城市和郊区复杂下垫面地气交换湍流通量的观测研究

沙杰¹, 邹钧^{1,2,3}, 孙鉴淳^{1,2,3*}

1. 南京大学大气科学学院, 南京 210023;

2. 教育部大气与地球系统国际联合实验室, 南京 210023;

3. 江苏省气候变化协同创新中心, 南京 210023

* 通讯作者, E-mail: jnsun@nju.edu.cn

收稿日期: 2020-12-25; 收修改稿日期: 2021-04-21; 接受日期: 2021-05-07; 网络版发表日期: 2021-06-17

国家重点研发计划项目(编号: 2016YFC0200500)和国家自然科学基金青年项目(批准号: 41805007)资助

摘要 文章利用南京和苏州市区观测站处于冠层之上粗糙子层当中的两个高度的观测资料以及郊区南京大学仙林校区SORPES观测站三个高度的观测资料, 研究了复杂下垫面地气交换湍流通量及地表能量平衡关系的代表性问题. 分析结果表明: 在冠层之上的粗糙子层当中, 城市下垫面的近地面动量通量、感热通量和潜热通量都随高度增加, 城市下垫面地表反照率的观测值随高度增加, 地表净辐射的观测值随高度减小, 造成城市地表能量平衡的收支关系随高度变化; 在地处丘陵地带的南京大学仙林校区SORPES观测站, 地面观测场的动量通量、感热通量和潜热通量观测值与铁塔上两个高度的观测值存在明显差异, 而铁塔上两个高度的观测值很接近. 这些结果意味着在复杂下垫面之上实施通量观测需要在较高的离地高度上进行, 其观测结果才具有较为充分的局地代表性; 在城市地区较低高度上的湍流通量观测结果会出现偏低估计, 而在丘陵复杂下垫面环境下靠近地表的湍流通量观测结果会出现较大偏差.

关键词 复杂下垫面, 地气交换, 湍流通量, 观测高度, 局地代表性

1 引言

地气之间的物质和能量交换是地球系统的重要物理过程. 地球大气的能量基本上都来自太阳辐射, 而大部分太阳辐射首先被地表吸收, 再由地表传输给大气; 地表通过蒸发作用将水汽输送给大气, 水汽在大气中通过凝结过程将能量释放给大气, 这个过程为地球大气的运动提供了大约80%的能量(Stull, 1988). 在数值

模式当中, 地表通量作为大气模式的边界条件需要通过参数化方式进行描述, 能否准确模拟地表通量直接影响到模式的模拟效果. 地表通量的观测研究不仅是我们认识不同下垫面地气交换过程的重要途径, 也是改进模式地表通量参数化方案的主要依据.

涡动相关方法已成为测量地气交换湍流通量的主要手段, 该方法通过测量近地面大气中的湍流速度和温度、湿度及二氧化碳浓度等物理量的扰动量, 并计

中文引用格式: 沙杰, 邹钧, 孙鉴淳. 2021. 城市和郊区复杂下垫面地气交换湍流通量的观测研究. 中国科学: 地球科学, 51(11): 1964–1977, doi: 10.1360/SSTe-2020-0364

英文引用格式: Sha J, Zou J, Sun J. 2021. Observational study of land-atmosphere turbulent flux exchange over complex underlying surfaces in urban and suburban areas. Science China Earth Sciences, 64(7): 1050–1064, <https://doi.org/10.1007/s11430-020-9783-2>

算垂直湍流速度与输送量的扰动量之间的涡动协方差来获得地气交换通量(Aubinet等, 2012). 在已建成的全球通量网FLUXNET中涡动相关方法是地气交换通量观测的标准方法(Baldocchi等, 2001). 对于均匀平坦下垫面, 湍流通量在近地层中基本不随高度变化(即满足常通量层假设), 因而在近地层中运用涡动相关方法测量到的湍流通量能够很好地代表测量点附近的地气交换通量, 而测量高度几乎不会影响到测量结果的代表性(Aubinet等, 2012).

所谓通量观测结果的代表性, 指的是通量观测值能够代表观测点附近一定水平范围内某种类型下垫面的地气交换平均通量的真实值, 即观测到的湍流通量应该具有局地代表性. 然而对于诸如城市地表这样典型的非均匀下垫面(事实上城市地表已经不能被看成平面, 它具有三维结构), 作为地表粗糙元的建筑物构成了城市冠层, 造成冠层内气流(气流从建筑之间穿过)因受建筑的阻挡和扰动变得非常复杂, 不仅形成形体阻力, 而且生成尾流湍流, 冠层的三维结构造成地表热力作用的非均匀, 这些作用直接影响到冠层之上气流的流动特性, 因此在冠层之上形成了粗糙子层. 在粗糙子层当中, 气流在动力学和热力学方面都受到与建筑物尺度相关的过程的影响, 因为尾流扩散作用及动量和标量的源/汇交织, 导致湍流在水平方向是不均匀的, 因此, 要获得具有局地代表性的湍流通量, 观测高度应该设在粗糙子层之上的惯性子层当中(Roth, 2000; Grimmond, 2006; Aubinet等, 2012). 粗糙子层(包括冠层)的厚度大约是建筑物平均高度的2~5倍(Raupach等, 1991; Roth, 2000), 在建筑物密集的市区架设高塔观测会受到诸多条件的限制, 所以通量观测通常会落在粗糙子层当中, 这给城市地气交换通量观测带来了不确定性. 关于城市近地层湍流特征以及城市地表能量平衡, 国内外已开展了大量的观测研究, 近20年里中国学者也在这方面取得了丰富的研究成果(Quan和Hu, 2009; 苗世光等, 2012; Peng和Sun, 2014; Wang等, 2014; Zou等, 2015, 2017b, 2018; Ao等, 2016; Zhang等, 2016; 刘阳等, 2017; Liu等, 2017; 任燕等, 2020), 有些研究已经涉及湍流特性对湍流通量的影响(Zhang等, 2016; Zou等, 2017b; 任燕等, 2020). 而对于既有地形影响又有显著非均匀特征的复杂下垫面之上近地层湍流行为特性及其对地气交换通量的影响, 这方面的研究工作还不多见.

对于有地形的复杂下垫面, 山地地形对气流的强迫作用与山体的空间尺度有关(Finnigan等, 2020). 山区里的观测结果表明山地地形的强迫作用使得气流的湍流特性与平坦下垫面相比表现出明显的不同(Martins等, 2009). 对于山体尺度较小的丘陵地区, 以及不同高度的植被相混杂的区域, 下垫面的复杂性主要表现为水平不均匀以及存在较大尺度的粗糙元, 从局地尺度上讲, 这样的下垫面特征会使得近地层气流形成粗糙子层和零平面位移(Toda和Sugita, 2003). 在这样的下垫面环境之下进行通量观测, 如果观测高度很靠近地面, 则观测结果通常会受到下垫面微尺度特征的影响, 然而对这种情况下通量观测代表性问题的研究还很少见.

莫宁-奥布霍夫相似理论(Monin和Obukhov, 1954)建立起地气交换湍流通量与近地层大气平均量垂直梯度之间的关系, 使得我们可以依据近地层大气平均量的垂直分布计算出地气交换湍流通量. 数值模式当中的地表通量参数化方案基本上都以莫宁-奥布霍夫相似理论为基础, 只是细节处理会有不同. 然而, 相似理论是基于均匀平坦下垫面之上的湍流流动特性建立起来的, 其相似关系也是基于均匀平坦下垫面之上的观测结果获得的, 因此严格来讲莫宁-奥布霍夫相似理论只适用于均匀平坦下垫面(Kaimal和Finnigan, 1994). 但实际情况是数值模式当中对非均匀下垫面的地气交换通量仍采用莫宁-奥布霍夫相似理论进行计算, 这会给数值模拟带来误差. 客观描述非均匀下垫面的地气交换过程对于大气边界层理论的发展及其在模式当中的应用都显得尤为重要, 首先需要获得具有局地代表性的通量观测结果, 才有可能把非均匀下垫面特征考虑进来在现有相似理论框架下进行改进, 使其适用于描述非均匀下垫面的地气交换过程. 基于这个目的, 本文通过分析不同高度的湍流通量观测结果, 探讨非均匀下垫面之上湍流通量的局地代表性问题.

2 观测与数据处理

2.1 站点环境与观测设置

本文所用资料取自南京和苏州两个城市观测点及南京大学仙林校区SORPES(Station for Observing Regional Processes of the Earth System)观测站的观测数据. 南京市观测点位于南京市委党校原址(32°02'N,

118°47'E, 简称DX站), 苏州市区观测点位于苏州市环境监测站(31°18' N, 120°35' E, 简称SZ站), SORPES观测站位于南京市东北郊南京大学仙林校区内(32°07'N, 118°57'E, 简称XL站), 2011年建成并开始进行观测(Ding等, 2013a, 2013b). 三个观测点的地理位置如图1所示.

DX站和SZ站位于城市中心区域, 周边环境建筑物密集, 是典型的城市下垫面, 站点附近的地表状况分别如图2c和2e所示. DX站的观测塔建在一栋22m建筑物楼顶(位置如图2c中心红色圆点所示), 观测塔为三角塔, 塔体宽度35cm, 塔高为32m, 塔上11.5和26.5m高度处(距离楼顶的高度)分别架设一套涡动相关系统, 即风速、温度和水汽快速涨落测量一体式三维超声风温仪和水汽/CO₂气体分析仪(CSAT3和EC150, Campbell Scientific, USA), 采样频率为10Hz; 在两个高度上分别架设一套四分量辐射仪(CNR4, Kipp & Zonen), 用于观测向上、向下的长波、短波辐射. SZ站的观测塔建在一栋14m建筑物楼顶(位置如图2e中心黄色圆点所示), 观测塔为三角塔, 塔体宽度35cm, 塔高为20m, 塔上6和18m高度处(距离楼顶的高度)分别架设一套涡动相关系统(仪器型号与DX站相同), 采样频率为10Hz. XL站附近的地表状况如图2a所示, 站点位于图片中心蓝色圆点处, 在紧靠站点的南边是一片建筑区, 西南和西北方向离站点稍远处各有一片建筑区; 站点东北方向、东南方向、西南方向以及西北角分布有深色区块, 这些都是海拔高度为40~60m有植被的小山; 黄色地块多为建设用地(图2a为2013年的Google Earth截图, 这些地块之前是自然下垫面, 观测期间变成裸土地块). XL站周边环境是有植被和小地形的丘陵地块、裸土地块以及具有城市特征的建筑区块相交织的复杂下垫面. XL站建在高约30m小山包顶的平地上(仙林校区道路和平地的海拔高度为10~14m, 山顶高度以校园内道路和平地的平均海拔高度为参考高度), 山顶平地主体部分建有30m×40m观测场, 观测场内有一套涡动相关系统, 观测高度为2.6m(Zou等, 2017a); 观测场边建有75m高三角形观测塔, 塔上25和50m高度处各架设一套涡动相关系统. 三套观测仪器的型号与DX站相同, 采样频率也都是10Hz.

DX站的观测时段为2011年12月1日至2012年7月31日以及2013年9月1日至11月30日, SZ站的观测时段为2014年1月3日至6月18日, XL站的观测时段为2011

图1 三个观测站点在长江三角洲地区所处位置示意图
红色、蓝色和黄色标记分别代表DX站、XL站和SZ站位置, 引自 Google Earth

年10月1日至2013年12月30日. XL站的观测时段涵盖了DX站的观测时段, 以便于对南京地区同时段城郊观测结果进行对比.

图2b、2d和2f显示了XL站、DX站和SZ站附近以观测塔为中心半径800m范围内地形高度和建筑高度的分布情况. 依据地表特征数据计算统计了三个站点附近地表状态和建筑物参数(表1). 如图2b所示, 区域内下垫面明显分为不同属性的两个片区, 北片以自然下垫面(裸地和山体)为主, 只有零星建筑, 东北方向山体距离观测站较近, 且山顶最高处的高度高于观测塔下面一层通量观测高度, 当气流来自东南方向时, 山体对气流的扰动作用会产生零平面位移和粗糙子层, 如果塔上观测高度落在粗糙子层之内, 观测结果就可能受到受影响; 南片具有城市下垫面特征, 建筑物平均高度约为20m(大部分建筑物高度在20m左右, 少量建筑高度低于10m; 只有3个建筑的高度接近观测塔下面一层通量观测高度, 由于离观测站的距离超过500m, 这3个孤立高建筑对塔上观测不会产生影响), 这片区域的地面海拔高度变化不大(在10~14m), 地形效应可忽略不计, 建筑物可被看成是分布在平地上, 成片的建筑构成冠层, 虽然冠层顶的高度低于XL站观测场的高度, 但是冠层效应所形成的粗糙子层的高度有可能达到塔上通量观测的高度, 如果出现这种情况, 则通量观测结果可能会受到影响. 事实上, 校区之外一定范围内在各个方位上或存在成片建筑、或存在山体、或在远近不同的地方分别存在成片建筑和山体(图2a), 根据源区域的概念, 这些地形地物对XL站塔上通量观测的结果都有影响(因为它们在源区域的印痕范围内), 近处地气交换对通量观测结果的贡献比较大, 远处地

图2 观测点附近地表状况航拍图及郊区和城市观测点附近地形高度和建筑高度示意图

(a) XL站附近地表状况航拍图, 粉色框内区域为南京大学仙林校区, 引自Google Earth; (b) XL站附近半径800m范围内地形高度和建筑高度示意图, 色标标注的高度以校区内道路和平地的平均海拔高度为参考高度; (c) DX站附近地表状况航拍图, 引自Google Earth; (d) DX站附近半径800m范围内建筑高度示意图(内圈半径为500m), 深蓝色表示建筑物高度低于观测塔所在建筑物的高度, 浅蓝色表示建筑物高度低于下面一层通量观测的高度但高于观测塔所在建筑物的高度, 浅红色表示建筑物高度介于两层通量观测高度之间, 深红色表示建筑物高度高于上面一层通量观测的高度, 图中虚线和实线标明的角度分别是用于分析的观测数据所对应的风向范围的起始风向和终止风向; (e) SZ站附近地表状况航拍图, 引自Google Earth; (f) SZ站附近半径800m范围内建筑高度示意图, 图中色标标注规则及虚实线含义与(d)中相同

气交换对通量观测结果的贡献比较小(Schmid, 1994). 至于XL站观测场内离地高度仅有2.6m的通量观测, 观测结果主要受观测场草地下垫面的影响(也就是说, 观测结果在很大程度上代表了观测场内草地下垫面的地

气交换通量). 图2d和2f分别显示了DX站和SZ站附近以观测塔为中心半径800m范围内建筑高度的分布情况, DX站这个区域内的平均建筑物高度是21.6m, 建筑物面积指数(即区域内建筑物占地面积与区域面积的

比值) λ_p 是0.28; SZ站这个区域内的平均建筑物高度是18.5m, 建筑物面积指数 λ_p 是0.26, 这两个城市站周围下垫面的形态学特征比较接近, 因为两站分别处于南京和苏州的城市中心区域, 对长三角地区城市下垫面特征具有较好的代表性。

2.2 数据处理与资料选取

湍流通量的计算基于30min时段观测数据, 通过计算瞬时观测值与30min平均值的差值获得湍流脉动值, 然后按照涡动相关原理用湍流脉动值计算出该时段的平均湍流通量(即每30min获得一个湍流通量观测值)。计算湍流通量之前需对观测数据进行预处理, 包括剔除野点(Vickers和Mahrt, 1997)、二次坐标旋转(Kaimal和Finnigan, 1994), 以及去除观测数据在30min时段内的线性变化趋势(Finnigan等, 2003)。在本研究当中观测高度都接近地面, 虚温和虚位温之间差异可以忽略不计, 因此我们直接用虚温计算湍流热通量, 并按照Schotanus等(1983)的方法对超声虚温进行订正。同时对数据进行质量控制, 剔除摩擦速度 u_* 小于 0.1 m s^{-1} 的动量通量数据, 剔除存在明显错误的感热通量和潜热通量观测值。为保证不用高度通量观测结果具有可比性, 如果某一时次在某一高度上的某种通量观测值有缺失或被剔除, 则对该时次其他观测高度上该种通量的观测值不予采用; 在计算不同高度湍流通量比值的时候, 只选用不同高度感热通量具有相同符号且量值大于 5 W m^{-2} 的观测数据(对潜热通量亦做相同处理)。

本文涉及的湍流通量为动量通量 τ 、感热通量 H 和潜热通量 LE , 按照如下定义进行计算:

$$\tau = \rho u_*^2 = \rho [(-\overline{u'w'})^2 + (-\overline{v'w'})^2]^{1/2}, \quad (1)$$

$$H = \rho c_p \overline{w'T_v'}, \quad (2)$$

$$LE = \rho L_v \overline{w'q'}, \quad (3)$$

式中, u' 、 v' 和 w' 是湍流速度的三个分量, T_v' 和 q' 是脉动虚温和脉动比湿, ρ 是空气密度, c_p 是空气的定压比热, L_v 是凝结/蒸发潜热; 上划线表示30min平均。为简便起见, 本文以摩擦速度的平方 $u_*^2 = \tau/\rho = [(-\overline{u'w'})^2 + (-\overline{v'w'})^2]^{1/2}$ 代表动量通量。

对于DX站和SZ站两个城市观测点的湍流通量观测, Zou等(2015)的分析表明这两个站点的两个观测高度都落在粗糙子层当中。在此情形之下, 观测高度应该处于城市冠层之上, 如果观测点上游的近处存在高建筑(建筑物高度接近或超过上面一层观测高度), 则高建筑对气流的扰动作用会直接影响观测结果, 使得观测到的湍流行为具有冠层内气流的湍流特征(Peng和Sun, 2014; Zou等, 2017b)。为避免上游高建筑的影响, 我们选用DX站风向为 $300^\circ \rightarrow 120^\circ$ 的观测数据(0° 为正北方向)进行分析, 由图2d中可以看出在此风向范围内观测点上游500m范围内几乎没有高建筑物, 且该风向范围内的平均建筑物高度略低于区域的平均建筑物高度(见表1中括号内数值), 两个观测高度都处于冠层之上; 对于SZ站, 我们选用风向为 $150^\circ \rightarrow 330^\circ$ 的观测数据进行分析, 由图2f中可以看出在此风向范围内观测点上游500m范围内几乎没有高建筑物, 且该风向范围内的平均建筑物高度也是略低于区域的平均建筑物高度(表1), 两个观测高度都处于冠层之上。而对于XL站的观测数据, 我们对风向范围不做限定, 所有风向的有效观测数据都用于分析。

2.3 差值的显著性检验(t 检验)

t 检验常用于检验两组独立样本的期望值(即平均值)之差是否为某一实数。本文利用 t 检验来检验不同高度的通量观测差异是否显著。

首先, 我们假设在一天中某一时次, 两个观测高度的多天通量观测数据组为 x_1, x_2 。检验统计量 T 的计算

表 1 三个站点周围以观测站铁塔为中心半径800m范围内下垫面状况及环境参数^{a)}

站点名称	地形状况	下垫面属性	建筑物平均高度(m)	建筑物面积指数 λ_p	不透水表面比例(%)
XL站	丘陵	北片: 裸地和山体为主	20.0	0.04	10.2
		南片: 城市下垫面特征	20.4	0.21	64.8
DX站	平地	典型城市下垫面	21.6(20.9)	0.28(0.29)	87.4
SZ站	平地	典型城市下垫面	18.5(16.8)	0.26(0.27)	83.3

a) 括号内数据为选取风向范围(DX站的风向角度范围是 $300^\circ \rightarrow 120^\circ$, SZ站风向角度范围是 $150^\circ \rightarrow 330^\circ$)内的平均建筑物高度(选取理由见下一小节)

如下:

$$T = \frac{\bar{x}_1 - \bar{x}_2}{\left(\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2} \right)^{1/2}}, \quad (4)$$

式中, $\bar{x}_1$ 和 $\bar{x}_2$ 、 n_1 和 n_2 、以及 s_1^2 和 s_2^2 分别为通量观测数据组 x_1 和 x_2 的平均值、样本个数以及方差. $\bar{x}_i = \frac{1}{n_i} \sum_{j=1}^{n_i} x_{ij}$,

$$s_i^2 = \frac{1}{n_i - 1} \sum_{j=1}^{n_i} (x_{ij} - \bar{x}_i)^2, \quad i=1, 2. \quad T \text{ 在零假设 } (\bar{x}_1 - \bar{x}_2 = 0)$$

为真的条件下服从自由度为 df 的 t 分布, 自由度 df 的计算如下:

$$df = \frac{\left(\frac{s_1^2}{n_1} + \frac{s_2^2}{n_2} \right)^2}{\frac{(s_1^2/n_1)^2}{n_1 - 1} + \frac{(s_2^2/n_2)^2}{n_2 - 1}}. \quad (5)$$

然后, 依据所提出的显著性水平(本文选择显著性水平为0.05), 通过查表确定自由度为 df 时的 t 检验临界值和拒绝域.

最后, 比较检验统计量 T 和临界值, 如果 T 大于临

界值, 则拒绝原假设, 即认为通量观测数据组 x_1 与 x_2 之间存在显著差异, 置信水平为95%(显著性水平为0.05); 如果 T 小于临界值, 则接受原假设, 即认为通量观测数据组 x_1 与 x_2 之间没有显著差异.

3 结果与分析

3.1 城市粗糙子层中湍流通量的垂直变化

图3中分别给出了DX站和SZ站的两个观测高度上感热通量、潜热通量和动量通量的平均日变化情况. 观测数据显示出湍流通量的典型日变化特征, 但上一层的感热通量和潜热通量在白天都明显大于下一层, 其差值不为零的显著性在白天的大部分时段通过了95%置信水平的 t 检验, 也就是说上下两层感热通量和潜热通量的观测值在白天存在显著的差异; 而动量通量的观测结果更是如此, 上一层的观测值明显大于下一层, DX站两层的差值全天都通过了95%置信水平的 t 检验, SZ站两层的差值在全天大部分时段通过了95%置信水平的 t 检验. 关于城市近地层湍流的统计特征, 在20世纪80、90年代就开展了很多观测研究, Roth(2000)对这些研究的结果进行了综述性总结, 但

图3 DX站(左)和SZ站(右)两个观测高度上感热通量、潜热通量和动量通量的平均日变化

图中标注高度为距离观测塔所在建筑物楼顶的高度, 阴影区表示两个高度上的湍流通量平均值差值的显著性通过了95%置信水平的 t 检验

没有对比不同观测高度湍流通量的结果。随后的观测研究开始关注到这个问题, 在为数不多的相关研究中给出了这方面的观测结果, 在法国马赛的观测结果(Grimmond等, 2004)、瑞士巴塞尔的观测结果(Christen等, 2009), 以及国内南京市的观测结果(Zou等, 2017b)都表明, 在城市冠层之上的粗糙子层当中动量通量和感热通量随高度增加。本文在南京和苏州两个城市的观测都得到相同的结果(本研究所用南京市观测数据与Zou等(2017b)观测数据有部分重合, 但观测时间更长、选取的风向角度范围更大), 同时表明在城市粗糙子层当中潜热通量也随高度增加。

为进一步了解两个观测高度上湍流通量在量值上的相对大小, 我们计算了上一层通量与下一层通量的比值, 由于感热通量和潜热通量在夜间的量值很小(接近于零), 我们只对白天的观测结果进行了计算, 以箱型图形式将每个时次的多日统计结果显示于图4中。计算结果显示每个时次的比值分布在一定的取值范围, 虽然有小部分数据的比值小于1.0, 但比值大于1.0的数据超过75%, 而且比值中位数的大小随时间的变化很小, DX站感热通量、潜热通量和动量通量比值中位数的平均值分别为1.24、1.56和1.68, SZ站感热通量、潜热通量和动量通量比值中位数的平均值分别是1.29、1.42和1.56。结合 t 检验结果, 我们可以确认白天城市冠层之上的粗糙子层当中动量通量、感热通量和潜热通量都随高度增加。

动量通量在城市粗糙子层中随高度增加的现象较早被观测到(Rotach, 1993), 后来研究表明这个现象与湍流行为特征(包括湍流的切变生成和热力生成、建

筑物引起的尾流湍流对湍流有序度和垂直交换效率的影响)随高度的变化有关(Castro等, 2006; Christen等, 2007, 2009; Böhm等, 2013; Zou等, 2017b)。关于感热通量和潜热通量等标量通量在城市冠层之上的粗糙子层当中随高度增加的现象, Zou等(2017b)提出建筑物对标量扩散过程的“阻挡效应”(城市近地层的湍流扩散过程与平坦下垫面不同, 建筑物阻挡并改变来自冠层内部的标量成分的扩散路径, 使得标量成分向粗糙子层的上部汇聚, 这种阻挡效应在冠层顶附近最强, 并在粗糙子层中随高度减弱, 从而造成标量通量在粗糙子层中随高度增加)是形成这一现象的原因。也就是说, 湍流通量在城市粗糙子层中随高度增加是观测事实。由于本研究中DX站和SZ站的两个观测高度都在粗糙子层当中(Zou等, 2015), 上层湍流通量的大小与下层相比平均变化幅度都超过了20%, 由此可见, 粗糙子层顶所在高度的湍流通量与冠层顶处的湍流通量相比变化幅度会更大, 而粗糙子层顶处的湍流通量才是具有局地代表性的地气交换通量, 这种情况表明, 在城市进行通量观测的时候如果观测高度距离冠层顶(建筑物的平均高度)较近, 则观测到的湍流通量相较于地气交换通量的真值而言会出现明显的偏低估计。

需要特别指出的是, 动量通量、感热通量和潜热通量在城市粗糙子层中随高度增加这个结果与观测高度所对应的源区域范围内的下垫面属性有关(更高的观测高度对应于更大的源区域), 也就是说, 本文得到的结果针对的是不同观测高度所对应的不同源区域具有相似的城市下垫面特征的情形。这是保证不同观测高度的通量观测结果具有可比性的前提条件。

图4 DX站(左)和SZ站(右)两个观测高度感热通量、潜热通量和动量通量比值的箱型图

3.2 复杂下垫面之上不同高度的湍流通量

图5中分别给出了XL站的三个观测高度上感热通量、潜热通量和动量通量的平均日变化情况。由图中可以看出,三个高度的湍流通量都呈现典型的日变化特征,感热通量和潜热通量在观测场内(离地面高度为2.6m)的地面观测值在白天与观测塔上两层(离观测场地面高度分别是25和50m)的观测值相比存在明显的量值差别,并且是地面观测值大于塔上两层的观测值(感热通量尤为明显),而塔上两层的观测值非常接近;动量通量在白天则是随高度增加,但塔上两层观测值的量值差别相对较小,而地面观测值则明显小于塔上两层观测值。我们用95%置信水平的 t 检验对地面观测值与塔上25m高度处的观测值之间的差值进行了显著性检验,结果表明,感热通量和动量通量几乎在全天通过了显著性检验,而潜热通量在白天的大部分时段通过了显著性检验,这表明湍流通量的地面观测值与塔上25m(或50m)高度处的观测值之间存在明显的量值差异。从图5中我们还能看出,三个高度上的感热通量日变化有位相差,在更高的高度上出现位相滞后现象,塔上两个高度上的感热通量之间的位相差很微弱,但这两个高度上感热通量的位相较为明显地落后于地面观测的感热通量。

不同高度的标量通量观测对应于不同的下垫面源区域范围(Schmid, 1994; Roth, 2000),观测场中很低的观测高度主要对应于观测场内平坦均匀的矮草地下垫面,塔上观测则因高度较高而对应于上游很大的下垫面源区域范围。如图2a所示, XL站周边环境复杂,塔上观测结果对应的是其源区域范围内复杂下垫面地气交换。因此,从局地尺度上讲, XL站观测场内的通量观测结果并不能代表站点所处区域复杂下垫面的地气交换情况。

为进一步了解塔上两个观测高度上湍流通量在量值上的差别,以及塔上湍流通量观测值与地面观测值之间的差别,我们计算了50m高度处通量与25m高度处通量的比值,以及塔上25m高度处通量与地面2.6m高度处通量的比值,与比较城市观测结果的情况相对应,也只对白天的观测结果进行了计算,以箱型图形式将每个时次的多日统计结果显示于图6中。其左图显示塔上两层的感热通量比值的中位数在1.0附近,并且随时间呈现微弱的上升趋势,从早晨略小于1.0逐渐

图5 XL站三个观测高度上感热通量、潜热通量和动量通量的平均日变化

阴影区表示25和2.6m这两个高度上的湍流通量平均值差值的显著性通过了95%置信水平的 t 检验

变为黄昏略大于1.0,这种变化与图5所显示的位相差向对应(50m高度处感热通量日变化曲线落在25m高度处感热通量日变化曲线稍稍偏右的位置);潜热通量比值的中位数在白天的各个时次都基本上是1.0;动量通量比值的中位数在白天的各个时次几乎都是略大于1.0的。塔上两层感热通量、潜热通量和动量通量比值中位数的平均值分别为0.94、0.99和1.11。虽然从塔上25m高度到50m高度动量通量的变化显得稍大,但平均的变化率也只有10%左右,而感热通量和潜热通量的变化非常小(平均不超过5%)。按照常通量层的概念(也称常通量层假设),通常认为常通量层内湍流通量的垂直变化不超过10%,因此我们可以认为白天塔上两层之间具备常通量层(即惯性子层)的特征。

图6中右图显示的是塔上25m高度处通量与地面2.6m高度处通量的比值,其随时间变化的情况与塔上两层的比值有相似之处,但比值的大小与塔上两层的

图6 XL站白天各时次两个观测高度之间感热通量、潜热通量和动量通量比值的箱型图

左图为塔上50m处通量与25m处通量的比值, 右图为塔上25m处通量与地面2.6m处通量的比值

比值相比有所不同。首先, 25m处与2.6m处感热通量比值的中位数在白天基本上都明显小于1.0; 其次, 动量通量比值的中位数明显大于1.0; 而潜热通量比值的中位数在上午略微小于1.0, 中午之后基本上就是1.0。塔上25m高度处通量与地面2.6m高度处感热通量、潜热通量和动量通量比值中位数的平均值分别为0.72、0.95和1.37。从变化率的角度看, 从2.6m高度到25m高度, 感热通量平均减小了将近30%; 潜热通量平均减小5%; 而动量通量平均增加将近40%。就感热通量和动量通量而言, 显然不符合常通量层假设。从代表性的角度讲, 2.6m高度处的通量观测结果只反映了很靠近观测点的周围下垫面的地气交换情况(很大程度上体现了观测场下垫面的地气交换情况); 塔上25m高度处的通量观测结果反映了更大范围下垫面的地气交换情况, 而这个更大范围内的下垫面状况与观测场有很大差别, 两个高度上感热通量和动量通量的显著差异应该正是下垫面状况差别的体现。由此可见, 靠近地面(离地面只有2~3m)的通量观测结果难以在局地尺度上代表复杂下垫面的地气交换情况。

为了解XL站附近下垫面的非均匀性对不同高度湍流通量观测结果的影响, 我们计算了塔上25m与地面2.6m湍流通量比值和塔上50与25m湍流通量比值随风向变化的情况, 结果显示在图7中。从图中可以看出, 塔上25m与地面2.6m湍流通量比值随风向出现了明显的起伏, 感热通量比值起伏相对较小, 且比值中位数在不同风向上都小于1.0; 潜热通量和动量通量比值起伏较大, 有些风向上比值中位数大于1.0, 有些风向上比

值中位数小于1.0。这种情况说明, 当风向发生改变时, 塔上25m高度处通量观测所对应的上游源区域的下垫面水热特性和动力学特征发生变化, 导致塔上25m与地面2.6m湍流通量比值也随之改变, 这正体现了下垫面的非均匀性对通量观测的影响, 同时也表明靠近地面的通量观测结果难以在局地尺度上代表复杂下垫面的地气交换情况。从图中同时可以看出, 塔上50与25m湍流通量比值起伏很小, 感热通量、潜热通量和动量通量比值的中位数都很接近1.0, 说明在这样的高度范围内通量观测结果受下垫面的非均匀性的影响已经变得很小。据此, 我们认为就XL站附近下垫面的非均匀性状况而言塔上25m(及50m)高度处的湍流通量观测结果具有良好的局地代表性。同时这个结果也暗示, 塔上25m之下的气层可能是粗糙子层。

3.3 南京地区DX站和XL站观测结果对比

城市人为下垫面占地比例(即不透水表面面积百分比)很高(表1), 其水热特性不同于自然下垫面, 导致城市近地层气温通常高于周边的郊区和乡村, 形成城市热岛效应, 这是早已被人们熟知的现象。从地气交换的角度讲, 城市下垫面的潜热通量较小, 相比较而言感热通量较大; 而郊区因人为下垫面占地比例较小而更大程度上表现为自然下垫面的特征, 因而潜热通量会明显大于城市下垫面, 而感热通量通常小于城市下垫面。这是白天形成城市热岛的主要原因。前文的分析结果表明, 由于城市和郊区复杂下垫面不同高度的湍流通量观测结果存在明显差异, 如果通量观测结

图7 XL站两个观测高度的感热通量、潜热通量和动量通量比值随风向的变化

左图为塔上25m与地面2.6m湍流通量比值的情况, 右图为塔上50m与25m湍流通量比值的情况. 红线为中位数位置, 粉红阴影区代表中间50%数据的分布范围

果不具备局地代表性, 有可能出现不合理的现象, 即白天郊区地表感热通量超过城市地表感热通量. DX站和XL站分别位于南京的市区和郊区, 我们通过对这两个站的通量观测结果对这一问题做进一步分析. 选择DX站塔上26.5m高度观测到的湍流通量作为具有局地代表性的地气交换通量, 这个高度距离地面48.5m, 是观测点周围建筑物平均高度的2.4倍(Zou等, 2015, 2018), 按照现有认识, 城市近地层的观测高度超过建筑物平均高度的2.0倍时(同时要求附近没有高建筑)观测结果被认为在较大程度上具有局地代表性(Grimmond, 2006). 虽然2.4倍建筑物平均高度仍有可能是在粗糙子层当中(Zou等, 2015), 但距离冠层顶已经较远, 这个高度上的观测结果应该接近于惯性子层的观测结果. 依据前文分析结果, 我们选择XL站塔上25m高度观测到的湍流通量作为具有局地代表性的地气交换通量, 并以观测场中2.6m高度处的通量观测结果作为对照. 考虑到可比性, 只选择两个站点观测时段相重合的资料进行对比, 分季节将感热通量和潜热通量的平均日变化对比结果显示于图8和9当中.

从图8可以看出, 春夏秋三季DX站塔上26.5m高度观测到的感热通量在白天大于XL站塔上25m高度的感热通量, 其中春秋两季表现为前者在下午略大于后者, 而夏季则是前者在整个白天明显大于后者, 这表明在白天城市地表对大气的加热作用要强于郊区, 夏季太阳辐射最强, 这种效应也最大; 从图9可以看出白天城市下垫面的潜热通量在春夏秋三季都明显小于郊区. 因此, 从局地尺度上讲, 感热通量和潜热通量的观

测结果体现了各自下垫面的地气交换特征. 如果将DX站塔上26.5m高度观测到的感热通量与XL站2.6m高度处的观测结果进行对比, 图8显示夏季XL站2.6m高度感热通量小于DX站感热通量, 图9显示夏季XL站2.6m高度测量到的潜热通量很大(明显大于这个高度测量的感热通量), 说明郊区很强的地表蒸发作用减弱了地表对大气的加热作用, 这似乎是合理的; 而图8显示春秋两季XL站2.6m高度的感热通量在白天明显大于DX站, 同时这两个季节郊区的潜热通量也比城市更大(见图9, 秋季更明显), 这意味着白天郊区地表与城市地表相比具有较强蒸发作用的同时其对大气的加热作用明显强于城市下垫面, 这样的结果似乎不太合理. 因此, 从春夏秋三个季节感热通量和潜热通量的对比结果看, XL站塔上25m高度观测结果与DX站塔上26.5m高度观测结果的对比关系比较合理, 而XL站2.6m高度观测结果与DX站塔上26.5m高度观测结果的对比关系表现出不合理的情况, 原因就在于XL站2.6m高度观测结果不具备局地代表性. 至于冬季的情况, 图9显示潜热通量的观测结果都很小, 而图8显示XL站塔上25m高度感热通量略高于DX站塔上26.5m高度观测结果, 如果考虑到DX站26.5m高度观测结果可能存在些许偏低估计的情况, 它们的量值应该是相当的, 这样的结果并没有太大的不合理成分.

3.4 城市粗糙子层观测高度对地表能量平衡关系的影响

3.1节中的分析表明, 白天城市粗糙子层当中测量

图8 XL站2.6m和塔上25m及DX站塔上26.5m感热通量在各季节的平均日变化

图9 XL站2.6m和塔上25m及DX站塔上26.5m潜热通量在各季节的平均日变化

到的湍流通量随高度增加, 这便引出了另一个问题, 即城市地表能量平衡关系中各项的收支关系在城市粗糙子层当中随高度也是变化的. 城市地表能量平衡关系如下:

$$R_n = H + LE + Q_s, \quad (6)$$

其中 R_n 是净辐射通量, H 是感热通量, LE 是潜热通量, Q_s 是城市地表储热. 从观测的角度讲, 城市地表储热无法直接观测, 通常按照式(6)进行估算, 即 $Q_s = R_n - H - LE$, 算是间接测量结果. 当然, 在城市当中因人类活动还会释放人为热, 但因为人为热也无法从观测当中

获得, 一般在分析城市地表能量平衡关系的时候不予考虑. 事实上, 人为热可以作为强迫项加在式(6)的左边, 然而到目前为止我们并不知道它如何分配给式(6)右边的各项, 所以在本文的分析当中不考虑人为热. 这会使得分析结果带有一定的不确定性, 但不影响结论.

依据DX站的观测结果, 我们把塔上11.5和26.5m观测到的 R_n 、 H 和 LE 及按照(6)式估算的 Q_s 的平均日变化情况画在图10当中进行对比. 塔上26.5m观测到的净辐射通量 R_n 在白天小于11.5m的观测值, 这意味着在冠层之上的粗糙子层当中的较低高度上白天观测到的城市地表接收的净辐射 R_n 会出现偏高估计. 造成这种差

异的原因是这两个高度上观测到的城市地表反照率不同(图略), 正午前后(10:00~14:00)塔上26.5和11.5m观测到的反照率观测值分别是0.11和0.09, 塔上26.5m的观测值与苗世光等(2012)在北京的观测结果很接近. 观测表明向下短波辐射在两个高度相同, 但地表反射的向上短波辐射在26.5m的观测值要大于11.5m的观测值, 这是因为城市地表的三维结构形成了遮挡效应, 探头只能感受到它能“看”到的面上反射过来的短波辐射, 较高的观测高度上探头能“看”到的面积更大一些, 所以测量到的短波反射辐射与较低的观测高度相比就更大一些, 这使得较高的高度上会观测到更大一些的反照率. 观测结果显示白天的长波净辐射在这两个高度上基本相同(从图10中的夜间结果也能看到这种情况, 夜间只有长波辐射, 两个观测高度上的净辐射曲线几乎完全重合). 如图10所示, 塔上26.5m观测到的感热通量和潜热通量大于11.5m的观测值, 这与3.1节中的结果一致. 城市地表储热 Q_s 则是白天26.5m高度处的观测值明显小于11.5m高度处的观测值, 原因就在于这两个高度上的 R_n 、 H 和 LE 都不相同. 也就是说, 在城市冠层之上的粗糙子层当中较低高度上白天观测到的城市地表储热 Q_s 会出现偏高估计.

4 讨论与结论

本文利用南京和苏州市区观测点两个高度上的湍流通量观测资料以及南京郊区丘陵地带南京大学仙林校区SORPES观测站三个高度上的湍流通量观测资料, 分析了复杂下垫面地气交换湍流通量及地表能量平衡关系在不同观测高度上的差异及原因, 探讨了复杂下垫面之上通量观测的代表性问题. 本文的主要结果针对的是白天情况, 得到如下结论.

(1) 两个城市站的观测结果表明, 在城市冠层之上的粗糙子层当中, 观测到的感热通量、潜热通量和动量通量都随高度增加而增大, 表明粗糙子层当中观测到的湍流通量小于惯性子层当中的观测值, 而惯性子层当中观测到的湍流通量才是具有局地代表性的地气交换通量, 这意味着在城市粗糙子层较低高度上的湍流通量观测结果会出现明显的偏低估计.

(2) 南京市观测点的辐射观测结果表明, 地表反照率随高度增加而增大, 使得观测到的城市地表净辐射在粗糙子层当中随高度增加而减小, 表明在城市粗

图10 DX站塔上11.5和26.5m观测到的 R_n 、 H 和 LE 及按式(6)计算出的 Q_s 的平均日变化

糙子层较低高度上的净辐射观测结果会出现明显的偏高估计; 又因为感热通量和潜热通量在这一层中随高度增加而增大, 导致在城市粗糙子层较低高度上的地表能量平衡观测结果中出现城市地表储热被明显高估的情况.

(3) 南京郊区仙林SORPES观测站的观测结果表明, 在兼有丘陵地形影响和部分城市化效应的复杂下垫面环境当中, 以传统观测方式在观测场中靠近地面的高度上观测到的湍流通量没有局地代表性, 而离地面较远的塔上两层湍流通量观测结果表现出常通量层特征, 能够代表局地尺度上的地气交换通量.

(4) 南京城郊两站的局地效应差别较大, 观测结果表明, 具有局地代表性的城市和郊区感热通量和潜热通量的对比结果能够合理地反映城郊不同下垫面地气之间热量和水汽交换的特征.

本文的研究结果提示我们, 对于复杂下垫面的近地层湍流通量观测, 获得具有局地代表性的地气交换通量应该是观测的重要目标. 就观测方法而言, 气象塔观测仍然是行之有效的手段. 但传统的气象塔观测通常设置多层平均量观测和一层湍流通量, 本文的研究表明这样的设置难以确定其在复杂下垫面之上的通量观测结果是否具有局地代表性. 因此, 在塔上设置多层通量观测显得尤为必要. 对于城市中的观测, 即使观测高度不能达到惯性子层的高度, 粗糙子层当中的多层通量观测也能揭示通量随高度的变化情况, 这会对合理地推算出具有局地代表性的地气交换通量提供依

据. 对于郊区乃至自然的复杂下垫面, 架设高塔相对容易实现, 本文的研究结果表明, 塔上多层通量观测有助于识别惯性子层(即常通量层)的高度, 并获得具有局地代表性的地气交换通量观测结果.

参考文献

刘阳, 刘辉志, 王雷. 2017. 北京城市下垫面大气边界层湍流输送垂直分布特征. *中国科学: 地球科学*, 47: 1243–1256

苗世光, 窦军霞, Chen F, 李炬, 李爱国. 2012. 北京城市地表能量平衡特征观测分析. *中国科学: 地球科学*, 42: 1394–1402

任燕, 张宏升, 魏伟, 蔡旭晖, 宋宇, 康凌. 2020. 北京地区重霾天气过程大气湍流结构及间歇性研究. *中国科学: 地球科学*, 50: 161–172

Ao X, Grimmond C S B, Chang Y, Liu D, Tang Y, Hu P, Wang Y, Zou J, Tan J. 2016. Heat, water and carbon exchanges in the tall megacity of Shanghai: Challenges and results. *Int J Climatol*, 36: 4608–4624

Aubinet M, Vesala T, Papale D. 2012. *Eddy Covariance: A Practical Guide to Measurement and Data Analysis*. Dordrecht, New York: Springer. 438

Baldocchi D, Falge E, Gu L, Olson R, Hollinger D, Running S, Anthoni P, Bernhofer C, Davis K, Evans R, Fuentes J, Goldstein A, Katul G, Law B, Lee X, Malhi Y, Meyers T, Munger W, Oechel W, Paw K T, Pilegaard K, Schmid H P, Valentini R, Verma S, Vesala T, Wilson K, Wofsy S. 2001. FLUXNET: A new tool to study the temporal and spatial variability of ecosystem-scale carbon dioxide, water vapor, and energy flux densities. *Bull Am Meteorol Soc*, 82: 2415–2434

Böhm M, Finnigan J J, Raupach M R, Hughes D. 2013. Turbulence structure within and above a canopy of bluff elements. *Bound-Layer Meteorol*, 146: 393–419

Castro I P, Cheng H, Reynolds R. 2006. Turbulence over urban-type roughness: Deductions from wind-tunnel measurements. *Bound-Layer Meteorol*, 118: 109–131

Christen A, Rotach M W, Vogt R. 2009. The budget of turbulent kinetic Energy in the urban roughness sublayer. *Bound-Layer Meteorol*, 131: 193–222

Christen A, van Gorsel E, Vogt R. 2007. Coherent structures in urban roughness sublayer turbulence. *Int J Climatol*, 27: 1955–1968

Ding A J, Fu C B, Yang X Q, Sun J N, Zheng L F, Xie Y N, Herrmann E, Nie W, Petäjä T, Kerminen V M, Kulmala M. 2013a. Ozone and fine particle in the western Yangtze River Delta: An overview of 1 yr data at the SORPES station. *Atmos Chem Phys*, 13: 5813–5830

Ding A J, Fu C B, Yang X Q, Sun J N, Petäjä T, Kerminen V M, Wang T, Xie Y, Herrmann E, Zheng L F, Nie W, Liu Q, Wei X L, Kulmala

M. 2013b. Intense atmospheric pollution modifies weather: A case of mixed biomass burning with fossil fuel combustion pollution in eastern China. *Atmos Chem Phys*, 13: 10545–10554

Finnigan J, Ayotte K, Harman I, Katul G, Oldroyd H, Patton E, Poggi D, Ross A, Taylor P. 2020. Boundary-layer flow over complex topography. *Bound-Layer Meteorol*, 177: 247–313

Finnigan J J, Clement R, Malhi Y, Leuning R, Cleugh H A. 2003. A reevaluation of long-term flux measurement techniques Part I: Averaging and coordinate rotation. *Bound-Layer Meteorol*, 107: 1–48

Grimmond C S B. 2006. Progress in measuring and observing the urban atmosphere. *Theor Appl Climatol*, 84: 3–22

Grimmond C S B, Salmond J A, Oke T R, Offerle B, Lemonsu A. 2004. Flux and turbulence measurements at a densely built-up site in Marseille: Heat, mass (water and carbon dioxide), and momentum. *J Geophys Res*, 109: D24101

Kaimal J C, Finnigan J J. 1994. *Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement*. Oxford: Oxford University Press. 289

Liu H, Yuan R, Mei J, Sun J, Liu Q, Wang Y. 2017. Scale properties of anisotropic and isotropic turbulence in the urban surface layer. *Bound-Layer Meteorol*, 165: 277–294

Martins C A, Moraes O L L, Acevedo O C, Degrazia G A. 2009. Turbulence intensity parameters over a very complex terrain. *Bound-Layer Meteorol*, 133: 35–45

Monin A S, Obukhov A M. 1954. Basic laws of turbulent mixing in the atmosphere near the ground. *Trudy, Akademiia, Nauk SSSR, Geofizicheskogo Instituta*, 24: 163–187

Peng Z, Sun J. 2014. Characteristics of the drag coefficient in the roughness sublayer over a complex urban surface. *Bound-Layer Meteorol*, 153: 569–580

Quan L, Hu F. 2009. Relationship between turbulent flux and variance in the urban canopy. *Meteorol Atmos Phys*, 104: 29–36

Raupach M R, Antonia R A, Rajagopalan S. 1991. Rough-wall turbulent boundary layers. *Appl Mech Rev*, 44: 1–25

Rotach M W. 1993. Turbulence close to a rough urban surface part I: Reynolds stress. *Bound-Layer Meteorol*, 65: 1–28

Roth M. 2000. Review of atmospheric turbulence over cities. *Q J R Meteorol Soc*, 126: 941–990

Schmid H P. 1994. Source areas for scalars and scalar fluxes. *Bound-Layer Meteorol*, 67: 293–318

Schotanus P, Nieuwstadt F T M, de Bruin H A R. 1983. Temperature measurement with a sonic anemometer and its application to heat and moisture fluxes. *Bound-Layer Meteorol*, 26: 81–93

Stull R B. 1988. *An Introduction to Boundary Layer Meteorology*. Dordrecht: Kluwer. 666

Toda M, Sugita M. 2003. Single level turbulence measurements to

- determine roughness parameters of complex terrain. *J Geophys Res*, 108: 4363–4371
- Vickers D, Mahrt L. 1997. Quality control and flux sampling problems for tower and aircraft data. *J Atmos Ocean Technol*, 14: 512–526
- Wang L, Li D, Gao Z, Sun T, Guo X, Bou-Zeid E. 2014. Turbulent transport of momentum and scalars above an urban canopy. *Bound-Layer Meteorol*, 150: 485–511
- Zhang H, Zhang H, Cai X, Song Y, Sun J. 2016. Contribution of low-frequency motions to sensible heat fluxes over urban and suburban areas. *Bound-Layer Meteorol*, 161: 183–201
- Zou J, Liu G, Sun J, Zhang H, Yuan R. 2015. The momentum flux-gradient relations derived from field measurements in the urban roughness sublayer in three cities in China. *J Geophys Res-Atmos*, 120: 10,797
- Zou J, Sun J, Ding A, Wang M, Guo W, Fu C. 2017a. Observation-based estimation of aerosol-induced reduction of planetary boundary layer height. *Adv Atmos Sci*, 34: 1057–1068
- Zou J, Zhou B, Sun J. 2017b. Impact of eddy characteristics on turbulent heat and momentum fluxes in the urban roughness sublayer. *Bound-Layer Meteorol*, 164: 39–62
- Zou J, Sun J, Liu G, Yuan R, Zhang H. 2018. Vertical variation of the effects of atmospheric stability on turbulence statistics within the roughness sublayer over real urban canopy. *J Geophys Res-Atmos*, 123: 2017–2036

(责任编辑: 张宏昇)