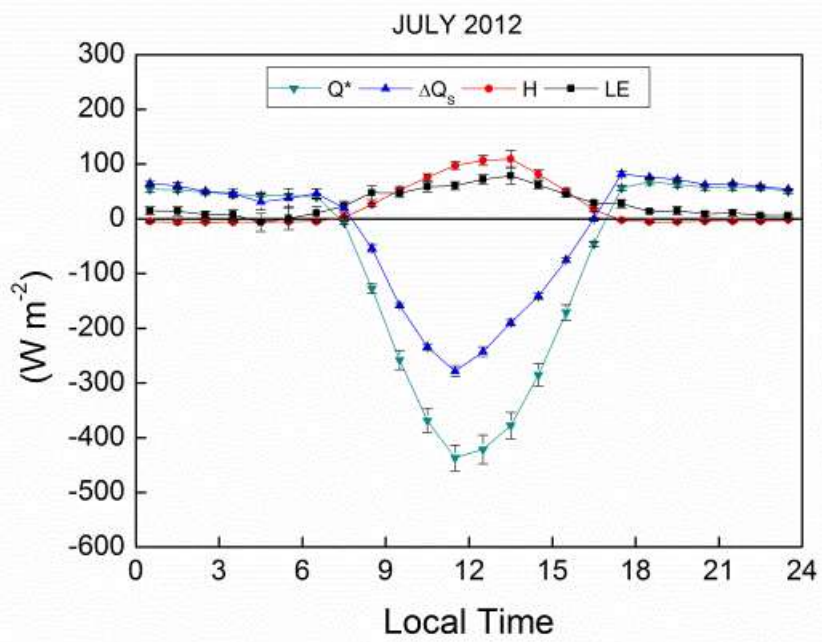
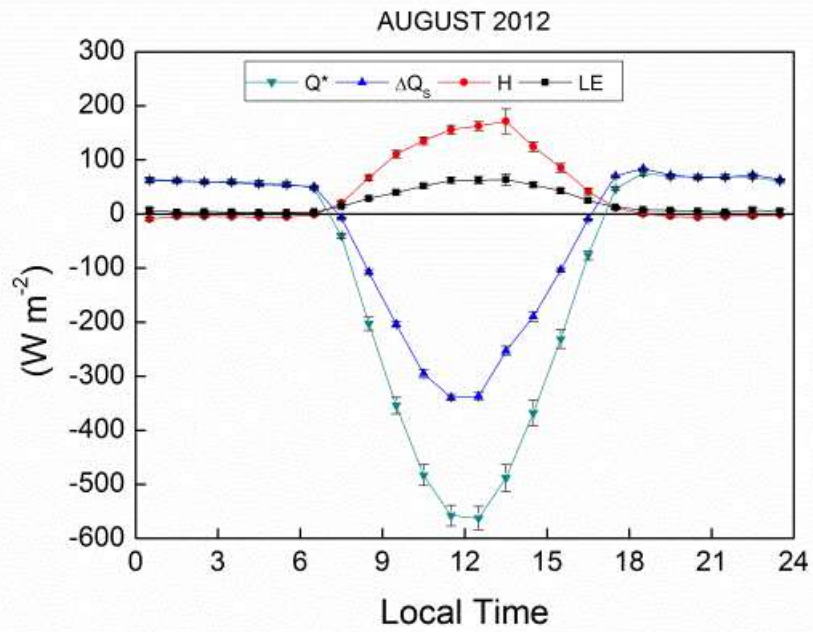


Figura 3.5. Continuação.

(g)



(h)

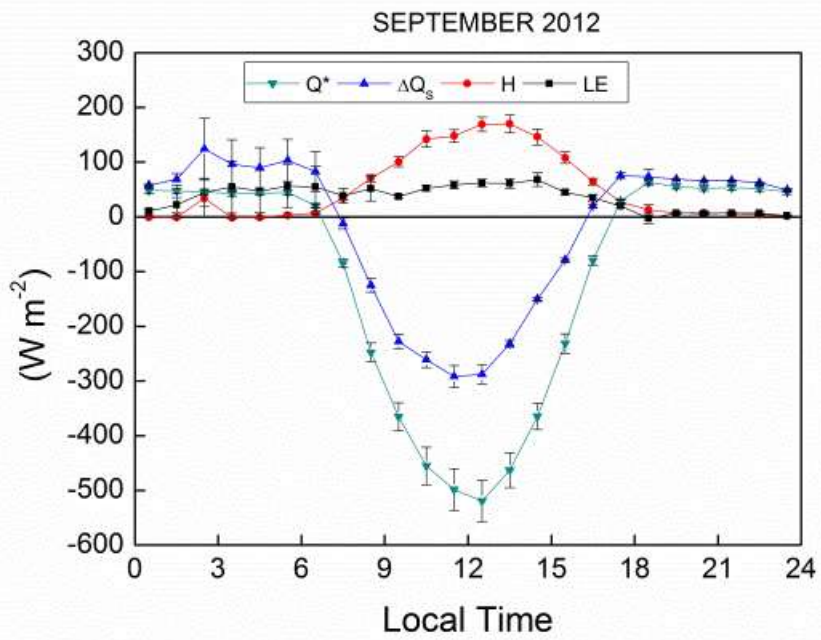
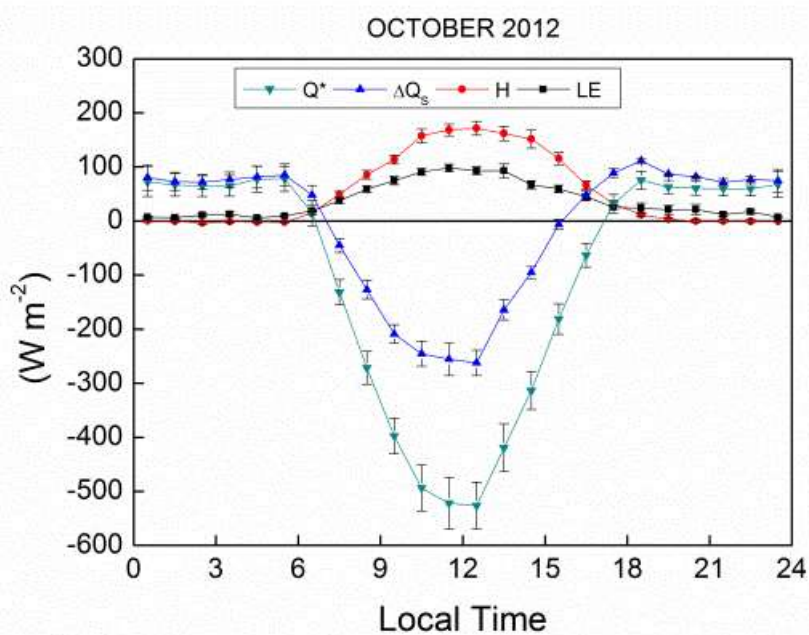


Figura 3.5. Continuação.

(i)



(j)

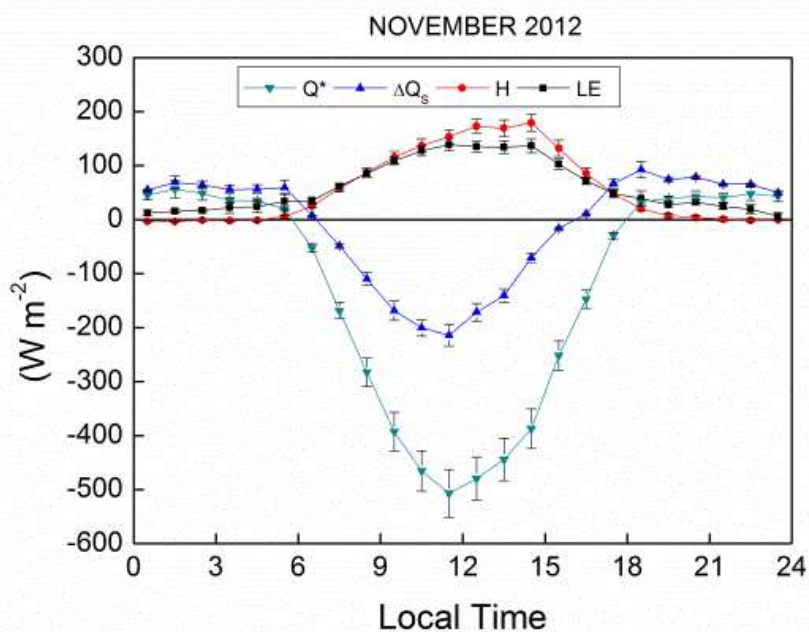
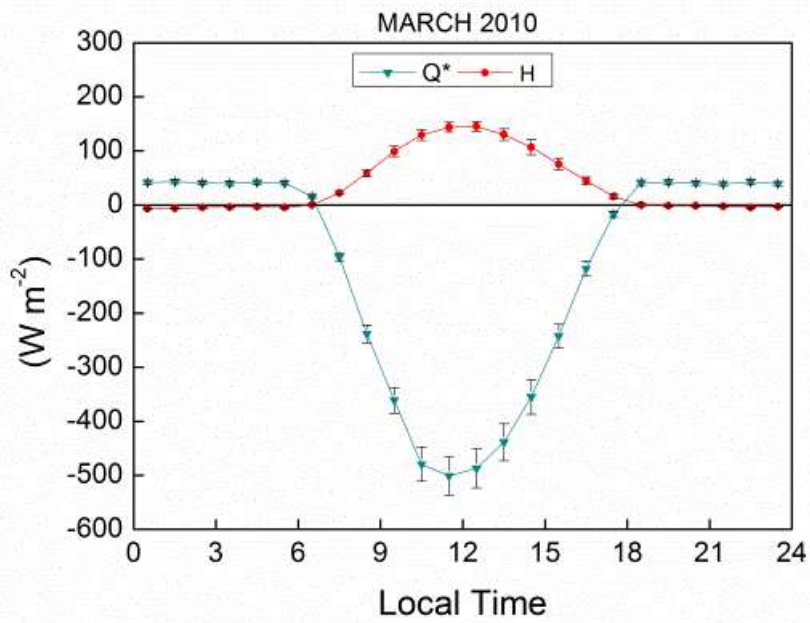


Figura 3.5. Continuação.

O ciclo diurno de H e Q* em março, abril, maio e junho de 2010 são apresentados na Figura 3.6. Os máximos do fluxo de calor sensível são 145.5 W m⁻² (março), 109.1 W m⁻² (abril), 111.3 W m⁻² (maio), 113.3 W m⁻² (junho) em todos os meses o máximo ocorreu às 12:30. Os máximos da radiação líquida são -497 W m⁻² (março), -462 W m⁻² (abril), -391.3 W m⁻² (maio), -370.7 W m⁻² (junho), sendo apenas o mês de abril com o máximo às 11:30 e todos os demais foram às 12:30.

(a)



(b)

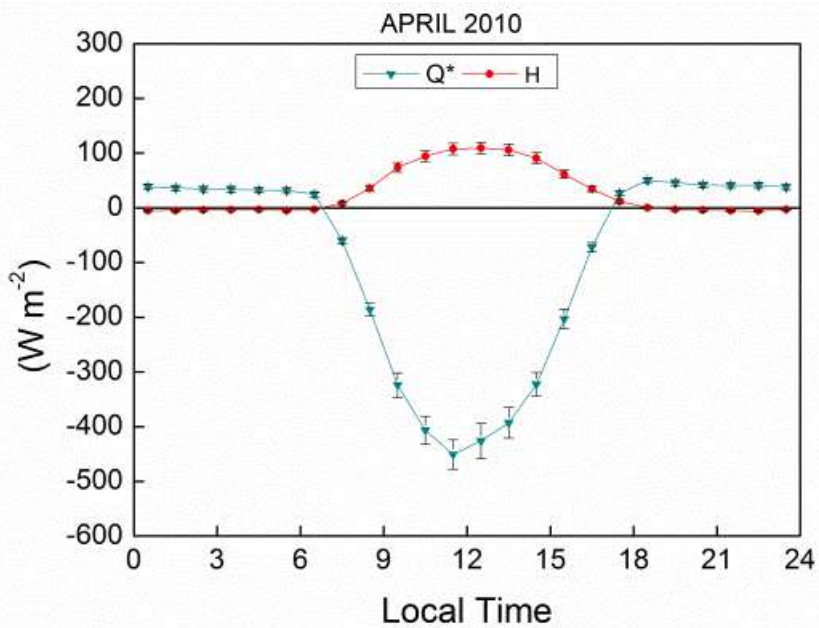


Figura 3.6. Evolução diurna dos valores horários médios mensais de Q^* e H para a RMSP entre os meses de (a) março e (d) junho de 2010.

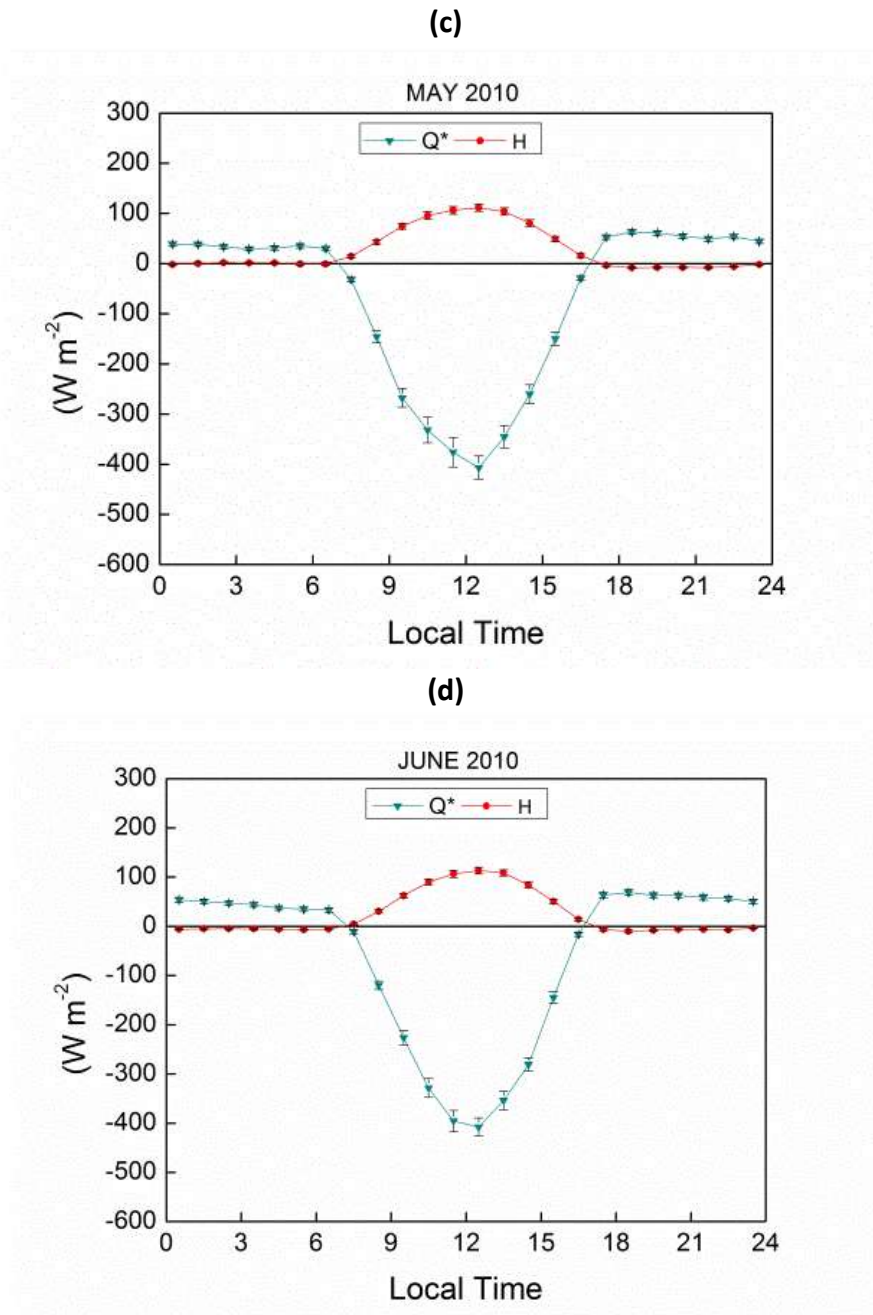
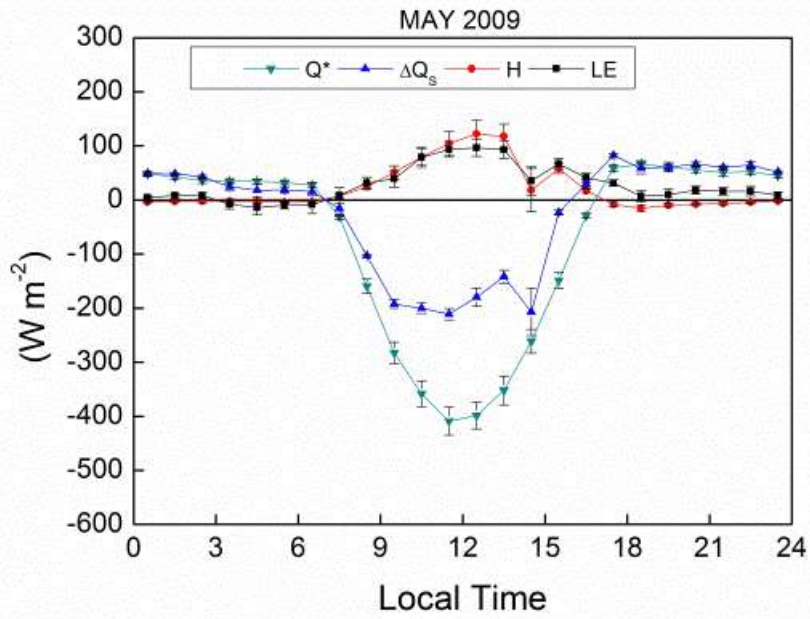


Figura 3.6. Continuação.

A Figura 3.7 mostra o ciclo diurno das componentes do balanço de energia em maio e junho de 2009. Os máximos do fluxo de calor sensível são 122 W m^{-2} (maio), 119.7 W m^{-2} (junho) e para o fluxo de calor latente são 96.7 W m^{-2} (maio), 65.5 W m^{-2} (junho). O mês de maio de 2009 teve o ciclo diurno similar ao mesmo mês de 2012, no entanto para o mês de junho de 2012 H e LE tiveram valores bem mais próximos do que em 2009.

(a)



(b)

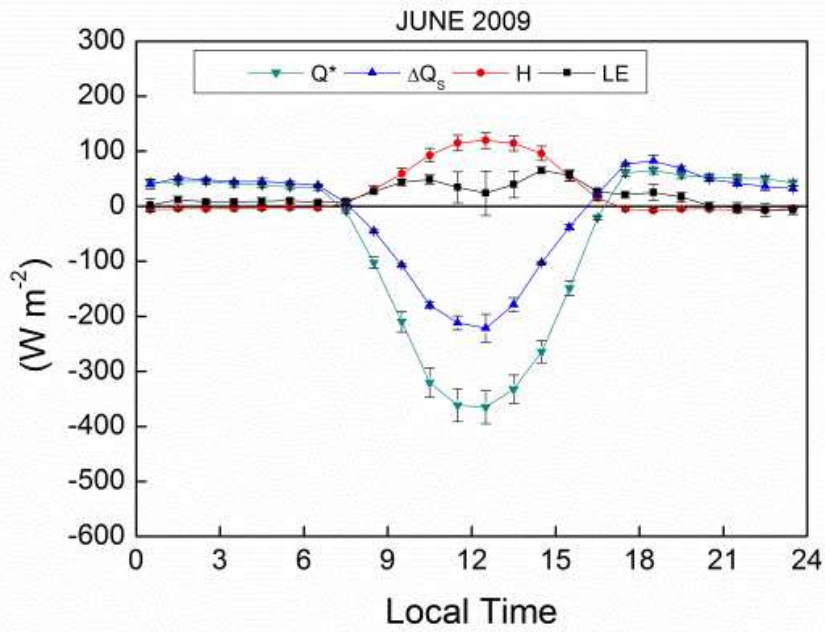


Figura 3.7. Evolução diurna dos valores horários médios mensais de Q^* , ΔQ_s , H e LE para a RMSP entre os meses de (a) maio a (j) junho de 2009.

3.3 MÉTODO EMPÍRICO DE ESTIMATIVA DO BALANÇO DE ENERGIA

De forma empírica, as componentes do balanço de energia foram estimadas para o ano de 2009 e usadas aqui para descrever a variação sazonal de H e LE e a variação diurna das componentes do balanço de energia. Também nesta seção foi investigada uma relação entre Q^* e os fluxos turbulentos de calor. Conforme indicado no capítulo 2 dessa dissertação (secção 2.2) os valores estimados por esse método são válidos para as condições médias mensais. Tendo em vista que o método do balanço de energia foi calibrado para os meses de maio e junho de 2009 optou-se em estimar a variação diurna das componentes do balanço de energia para o ano de 2009 (Rabelo *et al.*, 2011).

Na Figura 3.8 os valores estão integrados em um dia. No período noturno o fluxo turbulento de calor latente é positivo, enquanto que o fluxo turbulento de calor sensível é negativo, logo a integral em um dia de LE é maior do que a integral de H, mesmo quando a amplitude do ciclo diurno de H é maior do que LE como observado.

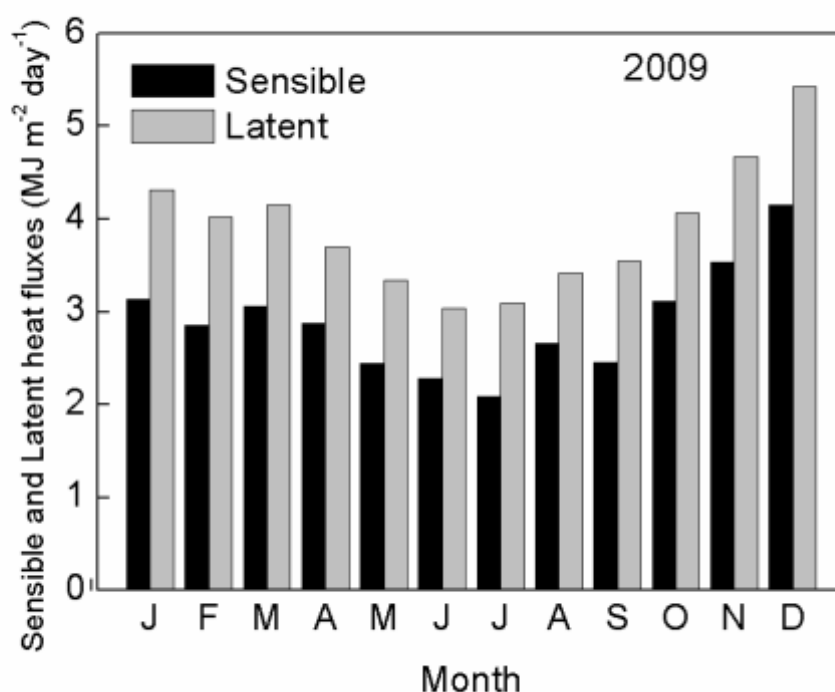
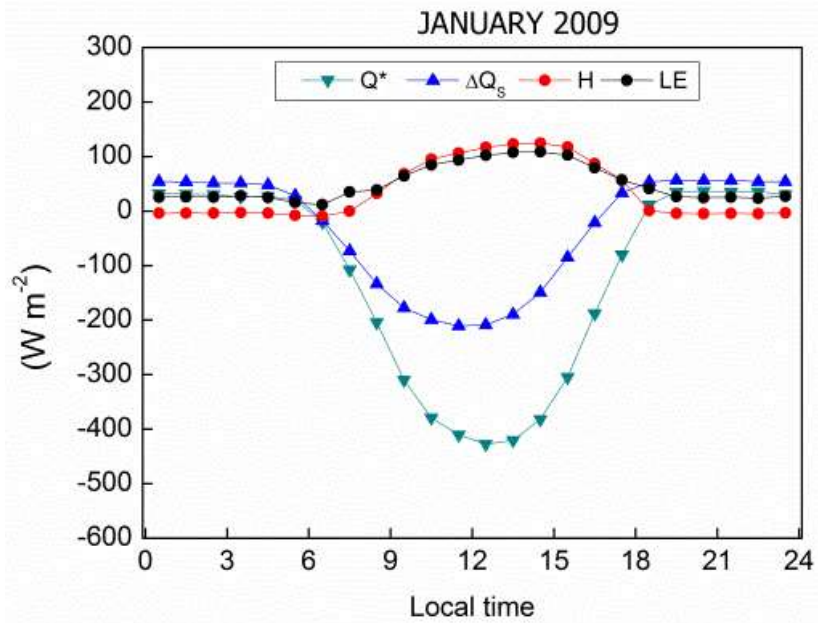


Figura 3.8. Variação sazonal dos valores diários médios mensais de H e LE para a RMSP calculado pelo método do balanço de energia para o ano de 2009 (Rabelo *et al.*, 2011).

Na Figura 3.9 são mostrados os ciclos diurnos dos valores horários médios mensais das componentes do balanço de energia para todos os meses do ano de 2009. Pode-se observar que no inverno os fluxos turbulentos de calor sensível e latente são aproximadamente 100 W m^{-2} e no verão ficam em torno de 200 W m^{-2} . No entanto vale salientar que ao longo de todo do ano H é sempre maior do que LE.

(a)



(b)

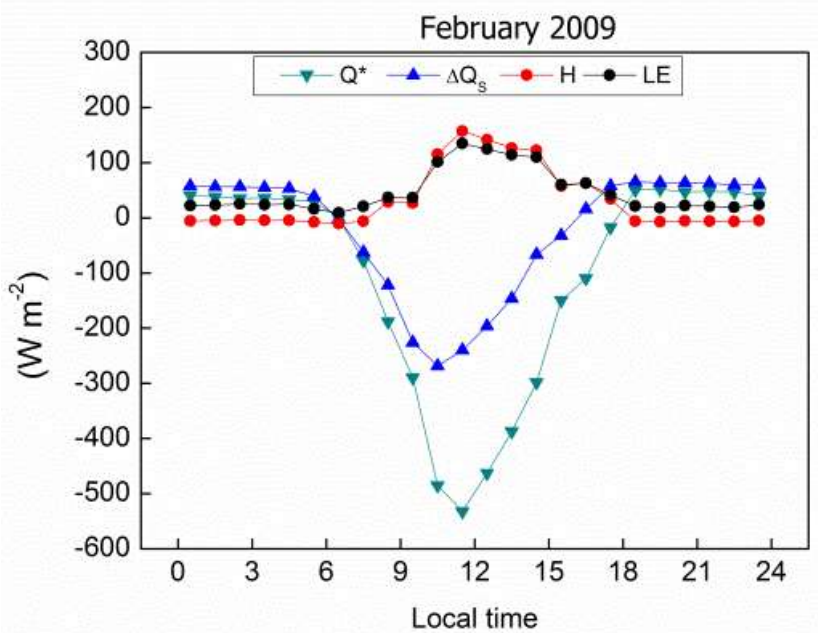
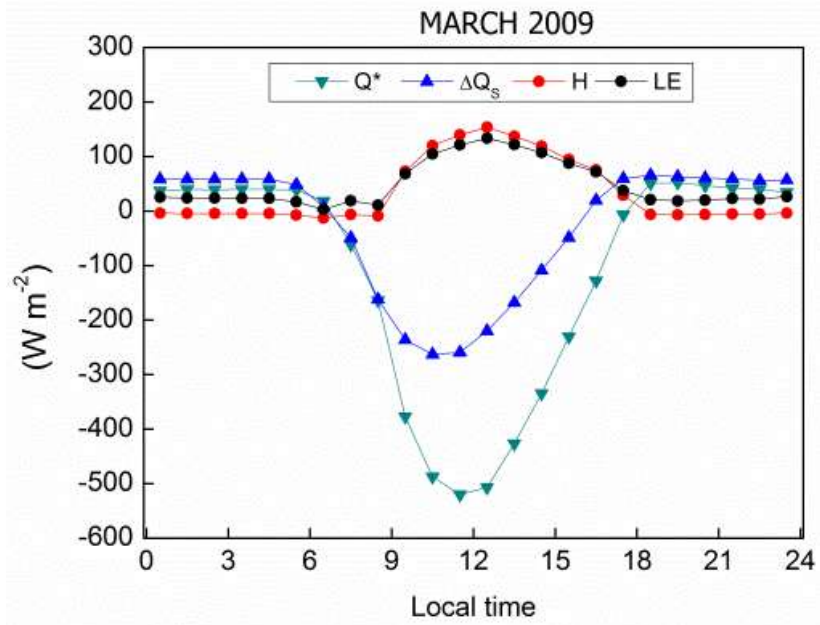


Figura 3.9. Evolução diurna dos valores horários médios mensais de Q^* , ΔQ_s , H e LE para a RMSP entre os meses de (a) janeiro a (l) dezembro de 2009.

(c)



(d)

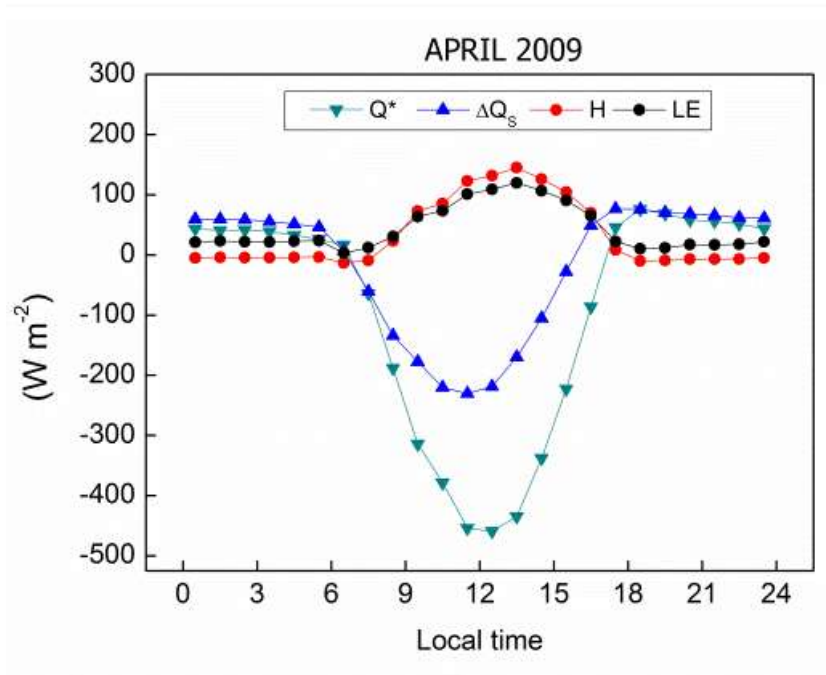
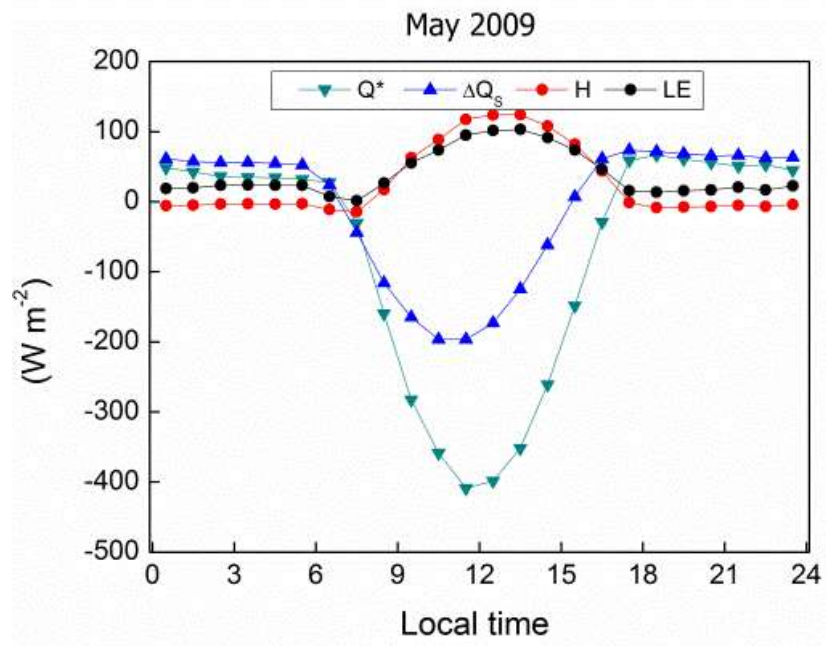


Figura 3.9. Continuação.

(e)



(f)

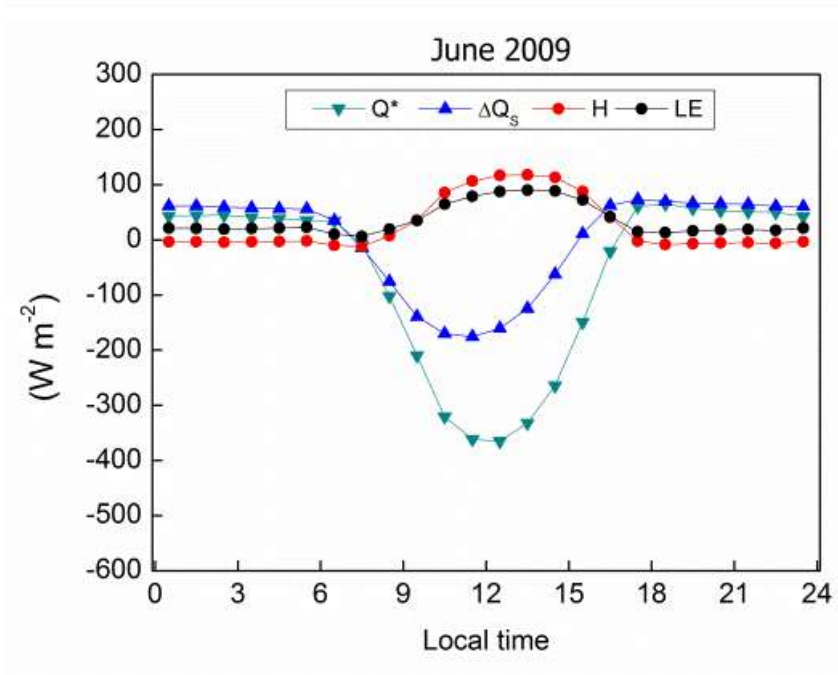
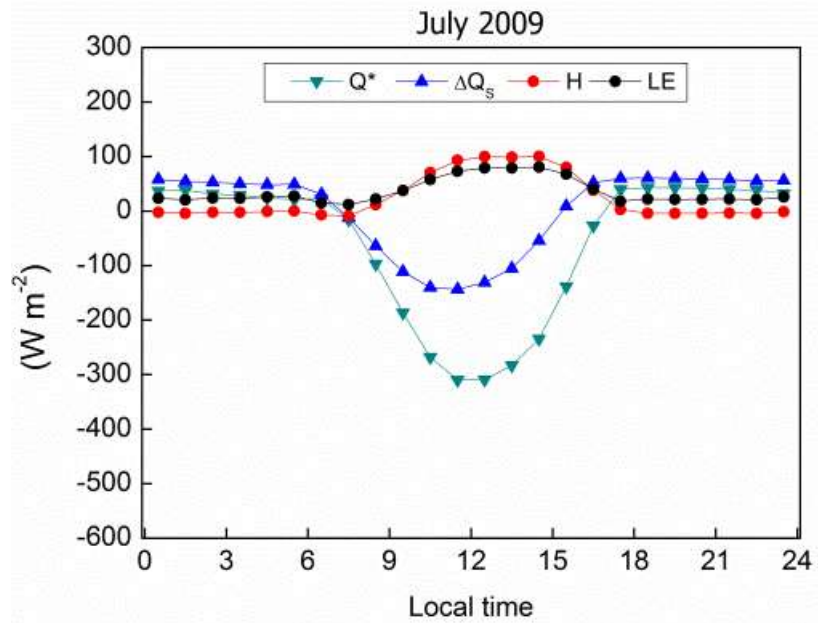


Figura 3.9. Continuação

(g)



(h)

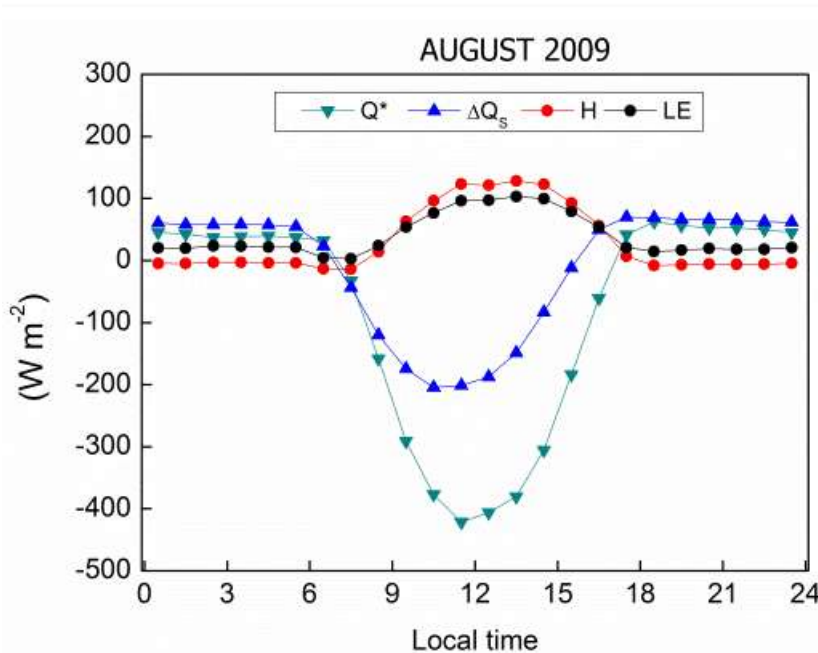
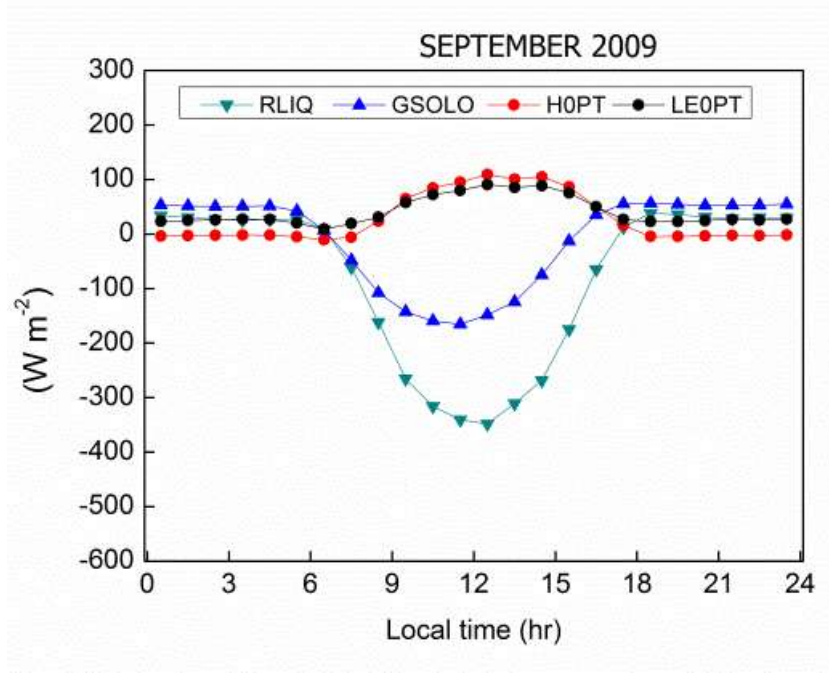


Figura 3.9. Continuação

(i)



(j)

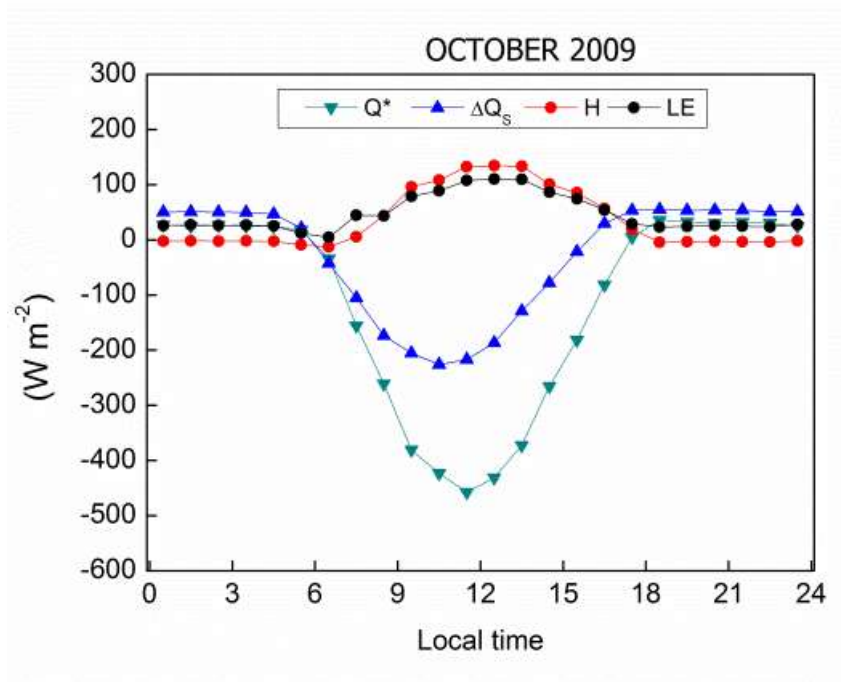
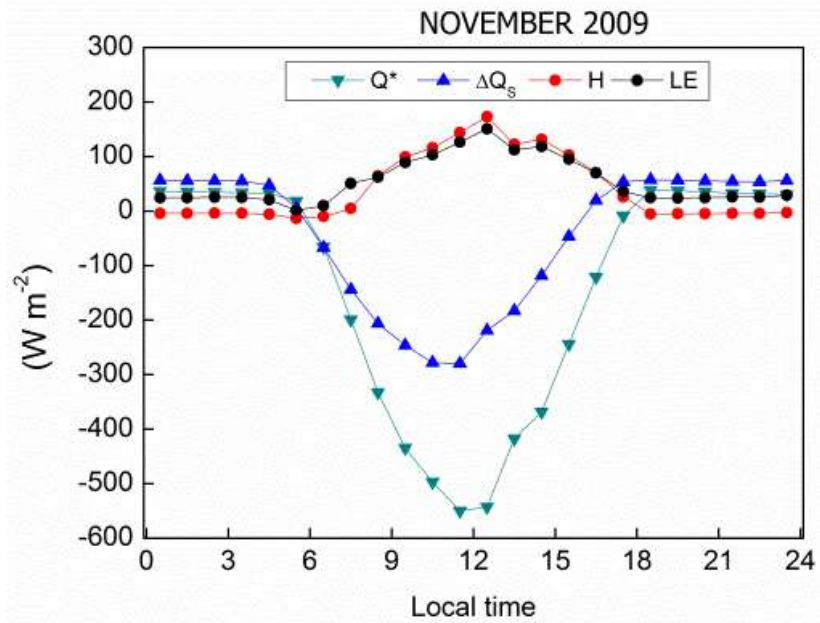


Figura 3.9. Continuação

(k)



(l)

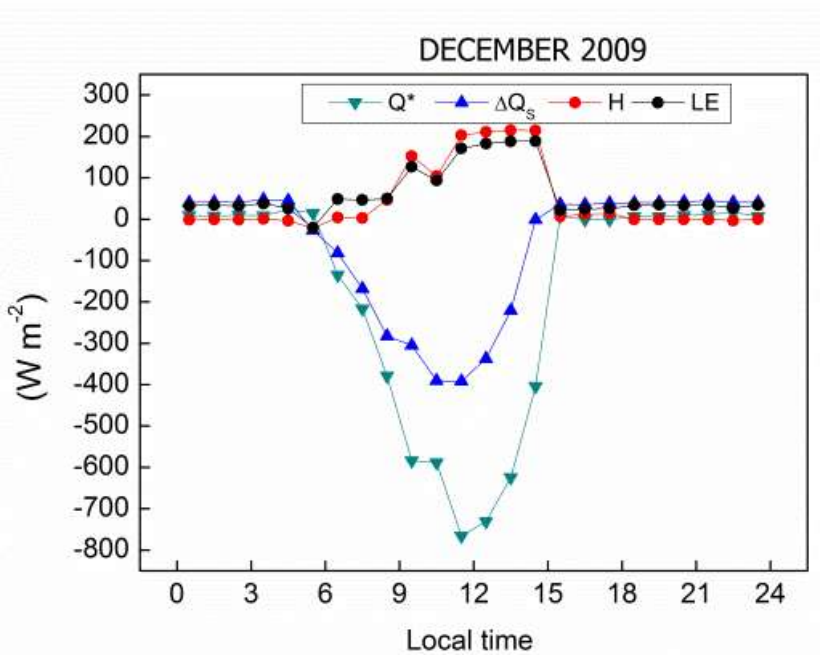


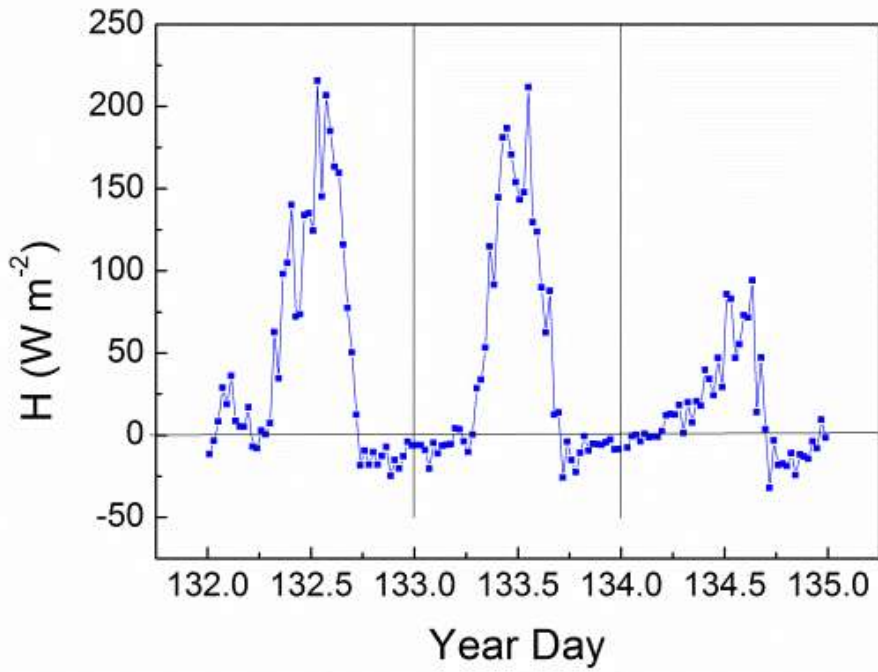
Figura 3.9. Continuação

3.4 Efeito da passagem da frente fria

Na RMSP tem de 2 a 4 frentes frias por mês, sendo ao longo do ano distribuídas em 26,9% na primavera, 26,6% no inverno, 24,9% no outono e 21,6% no verão (Morais *et al.*,2010).

Na figura 3.10 é indicada a evolução diurna do fluxo turbulento de calor sensível, radiação líquida, temperatura do ar, umidade específica do ar, velocidade e direção do vento observados durante os dias do ano 132, 133 e 134 (maio/2010). O fluxo de calor sensível foi obtido pelo método de correlação dos vórtices.

(a)



(b)

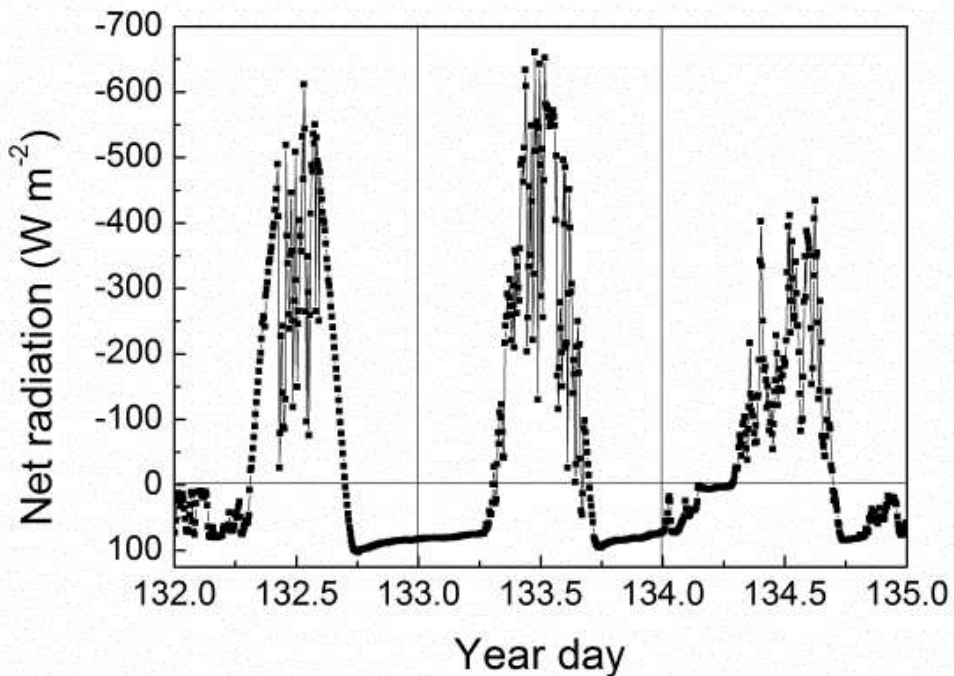
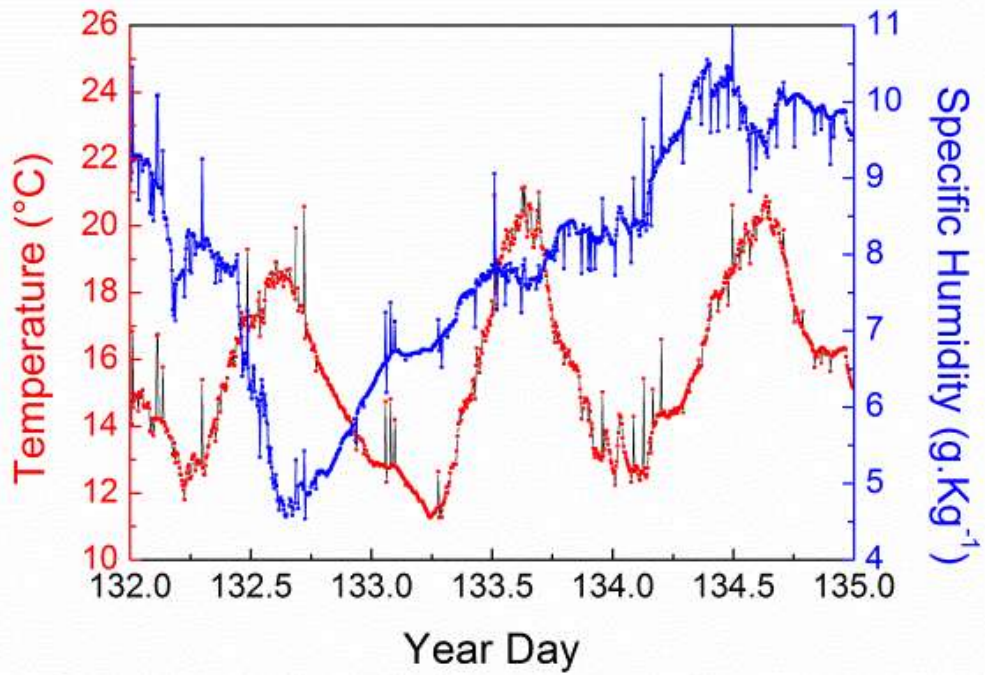


Figura 3.10. Variação temporal de (a) fluxo turbulento de H, (b) radiação líquida, (c) temperatura e umidade relativa do ar e (d) velocidade e direção do vento observados durante os dias 132, 133 e 134 de 2010 na RMSP.

(c)



(d)

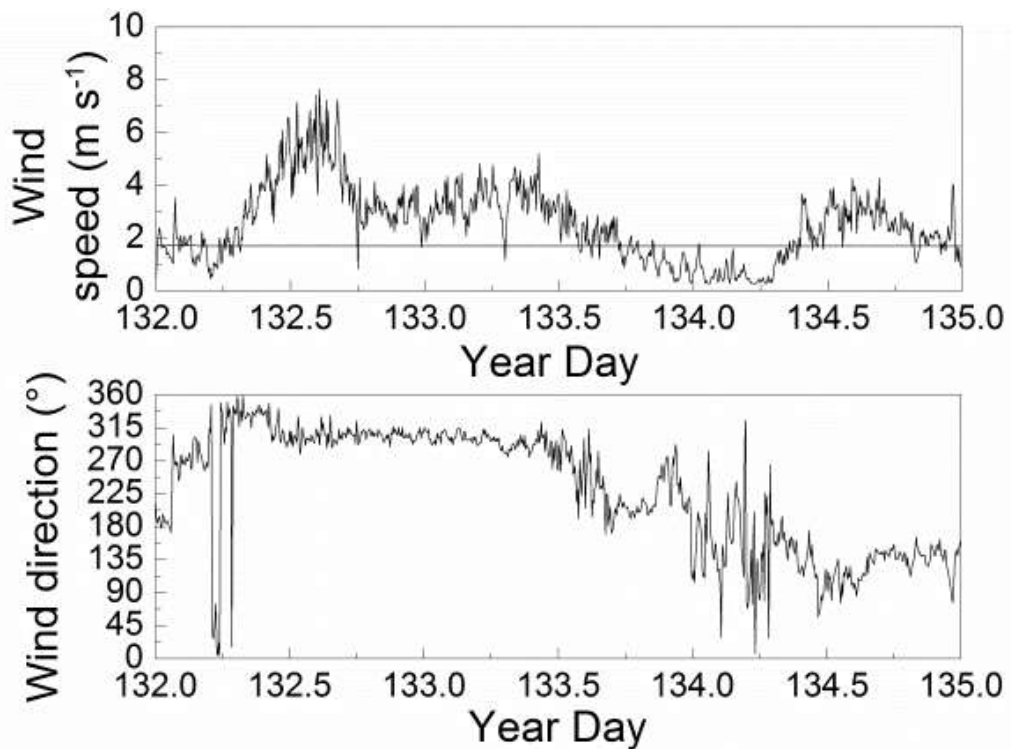


Figura 3.10. Continuação.

De acordo com a Figura 3.10a, os fluxos turbulentos mostram um progressivo decréscimo na amplitude diurna variando de aproximadamente 200 W m^{-2} nos primeiros dois dias, para 100 W m^{-2} . Essa redução no fluxo turbulento de calor sensível é seguida pela redução de radiação líquida (Fig. 3.10b). O mínimo de temperatura do ar ocorreu na manhã do dia do ano 133 (Fig. 3.10c). Enquanto que a umidade específica do ar teve um progressivo aumento, começando na tarde do dia do ano 132 (Fig. 3.10c). O vento em superfície mudou de NW para SE e a direção teve um progressivo decréscimo (Fig. 3.10d). Este padrão de mudança é típico na penetração de frente fria na cidade de São Paulo, confirmado pela carta sinótica que apresenta a frente fria a SE de São Paulo (Fig. 3.11).

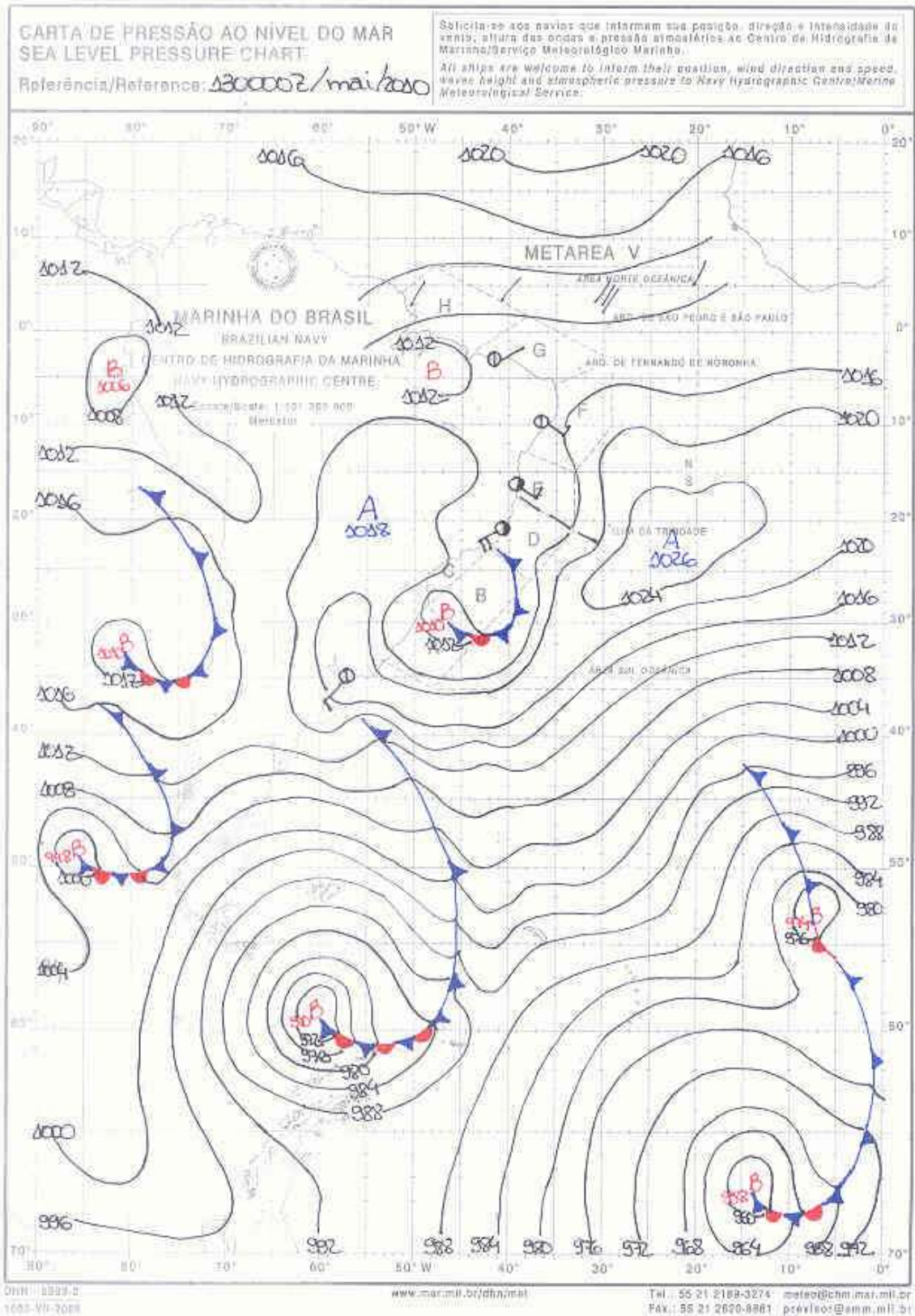
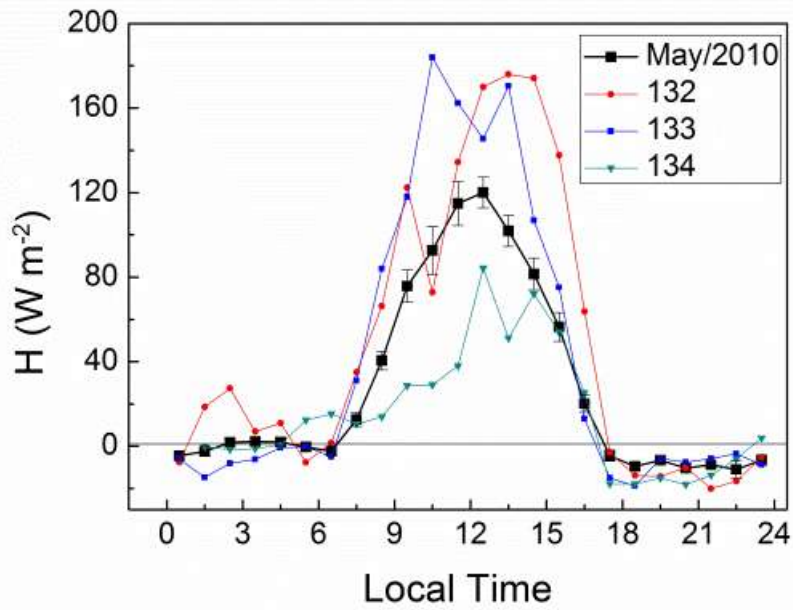


Figura 3.11. Carta sinótica das 00Z no dia do ano 133 em 2010 (DNH, Ministério da Defesa).

Considerando como referência os valores horários médios de H e Q^* observados em São Paulo, a evolução diurna desses parâmetros durante a passagem da perturbação sinótica é indicada na Figura 3.12. Antes da passagem da frente fria H estava acima da média do mês (Fig. 3.12a). Depois da entrada da frente fria houve uma redução de Q^* devido à nebulosidade e assim uma diminuição de H para valores menores do que a média de maio.

(a)



(b)

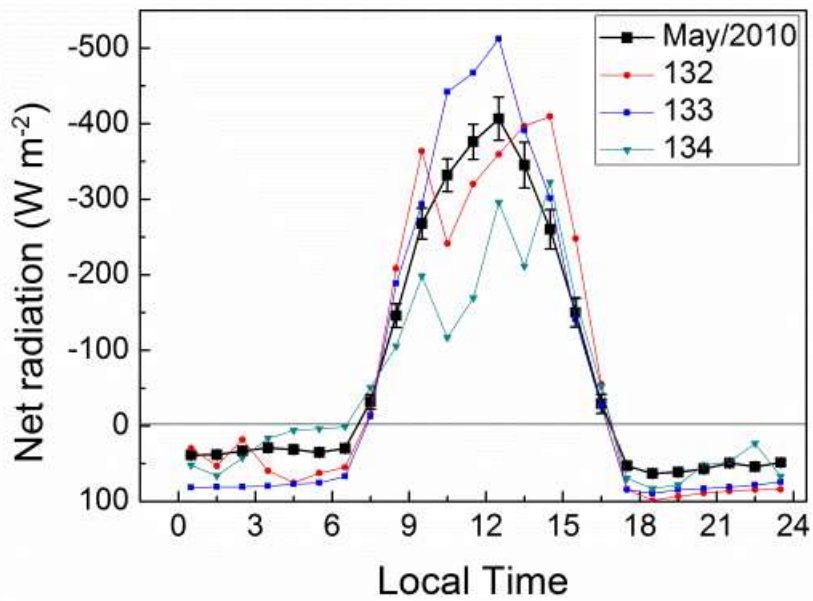


Figura 3.12. Evolução diurna do (a) fluxo turbulento de calor sensível e (b) radiação líquida com a média mensal nos dias do ano 132, 133 e 134, observados na RMSP em 2010.

O impacto da passagem da frente fria na RMSP é associado à redução de Q^* devido ao efeito da nebulosidade. As mudanças causadas pela frente na temperatura do ar, umidade específica e velocidade do vento não são fortes o suficientes para causar qualquer efeito detectável nos fluxos turbulentos na RMSP.

Visando investigar esta relação entre H e Q^* (Fig. 3.13a), LE e Q^* (Fig. 3.13b), H e LE (Fig. 3.13c) foram calculados os diagramas de dispersão dos valores horários observados na RMSP ao longo do ano de 2012. Observou-se um coeficiente de correlação igual à 0.93 para a equação $H = 12.29 - 0.27Q^*$, um coeficiente de 0.75 para $LE = 22.96 - 0.16Q^*$ e um coeficiente de correlação de 0.77 para $H = - 11.86 + 1.3 LE$.

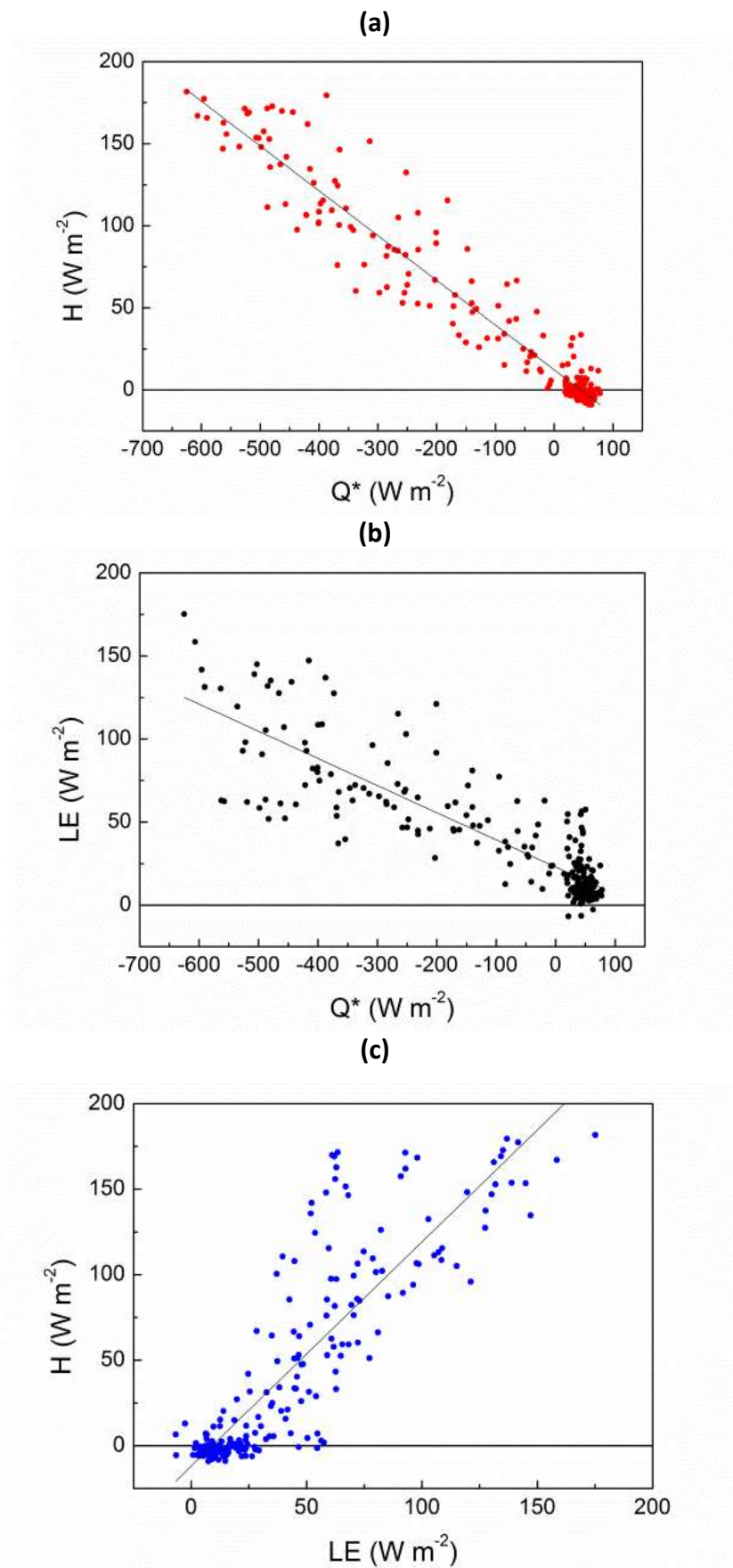


Figura 3.13. Diagrama de dispersão entre (a) H e Q^* , (b) LE e Q^* e (c) H e LE para a RMSP em 2012.

4. Conclusão

Neste trabalho são apresentados a evolução diurna, sazonal e interanual dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente representativos de uma área suburbana da RMSP. O banco de dados utilizados foi de 18 de maio a 17 de junho de 2009, 8 de março a 30 de junho de 2010 e 1 de fevereiro a 30 de novembro de 2012. O método direto da covariância dos vórtices turbulentos (“eddy covariance”) foi aplicado as observações realizadas com frequência de 10Hz para 2009, 2010 e 2012 com anemômetro sônico (CSAT3) e analisador de gás (LI-COR LI-7500), instalados na torre de 10 metros da Plataforma Micrometeorológica do IAG/USP.

E o método indireto do balanço de energia foi utilizado para uma segunda análise dos dados de 2009.

Os fluxos de calor latente e sensível possuem uma variação sazonal similar à Q^* , assim como no estudo de Ferreira (2010). Utilizando o método de correlação dos vórtices turbulentos, no ano de 2012 os valores médios horários mensais de H tiveram em fevereiro seu máximo (181 W m^{-2}) e o seu mínimo em agosto (-9.1 W m^{-2}). Para LE o máximo foi em fevereiro (175.2 W m^{-2}) e o mínimo em junho (-6.7 W m^{-2}). Entre os meses de fevereiro e julho H e LE tiveram o ciclo diurno com valores bem próximos (diferença nos máximos de 6 W m^{-2}) caracterizando uma região suburbana e para os meses de agosto à outubro o ciclo diurno de H foi predominante em relação ao de LE com seus máximos mais distantes (diferença de 108 W m^{-2}). Essas características são próprias de uma região urbana, segundo Christen e Vogt (2004). Ainda para 2012, durante o período úmido a relação LE/ Q^* foi dominante, porém ao longo do período seco quem domina é H/ Q^* . Entre março e junho de 2010 o máximo (mínimo) de H foi de 145 W m^{-2} (-5.6 W m^{-2}). Para 2009 o máximo (mínimo) de H foi de 122 W m^{-2} (-7.7 W m^{-2}) e para LE o máximo foi de 96.7 W m^{-2} (-6.6 W m^{-2}).

Os valores médios mensais do método direto foram utilizados para calibrar o método indireto do balanço de energia. Uma vez calibrado, o método foi utilizado para estimar a variação sazonal do ciclo diurno mensal dos fluxos turbulentos de calor sensível e latente para o ano de 2009 (fevereiro a dezembro) e 2007 (janeiro). Dentre

os resultados obteve-se que o fluxo de calor sensível é dominante em relação ao fluxo de calor latente, tanto do verão quanto no inverno.

Entre os meses de fevereiro e julho o método do balanço de energia representou o ciclo diurno das componentes do balanço conforme o método de correlação dos vórtices turbulentos. Em ambos os métodos H e LE tiveram seus máximos próximos. No entanto para os meses de agosto a outubro o método do balanço de energia não representou a predominância de H em relação à LE como foi observado no método de correlação dos vórtices. Para o método de correlação dos vórtices a diferença nos máximos de H e LE foi de 108 W m^{-2} , mas para o método do balanço de energia foi de 27 W m^{-2} .

O efeito de distúrbios sinóticos na evolução diurna dos fluxos turbulentos de calor sensível na superfície da RMSP foi investigado. Encontrou-se uma forte correlação entre H e Q^* com $r^2 = 0.93$ ($H = 12.29 - 0.27Q^*$). Indicando assim que a intensificação da nebulosidade durante a passagem de distúrbios sinóticos é o efeito que mais influencia no fluxo turbulento de calor sensível para a RMSP.

Para estudos futuros pretende-se observar o efeito da brisa marítima no comportamento de H e LE e ampliar as análises para o ano de 2013.

5. Bibliografia

- ANANDAKUMAR, K., 1999: A STUDY ON THE PARTITION OF NET RADIATION INTO ENERGY FLUXES ON A DRY ASPHALT SURFACE. *ATMOSPHERIC ENVIRONMENT*, 33, 3911-3918.
- AUBINET, M., VESALA, T., PAPALE, D. 2012: EDDY COVARIANCE. A PRATICAL GUIDE TO MEASUREMENT AND DATA ANALYSIS. SPRINGER ATMOSPHERIC SCIENCES. DORDRECHT. 438 PP.
- BÁRBARO, W.E., OLIVEIRA, A.P, SOARES, J., CODATO, G., FERREIRA, M.J., MLAKAR, P., BOZNAR, M.Z., ESCOBEDO, F.J., 2010: OBSERVATIONAL CHARACTERIZATION OF THE DOWNWARD ATMOSPHERIC LONGWAVE RADIATION AT THE SURFACE IN THE CITY OF SÃO PAULO. *JOURNAL OF APPLIED METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY*. 49(12), 2574-2590.
- BURBA, G., ANDERSON, D., 2005: INTRODUCTION TO THE EDDY COVARIANCE METHOD: GENERAL GUIDELINES AND CONVENTIONAL WORKFLOW. LINCOLN, NE: LI-COR BIOSCIENCES.
- BURNETT, B.F., 2010: EXPLORATORY EDDY COVARIANCE MEASUREMENTS OF SURFACE HEAT AND CO₂ FLUXES IN THE ROUGHNESS SUBLAYER OF AN URBAN ENVIRONMENT. MASTER OF SCIENCE IN MECHANICAL ENGINEERING. PORTLAND STATE UNIVERSITY. 71 PP.
- CAMPBELL SCIENTIFIC, INC., 2007. CSAT3 THREE DIMENSIONAL SONIC ANEMOMETER. LOGAN, UT: CAMPBELL SCIENTIFIC.
- CODATO, G., OLIVEIRA, A.P., SOARES, J., ESCOBEDO, J.F., GOMES, E.N., AND PAI, A.D., 2008: GLOBAL AND DIFFUSE SOLAR IRRADIANCES IN URBAN AND RURAL AREAS IN SOUTHEAST OF BRAZIL. *THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY*, 93 (1-2), 57-73.
- COUTTS, A.M., BERINGER, J., TAPPER, N.J., 2007: IMPACT OF INCREASING URBAN DENSITY ON LOCAL CLIMATE: SPATIAL AND TEMPORAL VARIATIONS IN THE SURFACE ENERGY BALANCE IN MELBOURNE, AUSTRALIA. *J. APPL. METEOR. CLIMATOL.*, 46, 477-493.
- CHRISTEN, A., VOGT, R., 2004: ENERGY AND RADIATION BALANCE OF A CENTER EUROPEAN CITY. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*, 24, 1395-1421.
- DE BRUIN, H.A.R., 1983: A MODEL FOR THE PRIESTLEY-TAYLOR PARAMETER α . *J. CLIM. APPL. METEOROL*, 22, 572-578.
- FERREIRA M.J., OLIVEIRA A.P., SOARES J., 2013: DIURNAL VARIATION IN STORED ENERGY FLUX IN SÃO PAULO CITY, BRAZIL. *URBAN CLIMATE* 107, 229-246.
- FERREIRA M.J., OLIVEIRA A.P., SOARES J., CODATO G., BÁRBARO E.W. AND ESCOBEDO J.F., 2012: RADIATION BALANCE AT THE SURFACE IN THE CITY OF SÃO PAULO, BRAZIL. DIURNAL AND SEASONAL VARIATIONS. *THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY* 107, 229-246.
- FERREIRA, M.J., 2010: ESTUDO DO BALANÇO DE ENERGIA NA SUPERFÍCIE DA CIDADE DE SÃO PAULO. TESE DE DOUTORADO. DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS. IAG. USP. SÃO PAULO. SP. BRASIL., 149 PP. ([HTTP://WWW.IAG.USP.BR/METEO/LABMICRO/PUBLICACOES/TESES& DISSERTACOES/INDEX.HTML](http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/publicacoes/teses& dissertacoes/index.html))

- FERREIRA, M.J., OLIVEIRA, A.P. AND SOARES, J., 2010: ANTHROPOGENIC HEAT IN THE CITY OF SÃO PAULO, BRAZIL. THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY (DOI 10.1007/s00704-010-0322-7).
- FOKEN, T., 2008: MICROMETEOROLOGY. SPRINGER ATMOSPHERIC SCIENCES.
- FURLAN, C., OLIVEIRA A.P., SOARES, J., CODATO, G., AND ESCOBEDO, J.F., 2012: THE ROLE OF CLOUDS IN IMPROVING THE REGRESSION MODEL FOR HOURLY VALUES OF DIFFUSE SOLAR RADIATION. APPLIED ENERGY, 92, 240-254.
- GRIMMOND, C.S.B., 2006: PROGRESS IN MEASURING AND OBSERVING THE URBAN ATMOSPHERE. THEORETICAL AND APPLIED CLIMATOLOGY, 84, 3-22.
- GRIMMOND, C. S. P., 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. JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH 109, D24101.
- GRIMMOND, C. S. P., 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, 792-810.
- GRIMMOND, C.S.B, AND T.R. OKE, 1999: TURBULENT HEAT FLUXES IN URBAN AREAS: OBSERVATIONS AND A LOCAL-SCALE URBAN METEOROLOGICAL PARAMETERIZATION SCHEME (LUMPS). JOURNAL OF APPLIED METEOROLOGY, 41, 792-
- GRIMMOND, C.S.B., H.A. CLEUGH, T.R., OKE, 1991: AN OBJECTIVE HEAT STORAGE MODEL AND ITS COMPARISON WITH OTHER SCHEMES. ATMOSPHERIC ENVIRONMENT, 25B, 311-326.
- IBGE 2010. <http://www.censo2010.ibge.gov.br>
- KARAM, H., OLIVEIRA, A.P., SOARES, J., 2003: APPLICATION OF MASS CONSERVATION METHOD TO INVESTIGATE THE WIND PATTERNS OVER AN AREA OF COMPLEX TOPOGRAPHY, REVISTA BRASILEIRA DE CIÊNCIAS MECÂNICAS, 25(2), 107-113.
- HANNA, S.R. AND CHANG, J.C., 1992: BOUNDARY-LAYER PARAMETERIZATIONS FOR APPLIED DISPERSION MODELING OVER URBAN AREAS. BOUNDARY-LAYER METEOROLOGY, 58, 229-259.
- MAHRT, L., 2000: SURFACE HETEROGENEITY AND VERTICAL STRUCTURE OF THE BOUNDARY LAYER. BOUNDARY LAYER METEOROLOGY, 96, 33-62.
- MAHRT, L., 1998: FLUX SAMPLING ERRORS FOR AIRCRAFT AND TOWERS. JOURNAL OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC TECHNOLOGY, 15(4), 416-429.
- MAKAR, P.A., GRAVEL, S., CHIRKOV, V., STRAWBRIGDE, K.B., FROUDE, F., ARNOLD, J., BROOK, J., 2006: HEAT FLUX, URBAN PROPERTIES AND REGIONAL WEATHER, ARMOSPHERIC ENCIRONMENT, 40, 2750-2766.
- MARQUES FILHO, E.P., SÁ, L.D.A., KARAM, H.A., ALVALÁ, R.C.S., SOUZA, A., PEREIRA, M.M.R., 2008: ATMOSPHERIC SURFACE LAYER CHARACTERISTICS OF TURBULENCE ABOVE THE PANTANAL WETLAND REGARDING THE SIMILARITY THEORY. AGRICULTURAL AND FOREST METEOROLOGY, 148, 883-892.
- MAUDER, M., FOKEN, T., 2004: DOCUMENTATION AND INSTRUCTION MANUAL OF THE EDDY COVARIANCE SOFTWARE PACKAGE TK3. BAYREUTH UNIVERSITY.

- MONCRIEFF, J., 2006. EDIRE. [ONLINE] AVAILABLE AT:
[HTTP://WWW.GEOS.ED.AC.UK/ABS/RESEARCH/MICROMET/EDIRE/](http://www.geos.ed.ac.uk/abs/research/micromet/edire/) [ACCESSED 2011]
- OKE, T.R., SPRONKEN-SMITH, R.A., JAHREGUI, E., GRIMMOND, S.B., 1999. THE ENERGY BALANCE OF CENTRAL MEXICO CITY DURING THE DRY SEASON. *ATMOSPHERIC ENVIRONMENT*, 33, 3919-3930.
- OKE, T.R., 1988: THE URBAN ENERGY BALANCE. *PROGRESS IN PHYSICAL GEOGRAPHY*, 471-508.
- OKE, T.R., 1982: THE ENERGETIC BASIS OF THE URBAN HEAT ISLAND. *QUARTERLY JOURNAL OF THE ROYAL METEOROLOGICAL SOCIETY*, 108, 1-24.
- OLIVEIRA, A.P., SOARES, J., BOZNAR, M.Z., MLAKAR, P., AND ESCOBEDO, J.F., 2006: AN APPLICATION OF NEURAL NETWORK TECHNIQUE TO CORRECT THE DOME TEMPERATURE EFFECTS ON PYRGEOMETER MEASUREMENTS. *JOURNAL OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC TECHNOLOGY*, 23, 80-89.
- OLIVEIRA, A.P., 2003: INVESTIGAÇÃO DA CAMADA LIMITE PLANETÁRIA NA REGIÃO DE IPERÓ. TESE DE LIVRE DOCÊNCIA. DEPARTAMENTO DE CIÊNCIAS ATMOSFÉRICAS. IAG. USP. SÃO PAULO. SP. BRASIL. 220 PP. ([HTTP://WWW.IAG.USP.BR/METEO/LABMICRO/PUBLICACOES/TESES & DISSERTACOES/INDEX.HTML](http://www.iag.usp.br/meteo/labmicro/publicacoes/teses&Dissertacoes/index.html))
- OLIVEIRA, A. P., ESCOBEDO, J. F., MACHADO, A. J. AND 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.
- PEARLMUTTER, D., KRÜGER, E. L., BERLINER, P., 2009: THE ROLE OF EVAPORATION IN THE ENERGY BALANCE OF AN OPEN-AIR SCALED URBAN SURFACE. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*, 29, 911-920.
- 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.
- QUAN, L., HU, F., 2009: RELATIONSHIP BETWEEN TURBULENT FLUX AND VARIANCE IN THE URBAN CANOPY. *METEOROL. ATMOS. PHYS*, 104, 29-36.
- RABELO, F. D., OLIVEIRA, A. P., FERREIRA, M. J., 2011: DIURNAL AND SEASONAL VARIATION OF SURFACE SENSIBLE AND LATENT HEAT FLUXES IN THE CITY OF SÃO PAULO. *REVISTA CIÊNCIA E NATUREA, ED. SUPLEMENTAR*, 39-42.
- ROBERTS, S.M., OKE, T.R., GRIMMOND, C.S.B., VOOGT, J.A., 2006: COMPARISON OF FOUR METHODS TO ESTIMATE URBAN HEAT STORAGE. *J. APPL. METEORO. CLIMATO.*, 45, 1766-1781.
- ROTACH, M., 1999: ON THE INFLUENCE OF THE URBAN ROUGHNESS SUBLAYER ON TURBULENCE AND DISPERSION. *ATMOSPHERIC ENVIRONMENT*, 33, 4001-4008
- RYU, Y. H., BAIK, J. J., 2011: QUANTITATIVE ANALYSIS OF FACTORS CONTRIBUTING TO URBAN HEAT ISLAND INTENSITY. *JOURNAL OF APPLIED METEOROLOGY AND CLIMATOLOGY*, 51, 842-854.
- 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.
- SAKAKIBARA, Y., OWA, K., 2005: URBAN-RURAL TEMPERATURE DIFFERENCES IN COASTAL CITIES: INFLUENCE OF RURAL SITES. *INTERNATIONAL JOURNAL OF CLIMATOLOGY*, 25 (6), 811-820.

- SASS, R., 2013: IT'S NOT COOL TO BE HOT IN HOUSTON ([HTTP://WWW.RUF.RICE.EDU/~SASS/UHI.HTML](http://www.ruf.rice.edu/~sass/UHI.html)).
- SOARES, J., OLIVEIRA A.P., BOZNAR M.Z., MLAKAR P., ESCOBEDO J.F. AND MACHADO, A.J., 2004: MODELING HOURLY DIFFUSE SOLAR-RADIATION IN THE CITY OF SÃO PAULO USING A NEURAL-NETWORK TECHNIQUE. *APPLIED ENERGY*, 79, 201-214.
- VELLEMAN, P.F., HOAGLIN, D.C., 2004: APPLICATIONS, BASICS, AND COMPUTING OF EXPLORATORY DATA ANALYSIS. UNIVERSITY PRESS.
- VICKERS, D., MAHRT, L., 1997: QUALITY CONTROL AND FLUX SAMPLING PROBLEMS FOR TOWER AND AIRCRAFT DATA. *JOURNAL OF ATMOSPHERIC AND OCEANIC TECHNOLOGY*, 14(3), 512-526.
- WEBER, S., KORDOWSKI, K., 2010: COMPARISON OF ATMOSPHERIC TURBULENCE CHARACTERISTICS AND TURBULENT FLUXES FROM TWO URBAN SITES IN ESSEN, GERMANY. *THEOR. APPL. CLIMATOL.*, 102, 61-74.
- WIENERT, U., KUTTLER, W., 2005: THE DEPENDENCE OF THE URBAN HEAT ISLAND INTENSITY ON LATITUDE – A STATISTICAL APPROACH. *METEOROLOGISCHE ZEITSCHRIFT*, 14, 677-686.
- WOHLFAHRT, G., 2004: MODELLING FLUXES AND CONCENTRATIONS OF CO₂, H₂O AND SENSIBLE HEAT WITHIN AND ABOVE A MOUNTAINMEADOW CANOPY: A COMPARISON OF THREE LAGRANGIAN MODELS AND THREE PARAMETERISATION OPTIONS FOR THE LAGRANGIAN TIME SCALE. *BOUNDARY-LAYER METEOROLOGY*, 113, 43-80.
- YI, C., ANDERSON, D., TURNIPSEED, A., BURNS, S., SPARKS, J., STANNARD, D., MONSON, R., 2008: THE CONTRIBUTION OF ADVECTIVE FLUXES TO NET ECOSYSTEM EXCHANGE IN A HIGH-ELEVATION, SUBALPINE FOREST. *ECOL. APPL.* 18(6): 1379-1390.

Anexos

Tabela 2.3 Descrição dos arquivos gerados pelo datalogger na plataforma micrometeorológica IAG/USP para o ano de 2009

Col	AltaFreq_junho_09.dat AltaFreq_maio_09.dat AltaFreq_maioejunho_09.dat
1	Data, AAAA-MM-DD, HH:MM:SS, (Timestamp)
2	Componente meridional ($m s^{-1}$)(Ux)
3	Componente longitudinal ($m s^{-1}$) (Uy)
4	Componente vertical ($m s^{-1}$) (Uz)
5	Gás carbônico ($mmol m^{-3}$) (CO ₂)
6	Vapor d'água ($mmol m^{-3}$) (H ₂ O)
7	Temperatura do sônico (°C) (Ts)

Tabela 2.4 Descrição dos arquivos gerados pelo datalogger na plataforma micrometeorológica IAG/USP para o ano de 2010

Col	AltaFreq_03_04_05_2010.dat
1	Data, AAAA-MM-DD, HH:MM:SS, (Timestamp)
2	Componente meridional ($m s^{-1}$)(Ux)
3	Componente longitudinal ($m s^{-1}$) (Uy)
4	Componente vertical ($m s^{-1}$) (Uz)
5	Temperatura do sônico (°C) (Ts)
6	Temperatura do ar (°C) (Tar)
7	Umidade relativa (%) (UR)

Tabela 2.5 - Descrição das observações dos sensores em 2009. C=completo, I=incompleto; Amarelo=início da operação,DD = dia, MM=mês, AA=ano.

DD/MM/AA	Dia do Ano	Variáveis			DD/MM/A A	Dia do Ano	Variáveis		
		H	LE	CO2			H	LE	CO2
18/05/2009	138	I	I	I	1/6/2009	152	C	C	C
19/05/2009	139	C	C	C	2/6/2009	153	C	C	C
20/05/2009	140	C	C	C	3/6/2009	154	C	C	C
21/05/2009	141	I	I	I	4/6/2009	155	C	C	C
22/05/2009	142	I	I	I	5/6/2009	156	C	C	C
23/05/2009	143	C	C	C	6/6/2009	157	C	C	C
24/05/2009	144	C	C	C	7/6/2009	158	C	C	C
25/05/2009	145	C	C	C	8/6/2009	159	C	C	C
26/05/2009	146	C	C	C	9/6/2009	160	C	C	C
27/05/2009	147	C	C	C	10/6/2009	161	C	C	C
28/05/2009	148	C	C	C	11/6/2009	162	C	C	C
29/05/2009	149	C	C	C	12/6/2009	163	C	C	C
30/05/2009	150	C	C	C	13/6/2009	164	C	C	C
31/05/2009	151	C	C	C	14/6/2009	165	C	C	C
					15/6/2009	166	C	C	C
					16/6/2009	167	C	C	C
					17/6/2009	168	I	I	I

C = completo, I = incompleto; Amarelo = início da operação, DD = dia, MM = mês, AA = ano.

Tabela 2.6 -Descrição das observações dos sensores em março e abril de 2010

DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável	DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável
		H			H
8/3/2010	67	I	1/4/2010	91	I
9/3/2010	68	I	2/4/2010	92	I
10/3/2010	69	I	3/4/2010	93	I
11/3/2010	70	I	4/4/2010	94	I
12/3/2010	71	I	5/4/2010	95	I
13/3/2010	72	I	6/4/2010	96	I
14/3/2010	73	I	7/4/2010	97	I
15/3/2010	74	I	8/4/2010	98	I
16/3/2010	75	I	9/4/2010	99	I
17/3/2010	76	I	10/4/2010	100	I
18/3/2010	77	I	11/4/2010	101	I
19/3/2010	78	I	12/4/2010	102	I
20/3/2010	79	I	13/4/2010	103	I
21/3/2010	80	I	14/4/2010	104	I
22/3/2010	81	I	15/4/2010	105	I
23/3/2010	82	I	16/4/2010	106	I
24/3/2010	83	I	17/4/2010	107	I
25/3/2010	84	I	18/4/2010	108	I
26/3/2010	85	I	19/4/2010	109	I
27/3/2010	86	I	20/4/2010	110	I
28/3/2010	87	I	21/4/2010	111	I
29/3/2010	88	I	22/4/2010	112	I
30/3/2010	89	I	23/4/2010	113	I
31/3/2010	90	I	24/4/2010	114	I
			25/4/2010	115	I
			26/4/2010	116	I
			27/4/2010	117	I
			28/4/2010	118	I
			29/4/2010	119	I
			30/4/2010	120	I

Tabela 2.7 -Descrição das observações dos sensores em maio e junho de 2010

DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável	DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável
1/5/2010	121	I	1/6/2010	152	C
2/5/2010	122	I	2/6/2010	153	I
3/5/2010	123	I	3/6/2010	154	C
4/5/2010	124	I	4/6/2010	155	I
5/5/2010	125	I	5/6/2010	156	I
6/5/2010	126	I	6/6/2010	157	I
7/5/2010	127	I	7/6/2010	158	I
8/5/2010	128	I	8/6/2010	159	C
9/5/2010	129	I	9/6/2010	160	C
10/5/2010	130	I	10/6/2010	161	C
11/5/2010	131	I	11/6/2010	162	C
12/5/2010	132	C	12/6/2010	163	C
13/5/2010	133	C	13/6/2010	164	C
14/5/2010	134	C	14/6/2010	165	C
15/5/2010	135	C	15/6/2010	166	C
16/5/2010	136	C	16/6/2010	167	C
17/5/2010	137	C	17/6/2010	168	C
18/5/2010	138	C	18/6/2010	169	C
19/05/2010	139	I	19/6/2010	170	C
20/05/2010	140	C	20/6/2010	171	C
21/05/2010	141	C	21/6/2010	172	C
22/05/2010	142	I	22/6/2010	173	C
23/05/2010	143	C	23/6/2010	174	C
24/05/2010	144	C	24/6/2010	175	I
25/05/2010	145	C	25/6/2010	176	C
26/05/2010	146	C	26/6/2010	177	C
27/05/2010	147	C	27/6/2010	178	C
28/05/2010	148	I	28/6/2010	179	C
29/05/2010	149	I	29/6/2010	180	C
30/05/2010	150	I	30/6/2010	181	I
31/05/2010	151	C			

Tabela 2.8 - Descrição das observações dos sensores em fevereiro e março de 2012.
 C=completo, I=incompleto; (-) = ausência de dados; Amarelo=início da operação, DD = dia,
 MM=mês, AA=ano.

DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável	DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável
1/2/2012	32	I	1/3/2012	61	C
2/2/2012	33	C	2/3/2012	62	C
3/2/2012	34	C	3/3/2012	63	C
4/2/2012	35	C	4/3/2012	64	C
5/2/2012	36	C	5/3/2012	65	C
6/2/2012	37	C	6/3/2012	66	C
7/2/2012	38	C	7/3/2012	67	C
8/2/2012	39	I	8/3/2012	68	I
9/2/2012	40	-	9/3/2012	69	I
10/2/2012	41	-	10/3/2012	70	C
11/2/2012	42	I	11/3/2012	71	C
12/2/2012	43	C	12/3/2012	72	I
13/2/2012	44	C	13/3/2012	73	I
14/2/2012	45	C	14/3/2012	74	I
15/2/2012	46	C	15/3/2012	75	I
16/2/2012	47	C	16/3/2012	76	C
17/2/2012	48	C	17/3/2012	77	I
18/2/2012	49	C	18/3/2012	78	C
19/2/2012	50	C	19/3/2012	79	C
20/2/2012	51	C	20/3/2012	80	C
21/2/2012	52	C	21/3/2012	81	I
22/2/2012	53	I	22/3/2012	82	C
23/2/2012	54	C	23/3/2012	83	C
24/2/2012	55	C	24/3/2012	84	C
25/2/2012	56	C	25/3/2012	85	C
26/2/2012	57	C	26/3/2012	86	C
27/2/2012	58	C	27/3/2012	87	C
28/2/2012	59	C	28/3/2012	88	C
29/2/2012	60	C	29/3/2012	89	C
			30/3/2012	90	C
			31/3/2012	91	C

Tabela 2.9 -Descrição das observações dos sensores em abril e maio de 2012

DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável	DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável
1/4/2012	92	C	1/5/2012	122	C
2/4/2012	93	C	2/5/2012	123	C
3/4/2012	94	C	3/5/2012	124	C
4/4/2012	95	C	4/5/2012	125	C
5/4/2012	96	C	5/5/2012	126	-
6/4/2012	97	C	6/5/2012	127	-
7/4/2012	98	C	7/5/2012	128	I
8/4/2012	99	-	8/5/2012	129	C
9/4/2012	100	I	9/5/2012	130	C
10/4/2012	101	C	10/5/2012	131	I
11/4/2012	102	C	11/5/2012	132	I
12/4/2012	103	C	12/5/2012	133	-
13/4/2012	104	C	13/5/2012	134	-
14/4/2012	105	C	14/5/2012	135	-
15/4/2012	106	C	15/5/2012	136	I
16/4/2012	107	C	16/5/2012	137	C
17/4/2012	108	C	17/5/2012	138	C
18/4/2012	109	C	18/5/2012	139	C
19/4/2012	110	-	19/05/2012	140	C
20/4/2012	111	I	20/05/2012	141	C
21/4/2012	112	C	21/05/2012	142	C
22/4/2012	113	C	22/05/2012	143	C
23/4/2012	114	C	23/05/2012	144	C
24/4/2012	115	C	24/05/2012	145	C
25/4/2012	116	C	25/05/2012	146	I
26/4/2012	117	C	26/05/2012	147	C
27/4/2012	118	C	27/05/2012	148	C
28/4/2012	119	C	28/05/2012	149	C
29/4/2012	120	C	29/05/2012	150	C
30/4/2012	121	I	30/05/2012	151	C
			31/05/2012	152	C

Tabela 2.10 -Descrição das observações dos sensores em junho e julho de 2012

DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável	DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável
1/6/2012	153	C	1/7/2012	183	C
2/6/2012	154	C	2/7/2012	184	C
3/6/2012	155	C	3/7/2012	185	C
4/6/2012	156	C	4/7/2012	186	C
5/6/2012	157	I	5/7/2012	187	C
6/6/2012	158	I	6/7/2012	188	C
7/6/2012	159	C	7/7/2012	189	C
8/6/2012	160	C	8/7/2012	190	C
9/6/2012	161	C	9/7/2012	191	C
10/6/2012	162	C	10/7/2012	192	I
11/6/2012	163	C	11/7/2012	193	I
12/6/2012	164	C	12/7/2012	194	C
13/6/2012	165	I	13/7/2012	195	C
14/6/2012	166	I	14/7/2012	196	C
15/6/2012	167	C	15/7/2012	197	C
16/6/2012	168	-	16/7/2012	198	C
17/6/2012	169	I	17/7/2012	199	C
18/6/2012	170	C	18/7/2012	200	I
19/6/2012	171	C	19/7/2012	201	C
20/6/2012	172	I	20/7/2012	202	I
21/6/2012	173	I	21/7/2012	203	C
22/6/2012	174	C	22/7/2012	204	C
23/6/2012	175	C	23/7/2012	205	C
24/6/2012	176	C	24/7/2012	206	C
25/6/2012	177	C	25/7/2012	207	C
26/6/2012	178	C	26/7/2012	208	C
27/6/2012	179	C	27/7/2012	209	C
28/6/2012	180	C	28/7/2012	210	C
29/6/2012	181	C	29/7/2012	211	C
30/6/2012	182	C	30/7/2012	212	C
			31/7/2012	213	I

Tabela 2.11 -Descrição das observações dos sensores em agosto e setembro de 2012

DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável	DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável
1/8/2012	214	I	1/9/2012	245	C
2/8/2012	215	I	2/9/2012	246	C
3/8/2012	216	C	3/9/2012	247	C
4/8/2012	217	C	4/9/2012	248	C
5/8/2012	218	C	5/9/2012	249	C
6/8/2012	219	C	6/9/2012	250	C
7/8/2012	220	C	7/9/2012	251	C
8/8/2012	221	I	8/9/2012	252	C
9/8/2012	222	I	9/9/2012	253	C
10/8/2012	223	C	10/9/2012	254	C
11/8/2012	224	C	11/9/2012	255	I
12/8/2012	225	C	12/9/2012	256	C
13/8/2012	226	C	13/9/2012	257	C
14/8/2012	227	C	14/9/2012	258	C
15/8/2012	228	C	15/9/2012	259	C
16/8/2012	229	C	16/9/2012	260	C
17/8/2012	230	C	17/9/2012	261	I
18/8/2012	231	C	18/9/2012	262	C
19/8/2012	232	C	19/9/2012	263	C
20/8/2012	233	C	20/9/2012	264	C
21/8/2012	234	C	21/9/2012	265	C
22/8/2012	235	I	22/9/2012	266	C
23/8/2012	236	C	23/9/2012	267	C
24/8/2012	237	C	24/9/2012	268	C
25/8/2012	238	C	25/9/2012	269	C
26/8/2012	239	C	26/9/2012	270	C
27/8/2012	240	C	27/9/2012	271	C
28/8/2012	241	C	28/9/2012	272	C
29/8/2012	242	C	29/9/2012	273	C
30/8/2012	243	C	30/9/2012	274	C
31/8/2012	244	C			

Tabela 2.12 -Descrição das observações dos sensores em outubro e novembro de 2012

DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável		DD/MM/AA	Dia do Ano	Variável
1/10/2012	275	C		1/11/2012	305	I
2/10/2012	276	C		2/11/2012	306	I
3/10/2012	277	C		3/11/2012	307	C
4/10/2012	278	I		4/11/2012	308	C
5/10/2012	279	C		5/11/2012	309	C
6/10/2012	280	C		6/11/2012	310	I
7/10/2012	281	C		7/11/2012	311	C
8/10/2012	282	C		8/11/2012	312	C
9/10/2012	283	C		9/11/2012	313	C
10/10/2012	284	C		10/11/2012	314	C
11/10/2012	285	C		11/11/2012	315	C
12/10/2012	286	I		12/11/2012	316	C
13/10/2012	287	C		13/11/2012	317	I
14/10/2012	288	C		14/11/2012	318	I
15/10/2012	289	C		15/11/2012	319	C
16/10/2012	290	C		16/11/2012	320	C
17/10/2012	291	C		17/11/2012	321	C
18/10/2012	292	C		18/11/2012	322	C
19/10/2012	293	C		19/11/2012	323	C
20/11/2012	294	C		20/11/2012	324	C
21/11/2012	295	C		21/11/2012	325	C
22/11/2012	296	C		22/11/2012	326	C
23/11/2012	297	C		23/11/2012	327	C
24/11/2012	298	C		24/11/2012	328	C
25/11/2012	299	C		25/11/2012	329	C
26/11/2012	300	C		26/11/2012	330	I
27/11/2012	301	C		27/11/2012	331	I
28/11/2012	302	C		28/11/2012	332	C
29/11/2012	303	C		29/11/2012	333	C
30/11/2012	304	C		30/11/2012	334	C