北京城市下垫面大气边界层湍流输送垂直分布特征

刘阳^{1,2}, 刘辉志^{1*}, 王雷¹

1. 中国科学院大气物理研究所大气边界层物理和大气化学国家重点实验室, 北京 100029;

2. 中国科学院大学地球科学学院, 北京 100049

* 通讯作者, E-mail: huizhil@mail.iap.ac.cn

收稿日期: 2017-01-23; 接受日期: 2017-05-02; 网络版发表日期: 2017-06-29

国家自然科学基金面上项目(批准号: 41275023)、国家自然科学基金创新研究群体科学基金项目(批准号: 41021004)和国家自然科学基金重大项目(批准号: 91537212)资助

摘要 基于2008年1月1日至2012年12月31日北京325m气象塔47、140和280m三层湍流观测数据, 利用局地相似理论分析了北京城市下垫面湍流输送的垂直分布特征. 研究表明: (1) 无量纲三维风速标准差 $\sigma_i/u_* (i=u, v, w)$ 仅是局地稳定度因子的函数, 近中性条件下47m高度为2.15、1.61、1.19, 140m为2.39、1.75、1.21, 280m为2.51、1.77、1.30, 近中性条件下 σ_i/u_* 随高度增大; 自由对流条件下符合1/3次方率, 不稳定和稳定条件下无量纲三维风速标准差随高度减小. (2) 无量纲温度标准差在不稳定条件下满足-1/3次方率, 近中性条件下与拟合曲线差异显著. 无量纲 CO_2 和水汽浓度标准差在不稳定条件下呈-1/3次方率, 近中性和稳定条件下均与局地稳定度无关而维持常数. 无量纲温度、 CO_2 和水汽浓度的标准差随高度增大. (3) 与动量、 CO_2 和水汽相比, 近中性层结下热量的传输系数较小, 而在不稳定和稳定条件下热量的传输系数最大, 城市下垫面的标量传输具有非相似性. 除不稳定条件下的热量/水汽的相对传输系数外, 低层的相对传输系数($|r_{wT}/r_{uv}|$ 、 $|r_{wT}/r_{wc}|$ 、 $|r_{wT}/r_{uq}|$)总是大于高层, 即热量相对于水平风速 u 、 CO_2 和水汽的传输系数随高度递减.

关键词 城市下垫面, 局地相似理论, 无量纲标准差, 湍流传输效率

1 引言

城市人口目前大约占世界总人口的54%, 据预测到2050年, 城市人口将增加25亿, 其中90%的人口增长会发生在亚、非地区(United Nations, 2014). 近几十年来, 中国城市快速发展所导致的局地气候变化和空气污染, 成为人们日益关注的环境问题. 城市以水泥、

沥青和金属等不透水材料取代了原本由植被覆盖的土壤或荒地, 使城市地区热量、质量和动量的收支项相比于自然下垫面产生了相当程度的改变. 同时城市下垫面, 尤其城市冠层存在高度非均匀性, 使得过去平坦均匀下垫面上得到的大气边界层理论在城市下垫面的适用性存在疑问, 急需发展更适用于城市下垫面的大气边界层湍流输送及地-气交换过程的参数化

中文引用格式: 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, doi: [10.1360/N072016-00215](https://doi.org/10.1360/N072016-00215)

英文引用格式: Liu Y, Liu H Z, Wang L. 2017. The vertical distribution characteristics of integral turbulence statistics in the atmospheric boundary layer over an urban area in Beijing. Science China Earth Sciences, 60: 1533–1545, doi: [10.1007/s11430-016-9050-5](https://doi.org/10.1007/s11430-016-9050-5)

方案,改进气象模式的预报精度和大气污染扩散模式的参数化方案(Roth, 2000; Fortuniak等, 2013; Wang等, 2014),提高模式在城市区域的预报能力。

在水平均一的下垫面上,莫宁-奥布霍夫相似理论已经得到许多观测实验的验证(Businger等, 1971; Dyer和Bradley, 1982)。该理论在近地层建立的湍流通量与垂直梯度的关系已应用在很多气象模式中(Wilson, 2008; Wood等, 2010)。但城市下垫面的极度粗糙与非均一性,导致城市近地层范围内存在局地平流,对莫宁-奥布霍夫相似理论在城市边界层的适用性提出了质疑。仿照森林冠层的定义,目前,被普遍接受的城市大气边界层结构划分标准为:城市冠层、粗糙子层、惯性层和城市混合层(Roth, 2000)。粗糙子层中的湍流受下垫面粗糙元的直接影响,必须以三维流场考虑,其在某些建筑区的垂直延伸可能使惯性层消失(Rotach, 1999),一般认为莫宁-奥布霍夫相似理论在粗糙子层失效;而惯性层中的湍流已经得到充分的混合,通量随高度变化很小,通常认为莫宁-奥布霍夫相似理论可以适用(Arnfield, 2003)。因此,为了确认相似理论在城市下垫面的适用性,不少学者采用局地相似代替了莫宁-奥布霍夫相似(Nieuwstadt, 1984; Sorbjan, 1986; Shao和Hacker, 1990)。局地相似理论以局地速度尺度 $u_*(z)$ 、局地温度尺度 $T_*(z)$ 和局地奥布霍夫长度 $L_*(z)$ 等特征尺度取代传统的近地层常量,各尺度量均是与高度有关的函数。因此莫宁-奥布霍夫相似理论可看作局地相似理论的推广。

随着理论研究和观测手段的发展,国内学者针对城市湍流进行了一系列观测研究。Al-Jiboori等(2002)利用北京325m气象塔观测资料研究了城市下垫面的湍流结构,讨论了稳定和不稳定条件下局地相似理论的适用性;后期的观测资料同样验证了局地相似理论在城市下垫面的适用性,并得出了不同的拟合系数(Quan和Hu, 2009)。Wood等(2010)利用目前国际上城市下垫面最高的涡动相关站点之一的伦敦190m塔观测数据,基于局地相似理论分析了无量纲三维风速、温度标准差及动量、热量的湍流传输系数,验证了部分近地层和混合层的相似关系。部分学者进行了城市内的多点对比观测(Weber和Kordowski, 2010; Fortuniak等, 2013; Nordbo等, 2013)。总的来说,已有研究得出的无量纲三维风速及温度标准差在不稳定和近中性层结下随

局地稳定度变化的函数关系较为相似,但由于城市间或城市内部观测站点的差异,具体的拟合系数有所不同。因此相似关系的普适性仍需要在不同城市进行验证(Nordbo等, 2013)。过去的研究对象主要集中于三维风速和温度,对 CO_2 和水汽浓度在城市下垫面的湍流统计特征了解较少,这也是本文研究的主要内容之一。

标量源、汇的非均一分布作为城市下垫面显著特征之一,对湍流输送具有显著影响。Roth和Oke(1995)在加拿大温哥华城郊地区研究了动量、热量及水汽的相对传输系数,与在水平均一下垫面取得的结果并不相同。热量和水汽传输的非相似性也证实了空气动力学及波文比法在城市地区获取通量并不可行。有研究指出了城市下垫面标量传输具有非相似性,温度的传输效率大于水汽和 CO_2 ,但结果仅局限于不稳定层结(Moriwaki和Kanda, 2006)。Nordbo等(2013)利用芬兰赫尔辛基市内的三个观测站研究了标量的湍流相对传输系数,得出了稳定条件下温度的传输效率小于水汽和 CO_2 的结论,并且相对传输系数在三个站点间存在差异。与热量、水汽的传输效率相比,目前城市地区针对 CO_2 传输效率及其与前两者传输的非相似研究仍较为缺乏(Wang等, 2014)。

虽然已在城市边界层进行了大量的观测研究和数值模拟,到目前为止城市近地层大气湍流特征和交换机制仍不完全清楚。城市下垫面冠层和热源改变引起的变化,需要更进一步的研究来增强对城市下垫面湍流结构的认识。受到观测塔高度等试验条件的限制,城市湍流的研究大多集中在粗糙子层和惯性层(Rotach, 1993, 1999; Weber和Kordowski, 2010; Fortuniak等, 2013),对城市混合层的研究并不多见。考虑到北京325m气象塔周围的平均建筑高度为18~19m(苗世光等, 2012),一般认为47m位于粗糙子层与惯性层交界处,而140和280m分别位于惯性层和混合层(刘辉志和洪钟祥, 2002; Wang等, 2014)。本文利用已经处于城市区域的北京325m气象塔2008~2012年三层(47、140、280m)湍流观测资料,分析局地相似理论在城市下垫面大气边界层的适用性,这也是目前城市下垫面研究湍流输送特征最长的连续观测资料之一。本研究可为城市大气边界层湍流传输参数化方案改进提供科学依据,尤其在垂直方向上湍流结构差异的大小对模式垂直分层有借鉴意义。

2 观测站点及数据处理

2.1 观测站点

本文数据来源于北京325m气象塔(39°58'N, 116°22'E, 海拔高度49m)2008年1月1日至2012年12月31日共计5年的湍流观测资料. 该塔于1979年建成并投入使用, 随着北京城市规模的扩大, 下垫面已由当时的城郊发展成为典型的城市粗糙地表. 图1给出了北京325m气象塔周边的下垫面状况(卫星图像来源于Google Earth). 气象塔2km范围内主要的土地利用类型包括建筑、道路和植被等. 气象塔位于东西走向的北土城西路和南北走向的京藏高速公路两条主要干道交汇点的西南侧. 植被分布于两条交通干道沿线, 植被类型以温带落叶林为主, 平均高度10~20m. 气象塔南侧100m左右建有高约80m的住宅群. 关于325m气象塔周围的下垫面状况已有许多介绍(Al-Jiboori等, 2002; Al-Jiboori, 2008; Liu等, 2012).

地表粗糙度和零平面位移是研究大气边界层的重要参数, 主要与城市下垫面粗糙元的形态学分布和空间分布有关(Grimmond和Oke, 1999). 李倩等(2003)采用拟合对数风廓线的方法, 估测了北京325m气象塔周围NE、SE、SW、NW方向的粗糙度分别为2.50、3.00、5.25和2.75m, 零平面位移高度分别为12.3、15.0、26.4

和13.2m. 2000年以后, 气象塔周围下垫面状况改变较小, 故本文取四向平均值, 即3.9m作为平均粗糙长度, d 值取平均值16.7m(Liu等, 2012).

2.2 数据获取与处理

325m气象塔采用通风良好的格构式结构以减少塔体对气流的阻挡, 共建有15层观测平台连续观测大气风速、风向、温度和湿度等基本气象要素. 本文的快响应资料来源于47、140和280m三层的涡动相关观测系统, 由三维超声风温仪(CSAT3, Campbell, USA)和开放式红外水汽/CO₂分析仪(LI-7500, LICOR, USA)组成. 仪器安装在2.5m长的横臂上, 与正北朝向的夹角分别为110°、120°和150°, 观测频率为10Hz. 降水量资料来自于北京站(区站号54511).

Eddypro 6.0软件是由美国LI-COR Inc开发及维护的开源软件, 本文的原始数据均采用此软件进行处理和订正. 本文以30min为样本长度, 处理流程包括: 剔除不合理值和明显错误的野点(以3倍标准差作为检验标准)(Vickers和Mahrt, 1997), 整体平均, 自然风坐标系下的二次坐标旋转(Kaimal和Finnigan, 1994), 计算湍流统计特征量(包括摩擦速度、莫宁-奥布霍夫长度等). 利用WPL方法去除空气密度变化引起的CO₂浓度和通量的变化(Webb等, 1980).

图1 北京325m气象塔周边的下垫面状况
圆点表示铁塔. 卫星图像来自于Google Map

在局地相似理论中, 引入的局地尺度量包括: 长度尺度: $\Lambda = -u_*^3 / \kappa \frac{g}{T} \overline{wT'}$; 速度尺度: $u_{*l} = \left| -\overline{u'w'} \right|^{1/2}$; 温度尺度: $T_{*l} = -\overline{wT'} / u_{*l}$; 湿度尺度: $q_{*l} = -\overline{wq'} / u_{*l}$; 二氧化碳浓度尺度: $C_{*l} = -\overline{wC'} / u_{*l}$.

其中上划线“—”表示时间平均, 下标“l”表示局地量, “'”表示脉动量, u_* 表示摩擦速度, g 表示重力加速度, 本文取 9.8 m s^{-2} , T 、 q 、 c 分别表示温度、水汽和 CO_2 浓度. K 为冯卡曼常数, 文中取0.4. 局地稳定度参数定义为 $\zeta = (z - z_d) / \Lambda$, 其中 z 为观测高度, z_d 为零平面位移. 本文采用的稳定性分类标准为: 不稳定层结 ($\zeta < -0.1$), 近中性层结 ($-0.1 < \zeta < 0.1$), 稳定层结 ($\zeta > 0.1$).

有研究认为湍流发展充分性检查在城市内会剔除部分合理点(Fortuniak等, 2013), 因此本文仅进行了湍流平稳性检验, 即计算30min垂直速度 w 和水平风速 u 的协方差, 再将时间间隔等分为6份, 分别计算每5min的协方差, 定义RN(Foken和Wichura, 1996):

$$RN = \left| \frac{\sum_{i=1}^6 (\overline{wu}_{5\text{min}})_i / 6 - \overline{wu}_{30\text{min}}}{\overline{wu}_{30\text{min}}} \right|, \text{剔除 } RN > 0.3 \text{ 的数据.}$$

除湍流平稳性检验外, 湍流资料的筛选标准还包括: (1) 30min原始序列有缺失(即每半小时少于18000个数据点); (2) 野点数量超过数据总数的1%; (3) 风速小于 1 m s^{-1} 时的数据.

3 结果与讨论

3.1 天气背景条件

北京是典型温带大陆性气候, 夏季受到东亚季风的影响高温多雨, 冬季受西伯利亚寒流影响寒冷干燥. 2008~2012年降雨量分别为: 626.3、480.6、522.5、720.6和733.2mm. 降雨的季节分配很不均匀, 湿季为

每年的5~10月, 降水占全年的80%以上. 47m涡动相关观测资料显示, 观测期间年平均气温分别14.5、15.7、14.5、16.0和15.8℃月平均气温在2012年12月最低, 达到 -3.9° , 在2011年7月最高, 达到 30.6° . 风速平均为 1.8 m s^{-1} , 中位数为 1.4 m s^{-1} , 最大30min风速可以达到 31.2 m s^{-1} .

图2给出了北京325m气象塔47、140、280m三层局地稳定度随风向的变化(10° 间隔). 可以看出, 北京47m高度盛行东南和西北风, 140和280m高度盛行西南和西北风. 城市地区由于人为热和城市冠层储热的释放增大了大气层结的不稳定性, 47和140m以不稳定和近中性层结为主, 280m稳定层结的比例高于其他两层. 47m高度不稳定、近中性和稳定层结的比例分别为40.6%、36.9%和22.5%. 140和280m高度的不稳定层结占53.5%和52.2%, 在近中性条件下数据点较少, Wood等(2010)在伦敦190m塔的观测也同样发现了这一结果, 这是因为局地稳定度直接受观测高度的影响.

3.2 三维风速的无量纲标准差

根据莫宁-奥布霍夫相似理论, 气象要素的湍流统计特征(如三维风速分量、温度、 CO_2 浓度、水汽浓度的标准差)经特征尺度(摩擦速度、特征温度、特征 CO_2 浓度、特征水汽浓度)去量纲后, 仅为稳定度因子 ζ 的函数. 针对无量纲三维风速标准差($\sigma_{u,v,w}/u_*$), 目前被认可的函数形式为

$$\sigma_\zeta / \zeta_* = a_\zeta (1 - b_\zeta \zeta)^{c_\zeta} \quad (1)$$

式中, 系数 a 、 b 、 c 由野外观测实验的结果拟合决定. 近中性条件下无量纲风速标准差等于常数 a , 指数 c 常认为在不稳定层结下等于1/3. 本研究近中性条件下 σ_u/u_* 、 σ_v/u_* 、 σ_w/u_* 在47m高度为 (2.15 ± 0.38) 、 (1.61 ± 0.27) 、

图2 325m气象塔47(a)、140(b)、280m(c)局地稳定度随风向的变化

(1.19 ± 0.17), 140m 高度为 (2.39 ± 0.39)、(1.75 ± 0.28)、(1.21 ± 0.17), 280m 高度为 (2.51 ± 0.53)、(1.77 ± 0.35)、(1.30 ± 0.22). 表1给出了部分城市下垫面近中性条件下 σ_i/u_* ($i=u,v,w$) 观测结果. Fortuniak等(2013)在波兰罗兹市的观测结果与本文47m的结果相近; 本文140和280m的结果与Wood等(2010)在伦敦190m塔的观测结果接近. 即本文三层高度的结果与其他城市在相似观测高度所取得的结果差异较小. 近中性条件下, 无量纲三维风速标准差随高度增加. 可以看出, 其具体数

值不仅受到城市下垫面的影响, 还与观测高度有关. 图3~5分别给出了47、140、280m无量纲三维风速标准差随局地稳定度的变化, 拟合系数见表2. 在近中性条件下 σ_i/u_* 近似于常值; 在不稳定和稳定条件下, σ_i/u_* 随不稳定和稳定度的增加而增大, 不稳定条件下本文采用固定1/3次方进行拟合; 已有研究对稳定条件下无量纲三维风速标准差是否符合1/3次方率并无一致结论(Wood等, 2010), 因此在稳定条件下本文分别进行了固定1/3次方和指数自由拟合. 对比发现两种

表1 部分城市地区 σ_i/u_* 在近中性条件下的观测结果

	σ_u/u_*	σ_v/u_*	σ_w/u_*	观测高度(m)
Wood等(2010)	2.3	1.85	1.35	190
Al-Jiboori(2008)			1.22	47
Fortuniak等(2013)	2.34	1.65	1.17	37
Fortuniak等(2013)	2.28	1.79	1.27	42
Chang等(2009) (OKlahoma)	1.8~2.4	1.4~2.2	1.2~1.5	7.8~83.2

图3 47m三维风速u((a)和(b))、v((c)和(d))、w((e)和(f))无量纲标准差随局地稳定度的变化

图 4 140m 三维风速 u ((a)和(b))、 v ((c)和(d))、 w ((e)和(f))无量纲标准差随局地稳定度的变化

图 5 280m 三维风速 u ((a)和(b))、 v ((c)和(d))、 w ((e)和(f))无量纲标准差随局地稳定度的变化

表2 无量纲三维风速标准差与稳定度因子的相似关系表达式^{a)}

	$\sigma_u/u_*(\zeta < 0)$	$\sigma_v/u_*(\zeta < 0)$	$\sigma_w/u_*(\zeta < 0)$	$\sigma_u/u_*(\zeta > 0)$	$\sigma_v/u_*(\zeta > 0)$	$\sigma_w/u_*(\zeta > 0)$	观测高度 $z(\text{m})$	$z_0(\text{m})$	$d(\text{m})$
本文(47m)	$2.14(1-1.12\zeta)^{1/3}$	$1.61(1-3.11\zeta)^{1/3}$	$1.17(1-4.01\zeta)^{1/3}$	$2.15(1+3.51\zeta)^{1/3}$	$1.60(1+5.15\zeta)^{1/3}$	$1.23(1+2.64\zeta)^{1/3}$	47	3.9	16.7
	—	—	—	$2.16(1+3.01\zeta)^{0.36}$	$1.61(1+4.29\zeta)^{0.36}$	$1.26(1+1.67\zeta)^{0.39}$	—	—	—
本文(140m)	$2.24(1-0.37\zeta)^{1/3}$	$1.71(1-0.81\zeta)^{1/3}$	$1.21(1-1.64\zeta)^{1/3}$	$2.54(1+0.71\zeta)^{1/3}$	$1.77(1+1.37\zeta)^{1/3}$	$1.27(1+0.64\zeta)^{1/3}$	140	—	—
	—	—	—	$2.57(1+0.64\zeta)^{0.39}$	$1.76(1+1.21\zeta)^{0.35}$	$1.26(1+0.68\zeta)^{0.34}$	—	—	—
本文(280m)	$2.40(1-0.29\zeta)^{1/3}$	$1.75(1-0.49\zeta)^{1/3}$	$1.29(1-0.59\zeta)^{1/3}$	$2.47(1+0.35\zeta)^{1/3}$	$1.68(1+0.93\zeta)^{1/3}$	$1.31(1+0.33\zeta)^{1/3}$	280	—	—
	—	—	—	$2.60(1+0.36\zeta)^{0.33}$	$1.69(1+0.89\zeta)^{0.34}$	$1.30(1+0.32\zeta)^{0.29}$	—	—	—
Wood等(2010)	$2.23(1-0.22\zeta)^{1/3}$	$1.78(1-0.57\zeta)^{1/3}$	$1.31(1-0.65\zeta)^{1/3}$	$2.36(1+1.15\zeta)^{1/3}$	$1.92(1+1.33\zeta)^{1/3}$	$1.40(1+0.46\zeta)^{1/3}$	190.3	—	4.3±1.9
Fortuniak等(2013)	$2.31(1-1.15\zeta)^{1/3}$	$1.61(1-4.65\zeta)^{1/3}$	$1.10(1-1.36\zeta)^{1/3}$	$2.15(1+1.50\zeta)^{1/3}$	$1.57(1+2.48\zeta)^{1/3}$	$1.20(1+0.56\zeta)^{1/3}$	37	2.0	8.0
—Lipowa	$2.23(1-0.49\zeta)^{0.43}$	$1.60(1-5.15\zeta)^{0.32}$	$1.11(1-0.61\zeta)^{0.54}$	$2.17(1+0.75\zeta)^{0.52}$	$1.59(1+1.40\zeta)^{0.46}$	$1.19(1+1.76\zeta)^{0.16}$	—	—	—
Fortuniak等(2013)	$2.18(1-1.62\zeta)^{1/3}$	$1.79(1-3.75\zeta)^{1/3}$	$1.20(1-1.15\zeta)^{1/3}$	$2.19(1+1.03\zeta)^{1/3}$	$1.72(1+1.88\zeta)^{1/3}$	$1.29(1+0.45\zeta)^{1/3}$	42	1.9	11.0
—Narutowicza	$2.21(1-0.94\zeta)^{0.43}$	$1.74(1-6.18\zeta)^{0.28}$	$1.21(1-0.88\zeta)^{0.43}$	$2.36(1+1.15\zeta)^{0.43}$	$2.36(1+1.15\zeta)^{0.39}$	$2.36(1+1.15\zeta)^{0.37}$	—	—	—
Al-Jiboori等(2002)	$1.75(1-1.80\zeta)^{1/3}$	$1.60(1-2.10\zeta)^{1/3}$	$1.22(1-1.05\zeta)^{1/3}$	$1.76(1+2.39\zeta)^{1/3}$	$1.60(1+1.96\zeta)^{1/3}$	$1.22(1+1.05\zeta)^{1/3}$	47/140/280	*	**
Quan和Hu(2009)	$2.03(1-0.50\zeta)^{1/3}$	$1.70(1-1.05\zeta)^{1/3}$	$1.33(1-1.20\zeta)^{1/3}$	$1.96(1+2.07\zeta)^{1/3}$	$1.80(1+1.78\zeta)^{1/3}$	$1.42(1+0.54\zeta)^{1/3}$	47	—	—
Roth(2000)	$1.98(1-0.33\zeta)^{0.56}$	$1.64(1-2.84\zeta)^{0.30}$	$1.12(1-2.48\zeta)^{0.33}$	—	—	—	—	—	—

a) *, z_0 值在0°~90°扇区为4.0m, 90°~180°扇区为4.5m, 270°~360°扇区为3.1m. **, d 值在0°~90°扇区为23m, 90°~180°扇区为26m, 270°~360°扇区为18m

拟合方式的结果十分相似(拟合的决定系数差异小于5%), 仅在极稳定条件($\zeta > 10$)下存在比较明显的差异, 考虑到此时供拟合的数据点较少, 差异处于可接受的范围内. 垂直风速 σ_w/u_* 的拟合效果最优, σ_w/u_* 离散度最大, 这是由于垂直方向的气流能够更快的适应地形的变化, 地形对三维风速的影响主要体现在水平方向上, 有学者提出应使用边界层高度作为 σ_w/u_* 的尺度量(Panofsky等, 1977). 为了方便对比, 图3~5中给出了观测高度相近时城市和乡村下垫面的观测结果. 不同城市拟合系数的差异反映了观测地点的局地影响. 稳定条件下, 本文在47m的拟合结果小于Pahlow等(2001)在乡村下垫面的研究结果, 说明在粗糙下垫面风速无量纲标准差小于平坦下垫面, 这与Nordbo等(2013)的研究一致. 莫宁-奥布霍夫相似理论认为, 稳定条件下 σ_i/u_* 应为常数, 但实际的观测结果并不如此, 这是因为极度稳定的条件下, 湍流已经不占主导作用(摩擦速度很小), 但在中尺度运动如重力波的影响下, 风速的方差并未显著减小(Pahlow等, 2001), 所以 σ_i/u_* 依然随稳定度的增加而增大.

本文尝试通过拟合的决定系数比较局地相似理论在城市下垫面不同高度的适用性. 47m三维风速 u, v, w 在不稳定(稳定)条件下固定1/3次方拟合的决定系数为(所有拟合均在 $P < 0.01$ 的条件下进行): 0.36(0.45)、0.57(0.51)、0.81(0.51), 140m为: 0.30(0.44)、0.44(0.46)、0.76(0.42), 280m为: 0.21(0.27)、0.39(0.44)、0.49(0.41). 不稳定和稳定条件下拟合的决定系数并无显著差异. 47和140m拟合的决定系数均较大, 说明局地相似理论在城市近地层针对三维风速的适用性较强, 而280m的决定系数小于其他两层, 这可能是由于280m处于城市混合层, 受到一些低频运动影响了局地相似理论的适用性. 图5中同时给出了47和140m的拟合曲线. 可以看出, 在不稳定和稳定条件下, 47m的无量纲风速标准差最大, 140m次之, 280m最小, 从拟合系数上看, 式(1)中 b 的绝对值决定了无量纲标准差随稳定度增加的快慢, 47、140、280m高度 b 的绝对值依次减小, 因此无量纲风速标准差随高度递减. 三层观测高度的差别说明高度是城市下垫面无量纲风速标准差的影响因子之一, 城市边界层垂直分层的不同特征, 使局地相似理论在城市下垫面不同高度的适用性并不相同, 这表明了在城市下垫面采用局地相似理论的必要性.

3.3 标量的无量纲标准差

已有研究表明, 标量(温度、CO₂浓度和水汽浓度)与三维风速的整体湍流特征并不相同. 过去的研究一般将温度标准差与局地稳定度的关系表示为(Wyngaard等, 1971):

$$\sigma_T/T_* = B(-\zeta)^C, \quad (2)$$

对温度采取与风速相同的拟合方法, 即不稳定条件下指数固定为-1/3, 稳定条件下同时进行-1/3次方及指数自由拟合. 图6a和b、7a和b、8a和b分别给出了47、140、280m无量纲温度标准差随局地稳定度的变化. 其他城市边界层在相近观测高度下取得的拟合结果见表3. 在半对数坐标系中, σ_T/T_* 的绝对值均随不稳定度和稳定度的增加以指数率减小. 不稳定条件下符合-1/3次方率; 稳定条件下两种拟合方式的决定系数差异较小, 但拟合系数差异显著, 因此并不能确定稳定条件下是否符合-1/3次方律. 大气层结趋于近中性时温度无量纲标准差的增大明显加快, 这是因为大气近中性时与热通量相关的温度尺度 T_* 几乎为0, 而边界层内的非平稳性导致温度的方差并不为0(Moriwaki和Kanda, 2006), 从而造成 σ_T/T_* 在近中性条件下的增大. 这就说明, 当热通量极小时, 并不适宜以 T_* 作为温度的尺度量.

47m不稳定条件下的拟合系数与Fortuniak等(2013)及Quan和Hu(2009)的研究结果较为相似, 但在稳定条件下存在差异. 140m的拟合方程在不稳定及稳定条件下均大于Wood等(2010)在伦敦190m塔的结果, 说明标量的无量纲标准差与观测站点的位置有关. 图8a和b给出了三层无量纲温度标准差随稳定度的关系, 无量纲温度标准差与观测高度有关, 47m最大, 140m次之, 280m最小, 即无量纲温度标准差在城市下垫面随高度递减, 这可能是由于 T_* 与 u_* 成反比, 无量纲温度标准差与 u_* 成正比, 而摩擦速度 u_* 随高度递减. 城市边界层中温度与三维风速随高度变化的关系相反, 体现了标量与三维风速的湍流统计特征并不相同.

与温度 T 相比, CO₂和水汽浓度的湍流统计特征在城市下垫面研究较少. 图6c~f、7c~f、8c~f分别给出了47、140、280m无量纲CO₂和水汽浓度随局地稳定度的变化. 无量纲CO₂和水汽浓度标准差在不稳定条件下均随不稳定度的减小以指数率增加, 当 $-\zeta$ 趋于0时趋近于常数, 稳定条件下与局地稳定度无关, 维持常

图6 47m标量 T ((a)和(b))、 CO_2 ((c)和(d))、 q ((e)和(f))无量纲标准差与局地稳定度的关系

图7 140m标量 T ((a)和(b))、 CO_2 ((c)和(d))、 q ((e)和(f))无量纲标准差与局地稳定度的关系

图8 280m标量 T (a)和(b)、 CO_2 (c)和(d)、 q (e)和(f)无量纲标准差与局地稳定度的关系

数不变,这与温度 T 的湍流统计特征存在明显差异。

CO_2 和水汽浓度的拟合方程形式与三维风速相同,但不稳定条件下指数 C 固定为 $-1/3$,拟合系数见表3。不稳定条件下无量纲 CO_2 和水汽浓度满足 $-1/3$ 次方率。47m的拟合结果与Fortuniak等(2013)的结果相近而与Quan和Hu(2009)有所差异。稳定条件下47、140、280m无量纲 CO_2 浓度的常值分别为:4.55、5.26、5.30,大于波兰罗兹两个站点的均值3.7(Fortuniak等, 2013)和芬兰赫尔辛基的三个站点均值2.74(Nordbo等, 2013);无量纲水汽浓度的常值分别为:3.85、4.37、4.50,小于波兰罗兹两个站点的均值7.7(Fortuniak等, 2013)和芬兰赫尔辛基的三个站点均值2.53(Nordbo等, 2013)。不同城市站点拟合系数的差异,不仅与具体观测站点的位置有关,还可能受到城市下垫面 CO_2 和水汽排放不均匀性的影响。

与三维风速和温度相比, CO_2 和水汽浓度拟合的离散程度明显偏大。47、140、280m无量纲 CO_2 和水汽浓度在不稳定条件下固定指数的拟合决定系数分别为0.14、0.07、0.12、0.05、0.04、0.04,即局地相似理论对无量纲 CO_2 和水汽浓度的适用性较弱。与三维风

速和温度相似的是,280m高度的拟合系数小于47和140m。说明局地相似理论在城市混合层的适用性相对较弱。图8中同时给出了三层高度的拟合曲线。47m的无量纲 CO_2 和水汽浓度标准差小于140m,280m最大。即无量纲 CO_2 和水汽浓度随高度增大。 CO_2 和水汽浓度的尺度量与局地摩擦速度成反比,47、140、280m的局地摩擦速度递减,因此无量纲 CO_2 和水汽浓度标准差随高度增大。

3.4 湍流传输系数

通常采用湍流相关系数研究湍流传输的效率,并将其定义为(Roth和Oke, 1995)

$$r_{wT} = \overline{wT'} / \sigma_w \sigma_T, \quad (3)$$

式中,上划线代表时间平均, w 代表垂直风速, T 代表温度, r_{wT} 表示热量的湍流传输效率。湍流相关系数取值在 -1 (完全负相关)至 1 (完全正相关)之间,当相关系数为0时表示参数间不存在相关关系。

图9a和b给出了热量传输系数与局地稳定度的关系。可以看出,在较不稳定条件下($\zeta < -1.2$),47、140、

表3 标量无量纲标准差与稳定度因子的相似关系表达式

	$-\sigma_T/T^*(\zeta<0)$	$-\sigma_{\text{CO}_2}/\text{CO}_2^*(\zeta<0)$	$-\sigma_q/q^*(\zeta<0)$	$\sigma_T/T^*(\zeta>0)$	$\sigma_{\text{CO}_2}/\text{CO}_2^*(\zeta>0)$	$\sigma_q/q^*(\zeta>0)$
本文(47m)	$1.25(-\zeta)^{-1/3}$	$4.77(1-9.70\zeta)^{-1/3}$	$4.20(1-10.80\zeta)^{-1/3}$	$1.60(\zeta)^{-1/3}$	-4.41	-3.79
	-	-	-	$2.05(\zeta)^{-0.26}$	-	-
本文(140m)	$2.33(-\zeta)^{-1/3}$	$3.60(1-2.45\zeta)^{-1/3}$	$6.07(1-3.27\zeta)^{-1/3}$	$4.13(\zeta)^{-1/3}$	-5.18	-4.33
	-	-	-	$3.18(\zeta)^{-0.44}$	-	-
本文(280m)	$3.65(-\zeta)^{-1/3}$	$7.40(1-4.59\zeta)^{-1/3}$	$8.95(1-2.16\zeta)^{-1/3}$	$4.78(\zeta)^{-1/3}$	-5.19	-4.47
	-	-	-	$4.42(\zeta)^{-0.42}$	-	-
Wood等(2010)	$1.40(-\zeta)^{-1/3}$	-	-	$3.41(\zeta)^{-0.18}$	-	-
Quan和Hu(2009)	$1.50(-\zeta)^{-1/3}$	$1.07(1-2.71\zeta)^{-1/3}$	$2.2(1-1.52\zeta)^{-1/3}$	$3.0(\zeta)^{-1/3}$	-	-
Fortuniak等 (2013)	$1.60(-\zeta)^{-1/3}$	$3.6(1-5.5\zeta)^{-1/3}$	$9.0(1-55.0\zeta)^{-1/3}$	$4.18+\zeta^{-0.69}$	-6.2	-3.7
	$1.61(-\zeta)^{-1/3}$	-	$7.2(1-31.1\zeta)^{-1/3}$	$3.60+0.13\zeta^{-0.74}$	-9.2	-

280m的热量传输系数逐渐趋于稳定,分别维持在0.3、0.39、0.42左右.随着大气趋于近中性,温度的梯度急剧减小,热量传输几乎消失,湍流传输系数接近于0.稳定条件下热量传输系数随稳定度而增大,在较稳定条件下($\zeta>1$)三层均维持在0.2左右.140与280m在不稳定条件下结果与Wood等(2010)在伦敦190m塔取得的0.4十分接近,小于Moriwaki和Kanda(2006)在日本东京城市住宅区的试验结果(0.35~0.6).稳定条件下($10>\zeta>1$)本文三层的结果均与Wood等(2010)的研究结果相近.除了局地稳定度外,观测高度也是影响热量传输系数的因子.47m的热量传输系数大于140m,280m最小,即热量的传输效率在47m最大,并随高度递减,这可能是由于低层较强的湍流混合加强了热量的传输.

湍流相对传输系数可以进行不同气象要素(u 、 T 、 CO_2 、 q)传输机制的对比,并与湍流的无量纲标准差有关: $-\frac{r_{wT}}{r_{uw}} = \frac{\sigma_u/u_*}{\sigma_T/T_*}, -\frac{r_{wT}}{r_{wq}} = \frac{\sigma_q/q_*}{\sigma_T/T_*}, -\frac{r_{wT}}{r_{wc}} = \frac{\sigma_c/c_*}{\sigma_T/T_*}$.

图9给出了热量相对于动量、 CO_2 和水汽的相对传输系数随局地稳定度的变化.当 $r_{wT}/r_{uw}(r_{wc}、r_{wq})>1$ 时表示热量传输效率要高于动量(CO_2 、水汽).如果莫宁-奥布霍夫相似理论适用,即温度和 CO_2 、水汽的湍流传输机制是相同的,那么应该存在 $r_{wT}=r_{wc}=r_{wq}$.由图可以看出,不稳定条件下热量的传输系数大于动量、 CO_2 和水汽,近中性条件下热量的传输系数最小.在芬兰赫尔辛基城市下垫面,温度在不稳定条件下传输效率大于 CO_2 和水汽,和本文的结果一致,但具体的相对湍流传输系数有些差异(Nordbo等, 2013).在日本

东京的研究结果并未发现不稳定条件下($-0.6<\zeta<0$)热量/ CO_2 和热量/水汽的相对传输系数与稳定度有关,并且热量的传输系数始终大于 CO_2 和水汽(Moriwaki和Kanda, 2006),这与本文的结果并不相同.稳定条件下热量的传输系数大于动量、 CO_2 和水汽,随着稳定度的减小,在近中性条件下热量的传输系数最小.尽管稳定层结下的相对湍流传输系数与不稳定层结基本呈镜面对称,但具体数值小于不稳定层结.这一情况与在赫尔辛基的研究结果相似(Nordbo等, 2013),但他们的研究表明稳定条件下热量的相对传输系数始终小于 CO_2 和水汽,与本文结果不同.

可以看出,城市下垫面标量的传输具有非相似性,主要的原因有两个:第一,温度是主动标量而 CO_2 和水汽是被动标量,即热通量接近于0的时候温度的方差并不为0,因此导致在近中性条件下热量的传输效率小于 CO_2 和水汽.第二,标量在城市下垫面源、汇的分布是非均一的,当气体来源不均时,会导致气体浓度的方差增大而与垂直速度的协方差却并不一定增大(Weaver, 1990).因此在城市下垫面并不能将热量的传输简单地推广到 CO_2 和水汽.

除不稳定条件下的热量/水汽的相对传输系数外,低层的相对传输系数($|r_{wT}/r_{uw}|$ 、 $|r_{wT}/r_{wc}|$ 、 $|r_{wT}/r_{wq}|$)总是大于高层,即热量相对于水平风速 u 、 CO_2 和水汽的相对传输系数随高度递减.总的来说,对于温度传输效率及温度相对于水平速度、 CO_2 和水汽浓度的相对传输效率,局地稳定度和观测高度均为影响其大小的因子.

图9 热量((a)和(b))相关系数, 以及热量/动量((c)和(d))、热量/水汽((e)和(f))、热量/CO₂((g)和(h))相对传输系数随局地稳定度的变化
虚线表示 $y=1$

4 结论

北京325m气象塔47、140、280m三层高度上2008年1月1日至2012年12月31日共5年的湍流观测资料, 是目前国际上城市下垫面最长的湍流观测序列之一。三

层高度可分别代表城市粗糙子层、惯性层和混合层的湍流特征。本文基于此观测资料, 讨论了城市下垫面湍流输送特征, 包括无量纲三维风速、温度、CO₂和水汽浓度标准差, 热量传输系数以及标量间湍流相对传输系数, 验证了局地相似理论在城市下垫面的适

用性. 无量纲三维风速、温度、 CO_2 和水汽浓度标准差在自由对流条件下符合 $\pm 1/3$ 次方率, 近中性条件除温度外均维持常数不变, 稳定条件下被动标量(CO_2 和水汽)不随稳定度变化, 三维风速和温度随稳定度增大. 本文观测结果显示, 稳定条件下无量纲三维风速标准差在式(1)中的指数也可以设置为 $1/3$. 近中性层结下热量的传输效率小于动量、 CO_2 和水汽, 不稳定和稳定条件下热量的传输效率最大, 城市下垫面的标量传输具有非相似性. 因此城市下垫面间接测量通量(如空气动力学和波文比法)的基本假设并不成立.

城市下垫面湍流输送特征的不同, 会受到观测高度的影响. 基于局地相似理论的局地尺度量可以适用于城市复杂下垫面, 但在不同高度上的适用程度有所差别, 280m处于城市混合层之内可能受到一些低频运动的干扰, 拟合的决定系数低于47和140m, 即局地相似理论在城市混合层内的适用性要弱于城市近地层. 无量纲三维风速标准差在近中性条件下维持常数, 随高度增大; 不稳定和稳定条件下, 无量纲标准差在低层增加较快, 随高度减小. 无量纲温度、 CO_2 和水汽浓度标准差在整个稳定度范围内随高度增大. 除不稳定条件下的热量/水汽的相对传输系数外, 低层的相对传输系数($|r_{wT}/r_{uw}|$ 、 $|r_{wT}/r_{wc}|$ 、 $|r_{wT}/r_{wq}|$)总是大于高层, 即热量相对于水平风速 u 、 CO_2 和水汽的传输系数随高度递减.

参考文献

- 李倩, 刘辉志, 胡非, 洪钟祥, 李爱国. 2003. 城市下垫面空气动力学参数的确定. 气候与环境研究, 8: 443–450
- 刘辉志, 洪钟祥. 2002. 北京城市下垫面边界层湍流统计特征. 大气科学, 26: 241–248
- 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
- Al-Jiboori M H. 2008. Correlation coefficients in urban turbulence. *Bound-Layer Meteorol*, 126: 311–323
- Al-Jiboori M H, Xu Y M, Qian Y F. 2002. Local similarity relationships in the urban boundary layer. *Bound-Layer Meteorol*, 102: 63–82
- Arnfield A J. 2003. Two decades of urban climate research: A review of turbulence, exchanges of energy and water, and the urban heat island. *Int J Climatol*, 23: 1–26
- Businger J A, Wyngaard J C, Izumi Y, Bradley E F. 1971. Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J Atmos Sci*, 28: 181–189
- Chang S, Huynh G, Tofsted D. 2009. Turbulence characteristics in Oklahoma City measured from a 83-meters pseudo tower. In English symposium on the urban environment, Phoenix, Arizona, January 12–15
- Dyer A J, Bradley E F. 1982. An alternative analysis of flux-gradient relationships at the 1976 ITCE. *Bound-Layer Meteorol*, 22: 3–19
- Foken T, Wichura B. 1996. Tools for quality assessment of surface-based flux measurements. *Agric For Meteorol*, 78: 83–105
- Fortuniak K, Pawlak W, Siedlecki M. 2013. Integral turbulence statistics over a central European city centre. *Bound-Layer Meteorol*, 146: 257–276
- Grimmond C S B, Oke T R. 1999. Aerodynamic properties of urban areas derived from analysis of surface form. *J Appl Meteorol*, 38: 1262–1292
- Kaimal J C, Finnigan J J. 1994. Atmospheric Boundary Layer Flows: Their Structure and Measurement. Oxford: Oxford University Press. 213–214
- Liu H Z, Feng J W, Järvi L, Vesala T. 2012. Four-year (2006–2009) eddy covariance measurements of CO_2 flux over an urban area in Beijing. *Atmos Chem Phys*, 12: 7881–7892
- Moriwaki R, Kanda M. 2006. Local and global similarity in turbulent transfer of heat, water vapour, and CO_2 in the dynamic convective sublayer over a suburban area. *Bound-Layer Meteorol*, 120: 163–179
- Nieuwstadt F T M. 1984. The turbulent structure of the stable, nocturnal boundary layer. *J Atmos Sci*, 41: 2202–2216
- Nordbo A, Järvi L, Haapanala S, Moilanen J, Vesala T. 2013. Intra-city variation in urban morphology and turbulence structure in Helsinki, Finland. *Bound-Layer Meteorol*, 146: 469–496
- Pahlow M, Parlange M B, Porté-Agel F. 2001. On monin obukhov similarity in the stable atmospheric boundary layer. *Bound-Layer Meteorol*, 99: 225–248
- Panofsky H A, Tennekes H, Lenschow D H, Wyngaard J C. 1977. The characteristics of turbulent velocity components in the surface layer under convective conditions. *Bound-Layer Meteorol*, 11: 355–361
- Quan L H, Hu F. 2009. Relationship between turbulent flux and variance in the urban canopy. *Meteorol Atmos Phys*, 104: 29–36
- Rotach M W. 1993. Turbulence close to a rough urban surface part II: Variances and gradients. *Bound-Layer Meteorol*, 66: 75–92
- Rotach M W. 1999. On the influence of the urban roughness sublayer on turbulence and dispersion. *Atmos Environ*, 33: 4001–4008
- Roth M. 2000. Review of atmospheric turbulence over cities. *Q J R Meteorol Soc*, 126: 941–990
- Roth M, Oke T R. 1995. Relative efficiencies of turbulent transfer of heat, mass, and momentum over a patchy urban surface. *J Atmos Sci*, 52: 1863–1874
- Shao Y P, Hacker J M. 1990. Local similarity relationships in a horizontally inhomogeneous boundary layer. *Bound-Layer Meteorol*, 52:

17–40

- Sorbjan Z. 1986. On similarity in the atmospheric boundary layer. [Bound-Layer Meteor](#), 34: 377–397
- United Nations. 2014. World Urbanization Prospects: The 2014 Revision, Highlights. New York: United Nations
- 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 L, Li D, Gao Z D, Sun T, Guo X F, Bou-Zeid E. 2014. Turbulent transport of momentum and scalars above an urban canopy. [Bound-Layer Meteor](#), 150: 485–511
- Weaver H L. 1990. Temperature and humidity flux-variance relations determined by one-dimensional eddy correlation. [Bound-Layer Meteor](#), 53: 77–91
- Webb E K, Pearman G I, Leuning R. 1980. Correction of flux measurements for density effects due to heat and water vapour transfer. [Q J R Met Soc](#), 106: 85–100
- 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
- Wilson J D. 2008. Monin-obukhov functions for standard deviations of velocity. [Bound-Layer Meteor](#), 129: 353–369
- Wood C R, Lacser A, Barlow J F, Padhra A, Belcher S E, Nemitz E, Helfter C, Famulari D, Grimmond C S B. 2010. Turbulent flow at 190 m height above London during 2006–2008: A climatology and the applicability of similarity theory. [Bound-Layer Meteor](#), 137: 77–96
- Wyngaard J C, Cote O R, Izumi Y. 1971. Local free convection, similarity, and the budgets of shear stress and heat flux. *J Atmos Sci*, 28: 1171–1182