论文

城市地表潜热通量数值模拟方法研究

苗世光^{①*}, Fei CHEN^②

① 中国气象局北京城市气象研究所, 北京 100089;

② National Center for Atmospheric Research, Boulder, CO 80307-3000, USA

* E-mail: sgimiao@ium.cn

收稿日期: 2013-05-24; 接受日期: 2013-08-09; 网络版发表日期: 2014-04-11

国家科技支撑计划课题(编号: 2012BAC22B00)、国家自然科学基金项目(批准号: 41175015)和公益性行业(气象)科研专项(编号: GYHY200906026)资助

摘要 近年来, 中尺度气象模式中城市建筑物影响的数值模拟方法日趋完善, 城市地表潜热通量数值模拟方法是目前城市地气耦合研究面临的瓶颈问题之一. 采用北京 325 m 气象塔 140 m 高度处的能量平衡观测资料, 用陆面-单层城市冠层耦合模式进行了一年连续的离线模拟. 根据模式对城市下垫面潜热通量模拟的系统性误差较大的特点, 基于观测资料研究了城市下垫面潜热通量的数值模拟方法. 采用观测分析与城市陆面模式相结合的方法, 求出了城市中绿地的绿洲效应系数、城市不透水下垫面水份有效率的时间变化公式以及人为潜热排放的日变化曲线和四季最大值, 可直接应用于城市陆面模式, 有效提高了模式的整体模拟性能. 该方法对其他城市地区有一定的参考意义.

关键词城市
地表能量平衡
潜热通量
数值模拟
陆面模式
城市冠层模式

城市下垫面对大气的影晌是当前边界层气象学和天气、气候研究共同关注的热点问题之一. 城市的出现和城市的不断扩大, 使得密集的建筑物和道路等不透水下垫面取代了自然的地表面, 改变了地表能量平衡和边界层结构特征, 形成了城市热岛、干岛、混浊岛和雨岛等独特的城市气候特征, 并导致大气环境的恶化, 直接影响人们的日常生活(汪光焘等, 2005).

近年来, 国际上陆续开展了一些城市地表能量平衡和边界层结构的研究计划(Mestayer 等, 2005; Rotach 等, 2005; Allwine 和 Flaherty, 2006; Chen 等, 2011b), 其研究的核心问题是城市冠层的热动力效应及其数值模拟方法, 即城市陆面模式. 王咏薇等(2008)和蒋维楣等(2009)回顾了大气数值模式中城市

效应参数化方案、城市陆面过程与边界层结构领域的研究进展, 并指出: 目前, 由于冠层模式中涉及的物理过程十分复杂, 冠层模式还有待进一步完善, 此外冠层方案的验证工作, 尤其是应用城市地表能量平衡观测资料进行的验证工作还应该进一步深入开展. 2011 年 7 月 12~15 日在北京举行的“城市气象观测与模拟国际研讨会”亦指出: 城市建筑物与植被的相互作用及城市水文过程是城市冠层模式未来的重点研究方向(王迎春等, 2012; Chen 等, 2012).

“国际城市地表能量平衡模式比较计划”通过 33 个城市地表能量平衡模式模拟与观测结果的对比分析研究表明(Grimmond 等, 2010, 2011): 总体而言, 这些模式方案对净辐射的模拟效果最好, 但是均存在严重高估地表感热通量、低估地表潜热通量的问题,

中文引用格式: 苗世光, Chen F. 2014. 城市地表潜热通量数值模拟方法研究. 中国科学: 地球科学, 44: 1017-1025

英文引用格式: Miao S G, Chen F. 2014. Enhanced modeling of latent heat flux from urban surfaces in the Noah/single-layer urban canopy coupled model. Science China: Earth Sciences, doi: 10.1007/s11430-014-4829-0

对地表潜热通量的模拟效果最差(均方根误差的系统性分量大于其随机分量)。数值模拟中,城市地表潜热通量的低估,使地表温度偏高,地表感热通量偏大,垂直混合增强,边界层增高,直接影响城市地区近地面气象要素、边界层结构和降水的模拟精度。因此,城市地表潜热通量数值模拟方法是目前城市地气耦合研究面临的瓶颈问题之一。其原因是,城市地区的水循环过程与自然下垫面明显不同(Welty, 2009),主要表现在:城市中的绿化浇水、道路洒水和生产生活用水等水源增加了人为水汽的排放(Moriwaki 等, 2008),排水系统等水汇的变化,城市中植被的绿洲效应(即城市中的植被受周围不透水地表的影响,蒸散较自然下垫面中的植被大)(Hagishima 等, 2007)等。这些过程通过城市地气相互作用影响城市地表能量平衡、大气边界层结构和城市地区的天气、气候特征。例如,近年来频繁出现的城市暴雨洪涝灾害就与城市地气相互作用、城市水文过程等密切相关(Miao 等, 2011)。

近年来,中尺度气象模式中城市建筑物影响的数值模拟方法日趋完善(Chen 等, 2011a; Loridan 等, 2010),科学家们开始关注城市地区植被的影响及地表潜热通量数值模拟方法。Lee(2011)发展了一个包含城市中人工地表、植被及其光合作用影响的城市冠层模式。Ryu 等(2011)发展的城市冠层模式中考虑了城市地表积水的影响(屋顶和道路最大积水深度设为 1 mm)。Thatcher 等(2012)在城市冠层模式中引入简化的大叶模式处理城市街谷中植被的影响。Kotthaus 等(2012)通过城市地表能量平衡观测,分析了建筑物尺度上感热和潜热通量中人为源的贡献。然而,尚缺少基于城市地表能量平衡观测分析的城市地表潜热通量数值模拟方法研究,以改进城市陆面模式。

苗世光等(2012)采用位于北京市北三环与北四环之间的 325 m 气象塔 47, 140, 280 m 三层高度上 2009 年 7 月 1 日至 2010 年 6 月 30 日一年的涡动相关观测资料,分析了该区域城市复杂下垫面的地表能量平衡特征。研究表明:该观测结果代表了处在暖温带半湿润大陆性季风气候区的我国城市所特有的地表能量平衡特征。为了发展适合于我国城市特点的陆面模式,尤其是改进城市地区的水循环过程参数化,为改善城市精细数值天气预报提供研究基础,本文采用该观测试验中 140 m 高度处的能量平衡观测资料,用陆面-单层城市冠层耦合模式 Noah/

SLUCM(Single-Layer Urban Canopy Model)(Chen 等, 2011a)进行了离线模拟和模式验证,并基于观测资料研究了城市下垫面潜热通量的数值模拟方法。

1 Noah/SLUCM 模式及模拟试验设计

Noah 陆面模式(Chen 和 Dudhia, 2001)是一个一维陆面模式,用来描述土壤湿度、土壤温度、地表温度、雪深、雪水当量、冠层水含量以及地表能量和水分通量,主要在土壤热传导率的计算、积雪的覆盖、积雪的密度及最大积雪反照率的数据库、雪盖下土壤热通量的处理和积雪粗糙长度的计算方面作了较大的改进(Barlage 等, 2010)。Noah 陆面模式已经在 2002 年与 WRF(Weather Research and Forecasting)模式耦合,2006 年夏季 Noah 陆面模式在美国国家环境预报中心(NCEP)的 WRF/NMM(Nonhydrostatic Mesoscale Model)模式系统和美国空军天气局(AFWA)的 WRF/ARW(Advanced Research WRF)模式系统中的业务运行是该陆面模式发展过程中的重要里程碑。同时, WRF/Noah 耦合模式系统在大气科学研究领域亦得到广泛应用。

近年来,为满足城市地区精细天气预报和空气质量预报的迫切需求, WRF/Noah 模式系统中开展了城市冠层模式的发展工作(Chen 等, 2011a)。其中,在 Kusaka 等(2001)基础上发展的单层城市冠层模式(SLUCM)以计算量小、易于离线运行等优点,成为进行城市陆面过程模拟的首选方案。SLUCM 在地表能量平衡和风切变计算中考虑了城市建筑物形态特征的影响,主要包括:(1) 二维街渠参数,(2) 建筑物对辐射的反射和遮蔽,(3) 街渠方向和太阳高度角日变化,(4) 八种街渠方向的考虑,(5) Inoue 冠层模式,(6) 用多层热传导方程计算屋顶/墙壁/道路内部温度,(7) 道路蒸发径流模式。WRF/Noah/SLUCM 模式系统已应用于北京城市热岛效应、边界层结构及城市化对降水影响研究中,取得了良好的效果(Miao 和 Chen, 2008; Miao 等, 2009, 2011)。

由北京市 1:2000 比例尺地形图矢量数据可知,北京 325 m 气象塔周边城市冠层厚度(即建筑物高度)约为 70 m。由粗糙子层(Roughness Sublayer)厚度约为建筑物高度的 2~3 倍及观测分析可知,北京 325 m 气象塔 140 m 高度基本处于常值通量层(苗世光等, 2012)。因此该高度上的能量平衡观测可用来检验城

市陆面模式的模拟性能. 本研究中, 采用该观测试验的气象要素(温/压/湿/风/降水)和向下长波、短波辐射(半小时均值), 来驱动单点的、一维(垂直方向) Noah/SLUCM 陆面模式, 并检验其对城市地表能量平衡各分量的模拟效果. 模拟时间为 2009 年 7 月 1 日 00 时至 2010 年 7 月 1 日 00 时(北京时, 下同), 共 365 天.

这里, 主要进行了 5 个模拟试验(表 1). 第 1 个为对照试验(Case 0), 采用了北京 325 m 气象塔周边 20 km×20 km 范围内(该范围大致对应于中性稳定条件下, 140 m 高度处湍流通量的 90%源区)的用地和建筑物信息(苗世光等, 2012). 其余试验为在此对照试验基础上的改进试验(Case 1~4). 每一个改进试验均为在前一项改进的基础上进行的.

2 对照试验模拟结果检验(Case 0)

对照试验模拟结果与观测比较如图 1(a)和表 2 所示. 各通量模拟值与观测值的平均绝对偏差(MAE)及均方根误差(RMSE)中, 储热最大, 其次即为感热通量和潜热通量. 感热通量和潜热通量的平均偏差(MBE)分别为 13.20 和 -14.50 W m⁻², 偏差最大. 各通

量的 RMSE 中, 潜热通量的系统性均方根误差(RMSEs)(39.43 W m⁻²)明显大于非系统性均方根误差(RMSEu)(16.44 W m⁻²). 可见, 潜热通量模拟的误差主要来源于系统性误差, 由模拟值与观测值的散点图(图略)亦可看出这一点. 这表明, 该模式中对潜热通量相关物理过程的描述不够准确. 这与 Grimmond 等开展的国际城市能量平衡模式比较研究得出的结论是一致的, 即现有的城市地表能量平衡模式(或城市陆面模式)对地表潜热通量的模拟能力最差(Grimmond 等, 2010, 2011). 因此, 本文针对城市地表潜热通量数值模拟方法, 从四个方面对模式进行了改进.

3 城市下垫面潜热通量模拟的改进(Case 1~4)

本研究针对现有城市地表能量平衡模式水循环过程参数化的缺陷, 主要从城市中绿地的浇水、绿洲效应、城市不透水下垫面的潜热通量、以及人为潜热排放四个方面, 改进 Noah-SLUCM 模式中地表潜热通量的模拟方法. 改进后的地表能量平衡方程, 以及潜热通量和人为潜热排放的计算方法见公式(1)~(7).

$$Q^* + Q_{ALH} = Q_H + Q_E + Q_S. \tag{1}$$

$$Q_E = (Q_{EV} \times \alpha_{oasis}) \times (1 - f_{urb}) + Q_{EU} \times f_{urb}. \tag{2}$$

$$Q_{EU} = R \times Q_{ER} + 2 \times HGT \times Q_{EW} + (1 - R) \times Q_{EG}. \tag{3}$$

$$Q_{ER} = \rho \times l \times \beta_R \times (q_{OR}^* - q_C) \times U_C \times C_{HR}. \tag{4}$$

$$Q_{EW} = \rho \times l \times \beta_W \times (q_{OW}^* - q_C) \times U_C \times C_{HW}. \tag{5}$$

$$Q_{EG} = \rho \times l \times \beta_G \times (q_{OG}^* - q_C) \times U_C \times C_{HG}. \tag{6}$$

$$Q_{ALH} = Q_{ALHmax} \times f_{ALH}. \tag{7}$$

表 1 模拟试验列表

试验类别	编号	描述
对照试验	Case 0	采用用地和建筑物信息
改进试验	Case 1	考虑城市中绿地的浇水
	Case 2	考虑城市中绿地的绿洲效应
	Case 3	考虑城市不透水下垫面的潜热通量
	Case 4	考虑人为潜热排放

图 1 模拟与观测地表感热和潜热通量的年平均日变化特征比较
(a) Case 0; (b) Case 4

表 2 不同模拟试验地表能量平衡各分量模拟值与观测值比较的统计量对比^{a)}

编号	Var	MN _o	MN _m	SD _o	SD _m	MBE	MAE	RMSE	RMSEs	RMSEu	IOA	HR	HR_per	<i>a</i>	<i>b</i>	<i>d</i>
Case 0	Q^*	74.05	63.00	201.94	199.95	-11.05	13.40	16.51	11.29	12.05	1.00	0.79	0.77	-10.19	0.99	12.05
	Q_H	31.47	44.67	56.76	61.97	13.20	26.34	40.85	15.29	37.88	0.87	0.81	0.31	17.48	0.86	37.88
	Q_E	26.47	11.97	48.84	20.45	-14.50	24.40	42.73	39.43	16.44	0.61	0.76	0.18	5.38	0.25	16.44
	Q_S	21.57	11.92	149.86	138.28	-9.65	38.11	57.01	23.72	51.84	0.96	0.76	0.71	-6.54	0.86	51.84
	平均值	38.39	32.89	114.35	105.16	-5.50	25.56	39.28	22.43	29.55	0.86	0.78	0.49	1.53	0.74	29.55
Case 1	Q^*	74.05	63.60	201.94	200.30	-10.44	12.87	15.91	10.63	11.84	1.00	0.81	0.78	-9.72	0.99	11.84
	Q_H	31.47	42.60	56.76	59.00	11.14	25.67	39.72	15.32	36.65	0.87	0.81	0.32	16.97	0.81	36.65
	Q_E	26.47	13.47	48.84	23.19	-12.99	24.29	42.23	37.75	18.94	0.63	0.76	0.17	6.21	0.27	18.94
	Q_S	21.57	13.12	149.86	138.86	-8.46	37.79	56.79	22.75	52.03	0.96	0.76	0.71	-5.42	0.86	52.03
	平均值	38.39	33.20	114.35	105.34	-5.19	25.16	38.66	21.61	29.87	0.87	0.79	0.50	2.01	0.73	29.87
Case 2	Q^*	74.05	64.27	201.94	200.97	-9.78	12.28	15.12	9.86	11.46	1.00	0.83	0.79	-9.30	0.99	11.46
	Q_H	31.47	40.85	56.76	56.98	9.39	25.24	39.19	15.66	35.93	0.87	0.82	0.33	16.34	0.78	35.93
	Q_E	26.47	16.02	48.84	28.20	-10.45	24.04	41.28	34.24	23.06	0.68	0.76	0.19	7.22	0.33	23.06
	Q_S	21.57	13.00	149.86	138.36	-8.57	37.74	56.77	23.20	51.81	0.96	0.76	0.72	-5.46	0.86	51.81
	平均值	38.39	33.54	114.35	106.13	-4.85	24.83	38.09	20.74	30.57	0.88	0.79	0.51	2.20	0.74	30.57
Case 3	Q^*	74.05	65.69	201.94	201.23	-8.36	11.12	13.84	8.42	10.99	1.00	0.87	0.81	-7.99	1.00	10.99
	Q_H	31.47	38.65	56.76	56.44	7.18	24.08	38.30	14.67	35.38	0.87	0.83	0.34	14.27	0.77	35.38
	Q_E	26.47	17.07	48.84	29.41	-9.40	24.09	41.30	33.47	24.20	0.69	0.76	0.20	8.01	0.34	24.20
	Q_S	21.57	15.60	149.86	138.24	-5.98	36.86	56.20	22.40	51.55	0.96	0.77	0.73	-2.87	0.86	51.55
	平均值	38.39	34.25	114.35	106.33	-4.14	24.04	37.41	19.74	30.53	0.88	0.81	0.52	2.86	0.74	30.53
Case 4	Q^*								同 Case 3							
	Q_H								同 Case 3							
	Q_E	26.47	26.45	48.84	31.86	-0.01	23.00	39.44	29.95	25.66	0.72	0.77	0.37	16.22	0.39	25.66
	Q_S								同 Case 3							
	平均值	38.39	36.60	114.35	106.94	-1.79	23.77	36.95	18.86	30.90	0.83	0.89	0.81	0.56	0.88	4.91
	Q_{ALH}		9.35		6.63											

a) MN 为平均值, 下标 o 代表观测, 下标 m 代表模拟, SD 为标准差, MBE 为平均偏差, MAE 为平均绝对偏差, RMSE 为均方根误差, RMSEs 为系统性均方根误差, RMSEu 为非系统性均方根误差, IOA 为一致性系数, HR 为以误差绝对值计算的命中率, HR_per 为以误差百分比计算的命中率, *a*, *b* 和 *d* 为计算 RMSEs 和 RMSEu 时模拟值与观测值之间用最小二乘法进行线性拟合的截距、斜率、模拟值与拟合值的标准差(Willmott, 1982). 净辐射 Q^* 、感热通量 Q_H 、潜热通量 Q_E 、储热 Q_S 计算 HR 时的临界值分别为: 20, 40, 30 和 50 W m⁻², 计算 HR_per 时的临界值分别为 30%, 50%, 50%和 50%

表 3 变量列表

变量	含义	变量	含义
Q^*	净辐射	<i>R</i>	归一化屋顶宽度
Q_{ALH}	人为潜热排放	<i>HGT</i>	归一化建筑物高度
Q_H	感热通量	α_{oasis}	城市中绿地的绿洲效应系数
Q_E	潜热通量	ρ	空气密度
Q_S	下垫面(包括人工不透水地表和土壤)热存储(以下简称为储热)	<i>l</i>	水的汽化潜热
Q_{EV}	自然下垫面的潜热通量	$\beta_G(\beta_R, \beta_W)$	道路(屋顶、墙壁)的水份有效率
Q_{EU}	城市不透水下垫面的潜热通量	$q_{oG}^*(q_{oR}^*, q_{oW}^*)$	道路(屋顶、墙壁)的饱和比湿
Q_{ER}	屋顶的潜热通量	q_C	城市冠层比湿
Q_{EW}	墙壁的潜热通量	U_C	城市冠层风速
Q_{EG}	道路的潜热通量	$C_{HG}(C_{HR}, C_{HW})$	道路(屋顶、墙壁)水汽总体输送系数
f_{urb}	城市不透水下垫面百分比	Q_{ALHmax}	人为潜热排放日最大值
		f_{ALH}	人为潜热排放日变化系数

各变量含义如表 3 所列. 公式(1)和(2)中带下划线的项及公式(3)~(7)为新增项, 下面将详细阐述.

3.1 城市中绿地的浇水(Case 1)

考虑到夏季城市中的绿地经常会浇水, 从而改变了土壤的含水量, 进而影响地表潜热通量. 因此, 设定 5~9 月每天下午 06~08 时通过浇水使 0~1 m 土壤(Noah 陆面模式中的第 1~3 层)达到田间持水量(蒸腾不受到抑制的临界土壤湿度).

由表 2 可见, Case 1 模拟的潜热通量均值由 Case 0 的 11.97 W m^{-2} 增大为 13.47 W m^{-2} , 偏差有所减小, RMSE 及 RMSEs 均减小. 其他地表通量中, 对感热通量的改进最明显, 均值减小 2.07 W m^{-2} .

3.2 城市中绿地的绿洲效应(Case 2)

城市中的绿地, 由于处在建筑物等不透水下垫面的包围之中, 在上风向区域较热和较干空气的平流作用下, 植被冠层水份的蒸发和植被的蒸腾均会比均一的自然下垫面时要大(Hagishima 等, 2007). 因此, 城市中绿地的潜热通量要比均一的自然下垫面绿地条件下大, 即城市中绿地的绿洲效应. 为此, 在公式(2)中引入城市中绿地的绿洲效应系数 α_{oasis} . 由于 Q_{EV} 与天气条件相关(晴天时较大、多云时较小), 由公式(2)可见绿洲效应引起的潜热增大量值 $Q_{EV} \times (\alpha_{oasis} - 1)$ 亦与天气条件相关. 此外, 由表 4 可见: Case 1 地表潜热通量模拟值与观测值的偏差亦与天气条件相关(晴天时较大、多云时较小). 因此, 可推测: 该部分与天气条件相关的地表潜热通量模拟偏差是由城市绿地的绿洲效应引起. 下面将采用观测资料分析与数值模拟相结合的方法求出该绿洲效应系数的取值.

以夏季为例, 晴天和多云时潜热通量的观测值与 Case 1 植被部分潜热通量模拟值的差值分别为 29.0 和 22.4 W m^{-2} (表 4). 假设 Noah 陆面模式对植被部分的潜热通量有较准确的模拟, 则该潜热通量模拟的偏差主要来源于随天气条件(晴天、多云)变化的城市绿地绿洲效应潜热通量和不随天气条件变化的人为潜热排放. 为了通过绿洲效应消除该部分与天气条件相关的偏差, 可根据晴天与多云条件下植被部分潜热通量模拟值之差(Δ)及模拟偏差之差($\Delta\Delta$), 定义绿洲效应系数 $\alpha_{oasis} = 1 + \Delta\Delta/\Delta$. 夏季时, 该系数为 1.5. 秋季时该系数为 1.4, 与夏季相当. 冬季植被的潜热通量较小, 可能会增大该系数估算的误差. 春季该系数小于 1, 原因有待进一步分析. 因此参照夏季和秋季的值, 本模拟试验(Case 2)中取 α_{oasis} 为 1.5. 该值与 Hagishima 等(2007)对城市中稀疏植被的实验测量结果是一致的. 由表 2 可见, Case 2 模拟的潜热通量均值增大为 16.02 W m^{-2} , 偏差减小, RMSE 及 RMSEs 均减小. 同时, 地表感热通量的均值减小了 1.75 W m^{-2} . 储热更加偏小, 但是其 RMSE 略有减小.

3.3 城市不透水下垫面的潜热(Case 3)

Kawai 等(2010)通过室外几何相似模型实验(COSMO)研究表明: 城市不透水下垫面(混凝土建筑物和道路)可以吸收降水并在随后的一段时间内有一定的潜热通量. 因此, 潜热通量的观测值与 Case 2 中植被部分潜热通量模拟值之差主要包括城市中不透水下垫面的潜热通量(式(2)中的 Q_{EU})和人为潜热排放(式(1)中的 Q_{ALH}). 由图 2 可见, 夏季城市中不透水下垫面潜热通量的日均值在降水日后面的第一天较大, 随后的约两周内均较小(均值为 7.10 W m^{-2}). 该均值

表 4 四季不同条件下潜热通量的观测值(Q_{EO})、Case 1 植被部分潜热通量模拟值(Q_{EV})及二者差值($Q_{EO}-Q_{EV}$)的日均值

		春季	夏季	秋季	冬季
Q_{EO}	晴天	23.9	65.0	23.2	8.7
	多云	20.7	46.3	18.7	7.2
Q_{EV}	晴天	15.6	36.0	10.6	1.5
	多云	10.3	23.9	7.3	1.3
	$\Delta=(\text{晴天}-\text{多云})$	5.3	12.1	3.3	0.2
$Q_{EO}-Q_{EV}$	晴天	8.3	29.0	12.6	7.2
	多云	10.4	22.4	11.3	5.9
	$\Delta\Delta=(\text{晴天}-\text{多云})$	-2.1	6.6	1.3	1.3
$\alpha_{oasis}=1+\Delta\Delta/\Delta$		0.6	1.5	1.4	7.5

可能来源于交通、空调等人类活动的持续潜热排放。取大于 10 mm 降水日后面第一天水汽有效性等于 1.0, 则小于 10 mm 降水日后面第一天水汽有效性的相对值为 0.5. 采用如下公式来描述道路、屋顶和墙壁的水份有效率 β_G , β_R 和 β_W 随时间的变化(相当于 24 h 减小为 0):

$$\beta_G = \begin{cases} 1.0, R \geq 10 \text{ mm}, & \text{降雨,} \\ 0.5, 0 < R < 10 \text{ mm}, & \\ \beta_{G,0} e^{(-dt/5)}, & \text{无雨,} \end{cases} \quad (8)$$

$$\beta_R = \beta_W = \beta_G,$$

式中, R 为日降水量(mm), dt 为时间步长(h), $\beta_{G,0}$ 为上一时步的 β_G .

由表 2 可见, Case 3 模拟的潜热均值增大为 17.07 W m^{-2} , 偏差减小, RMSE 中的 RMSEs 有所减小. 该项改进使储热均值增大 2.6 W m^{-2} , 感热通量均值减小 2.2 W m^{-2} , 净辐射通量均值增大 1.42 W m^{-2} , 均与观测更接近. 与前两项改进相比, 本项改进对模拟效果的提高更明显.

3.4 人为潜热排放(Case 4)

潜热通量的观测值与 Case 3 模拟值之差的归一化年平均日变化曲线函数如图 3 所示. 由图 3 可见, 在 08~09 时有一个小的高值, 可能与早上繁忙的交通活动有关. 10~16 时持续增大, 16 时以后逐渐减小, 23 时以后快速减小, 该变化与人类活动的规律基本吻合(如空调系统、居民生活排放和汽车尾气排放等), 亦与 Moriwaki 等(2008)给出的东京人为水汽排放日变化情况非常相似. 并且, 该日变化曲线函数的季节

图 2 夏季潜热通量的观测值与 Case 2 植被部分潜热通量模拟值之差随降水日结束后的晴天日数变化

图 3 地表潜热通量的观测值与 Case 3 模拟值之差的归一化年平均日变化曲线函数

假设人为潜热排放 Q_{ALH} , 人为热排放日变化系数

变化不明显(图略). 因此, 假设潜热通量的观测值与 Case 3 模拟值之差为人为潜热排放 Q_{ALH} , 加入到公式(1)中, 取其归一化年平均日变化曲线函数为人为热排放日变化系数 f_{ALH} , 并可计算出 Q_{ALH} 春夏秋冬四季的最大值分别为 $17.0, 41.9, 24.4$ 和 18.0 W m^{-2} . 冬季 Q_{ALH} 主要来源于汽车尾气排放, 数值较小; 夏季空调系统排放了较多的水汽, 因此 Q_{ALH} 最大. 应当注意到, 该差值中除包含人为潜热排放外, 亦包含了地表潜热通量的观测误差和数值模拟误差.

由表 2 可见, Case 4 模拟潜热通量的均值增大为与观测较接近, RMSE 及 RMSEs 均明显减小, RMSEs 略大于 RMSEu. 其他地表通量的各统计量均没有变化.

将 Case 4 与 Case 0 比较可见, 地表能量平衡各分量的 MBE, MAE, RMSE 和 RMSEs 均减小, RMSEu 略有增大, 一致性系数(IOA)、以误差绝对值计算的命中率(HR)(Schlünzen 和 Katzfey, 2003)和以误差百分比计算的命中率(HR_per)均增大. 这里, 命中率(Hit Rate)定义为

$$HR = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m n_i,$$

$$n_i = \begin{cases} 1, & \text{模拟值与观测值之差的绝对值} < A, \\ 0, & \text{模拟值与观测值之差的绝对值} \geq A, \end{cases}$$

其中 m 为观测和模拟数据个数; A 为计算 HR 时的临界值, 即模式精度要求. 因此, 如果模拟值与观测值的偏差均小于 A 则 $HR=1.0$, 如果模拟值与观测值的偏差均大于 A 则 $HR=0.0$. 相应地, HR_{per} 为以误差百分比(模拟值与观测值之差的绝对值除以观测值)计算的命中率. 与偏差及均方根误差相比, HR 和

HR_per 可以考虑观测的不确定性, 是一个更可信的、描述模式总体性能的指标. 感热通量均值明显减小 (6.02 W m^{-2}), 储热均值增大 3.68 W m^{-2} , 净辐射通量均值增大 2.69 W m^{-2} , 均与观测更接近. 在地表潜热通量 RMSE 减小 3.29 W m^{-2} 的同时, 净辐射通量和感热通量的 RMSE 分别减小了 2.67 和 2.55 W m^{-2} , 储热的 RMSE 减小的最少 (0.81 W m^{-2}). 由此可见, 通过城市中绿地的浇水和绿洲效应、城市不透水下垫面的潜热通量、以及人为潜热排放四个方面改进城市地表潜热通量模拟的效果, 使得模式对净辐射、感热通量和储热的模拟效果均有改进.

从地表能量平衡各分量 RMSE 的平均值来看, 4 项改进对模拟结果改善的贡献(各项改进的效果占总效果的百分比)由大到小依次为城市不透水下垫面的潜热通量(29%)、城市中绿地的浇水(26%)、城市中绿地的绿洲效应(25%)和人为潜热排放(20%). 由此可见, 各项改进均有比较重要的贡献.

图 4 为模拟与观测地表热存储和长波辐射导出

图 4 模拟与观测地表热存储 Q_s (a)和长波辐射导出地表温度 TR (b)的年平均日变化比较

地表温度的年平均日变化比较. 由图 4 可见, 改进后, 地表热存储略增大, 与观测更一致, 但是午后开始地表热存储模拟值略偏大. 改进后, 地表温度降低约 0.5° , 但是与观测相比仍然偏高, 尤其在正午前后, 偏高达 5° , 需进一步开展深入研究.

4 试验 4 模拟结果分析(Case 4)

由试验 4 模拟不同条件下地表能量平衡各分量的日变化特征与观测比较及统计分析(图表略)可见: 与观测相比, 夏季和秋季净辐射模拟值偏小的趋势比春季和冬季更明显; 晴天模拟的感热通量偏大; 储热的平均绝对偏差(MAE)较大. 地表能量平衡各分量的平均 RMSE 晴天均比多云时大, 四季中夏季最大、冬季最小. 潜热通量模拟值白天略偏大、夜间略偏小, 其他分量白天、夜间的偏差趋势均一致, 即: 净辐射偏小、感热通量偏大、储热偏小. 白天模拟值与观测值的相关系数和一致性系数均比夜间大, 可见对白天的模拟效果好于夜间. 地表能量平衡各分量模拟值与观测值的一致性均有所提高(表 2 中 b 值更接近于 1).

5 讨论与结论

本文采用北京 325 m 气象塔 140 m 高度处的城市地表能量平衡观测资料, 用 Noah/SLUCM 陆面模式进行了一年连续的离线模拟, 并根据模式对城市下垫面潜热通量模拟的系统性误差较大以及水循环过程参数化的主要缺陷进行了四个方面的改进. 初步得到以下结论.

(1) 采用观测分析与 Noah/SLUCM 陆面模式相结合的方法, 求出了城市中绿地的绿洲效应系数、城市不透水下垫面水份有效率的时间变化公式、以及人为潜热排放的日变化曲线和四季最大值, 可直接应用于城市陆面模式. 该方法对其他城市地区有一定的参考意义.

(2) 通过城市中绿地的浇水和绿洲效应、城市不透水下垫面的潜热通量以及人为潜热排放四个方面改进 Noah/SLUCM 陆面模式地表潜热通量的模拟, 使得模式对净辐射通量、感热通量和储热的模拟效果均有改进. 可见, 本文提出的对地表潜热通量四个方面的改进可以提高模式的整体模拟性能.

(3) 与观测相比, Noah/SLUCM 陆面模式模拟的净辐射通量偏小、感热通量偏大、储热偏小. 这与模拟的地表温度偏高有关, 有待进一步深入研究.

本研究中假设 Noah 陆面模式对植被部分的潜热通量有较准确的模拟(Chen 和 Mitchell, 1999; Sridhar 等, 2002; Chen 等, 2003; Chen, 2005; Lemone 等, 2008), 在此基础上结合观测分析与数值模拟研究城市地表潜热通量的来源, 其中亦没有考虑人为热排

放中的感热部分, 预计对本文结论有一定的影响.

本文仅分析了北京城区一个地点的观测, 下一步将选择不同绿地覆盖率、不同城市功能区开展观测分析, 研究与我国城市规划建设及气候特征相对应的城市地表能量平衡特征, 以此改进天气气候耦合模式中的城市陆面模式, 提高我国城市精细气象预报和城市气候模拟的水平, 服务于应对气候变化和城市防灾减灾.

致谢 感谢中国科学院大气物理研究所李爱国、贾京京, 中国气象局北京城市气象研究所窦军霞、熊斌等在观测、资料等方面的帮助. 衷心感谢审稿专家的建议, 对文稿的修改和完善有很大帮助.

参考文献

- 蒋维楣, 王咏薇, 张宁. 2009. 城市陆面过程与边界层结构研究. 地球科学进展, 24: 411–419
- 苗世光, 窦军霞, Chen F, 等. 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
- 汪光焘, 王晓云, 苗世光, 等. 2005. 城市规划大气环境影响多尺度评估技术体系的研究与应用. 中国科学 D 辑: 地球科学, 35(增刊 I): 145–155
- 王迎春, 梁旭东, 苗世光, 等. 2012. 城市气象研究动向的思考. 气象, 38: 1232–1237
- 王咏薇, 蒋维楣, 刘红年. 2008. 大气数值模式中城市效应参数化方案研究进展. 地球科学进展, 23: 371–381
- Allwine K J, Flaherty J E. 2006. Joint Urban 2003: Study Overview and Instrument Locations. Richland: Pacific Northwest National Laboratory
- Barlage M, Chen F, Tewari M, et al. 2010. Noah land surface model modifications to improve snowpack prediction in the Colorado Rocky Mountains. J Geophys Res, 115: D22101
- Chen F, Mitchell K. 1999. Using GEWEX/ISLSCP forcing data to simulate global soil moisture fields and hydrological cycle for 1987–1988. J Meteorol Soc Jpn, 77: 167–182
- Chen F, Bornstein R, Grimmond S, et al. 2012. Research priorities in observing and modeling urban weather and climate. Bull Amer Meteorol Soc, 93: 1725–1728
- Chen F, Dudhia J. 2001. Coupling an advanced land surface–hydrology model with the Penn State-NCAR MM5 modeling system. Part I: Model implementation and sensitivity. Mon Weather Rev, 129: 569–585
- Chen F, Yates D N, Nagai H, et al. 2003. Land surface heterogeneity in the Cooperative Atmosphere Surface Exchange Study (CASES-97). Part I: Comparing modeled surface flux maps with surface-flux tower and aircraft measurements. J Hydrometeorol, 4: 196–218
- Chen F. 2005. Variability in global land surface energy budgets during 1987–1988 simulated by an off-line land surface model. Clim Dyn, 24: 667–684
- Chen F, Kusaka H, Bornstein R, et al. 2011a. The integrated WRF/urban modelling system: Development, evaluation, and applications to urban environmental problems. Int J Climatol, 31: 273–288
- Chen F, Miao S, Tewari M, et al. 2011b. A numerical study of interactions between surface forcing and sea breeze circulations and their effects on stagnation in the Greater Houston area. J Geophys Res. 116(D12): D12105
- Grimmond C S B, Blackett M, Best M J, et al. 2010. The international urban energy balance models comparison project: First results from phase 1. J Appl Meteorol Climatol, 49: 1268–1292
- Grimmond C S B, Blackett M, Best M J, et al. 2011. Initial results from phase 2 of the international urban energy balance model comparison. Int J Climatol, 31: 244–272
- Hagishima A, Narita K, Tanimoto J. 2007. Field experiment on transpiration from isolated urban plants. Hydrol Process, 21: 1217–1222
- Kawai T, Kanda M. 2010. Urban energy balance obtained from the comprehensive outdoor scale model experiment. part I: Basic features of the surface energy balance. J Appl Meteorol Climatol, 49: 1341–1359
- Kotthaus S, Grimmond C S B. 2012. Identification of micro-scale anthropogenic CO₂, heat and moisture sources-processing eddy covariance fluxes for a dense urban environment. Atmos Environ, 57: 301–316
- Kusaka H, Kondo H, Kikegawa Y, et al. 2001. A simple single-layer urban canopy model for atmospheric models: Comparison with multi-layer

- and slab models. *Bound-Layer Meteor*, 101: 329–358
- Lee S. 2011. Further development of the vegetated urban canopy model including a grass-covered surface parametrization and photosynthesis effects. *Bound-Layer Meteor*, 140: 315–342
- Lemone M A, Tewari M, Chen F, et al. 2008. Evaluation of the Noah land surface model using data from a fair-weather IHOP_2002 day with heterogeneous surface fluxes. *Mon Weather Rev*, 136: 4915–4941
- Loridan T, Grimmond C S B, Grossman-Clarke S, et al. 2010. Trade-offs and responsiveness of the single-layer urban canopy parametrization in wrf: An offline evaluation using the MOSCEM optimization algorithm and field observations. *Q J R Meteorol Soc*, 136: 997–1019
- Mestayer P G, Durand P, Augustin P, et al. 2005. The urban boundary-layer field campaign in Marseille (UBL/Clu-Escompte): Set-up and first results. *Bound-Layer Meteor*, 114: 315–365
- Miao S, Chen F, Lemone M A, et al. 2009. An observational and modeling study of characteristics of urban heat island and boundary layer structures in Beijing. *J Appl Meteorol Climatol*, 48: 484–501
- Miao S, Chen F, Li Q, et al. 2011. Impacts of urban processes and urbanization on summer precipitation: A case study of heavy rainfall in Beijing on 1 August 2006. *J Appl Meteorol Climatol*, 50: 806–825
- Miao S, Chen F. 2008. Formation of horizontal convective rolls in urban areas. *Atmos Res*, 89: 298–304
- Moriwaki R, Kanda M, Senoo H, et al. 2008. Anthropogenic water vapor emissions in Tokyo. *Water Resour Res*, 44: W11424
- Rotach M W, Vogt R, Bernhofer C, et al. 2005. BUBBLE—An urban boundary layer meteorology project. *Theor Appl Climatol*, 81: 231–261
- Ryu Y, Baik J, Lee S. 2011. A new single-layer urban canopy model for use in mesoscale atmospheric models. *J Appl Meteorol Climatol*, 50: 1773–1794
- Schlünzen K H, Katzfey J J. 2003. Relevance of sub-grid-scale land-use effects for mesoscale models. *Tellus Ser A-Dyn Meteorol Oceanol*, 55: 232–246
- Sridhar V, Elliott R L, Chen F, et al. 2002. Validation of the NOAA-OSU land surface model using surface flux measurements in Oklahoma. *J Geophys Res*, 107: 4418
- Thatcher M, Hurley P. 2012. Simulating Australian urban climate in a mesoscale atmospheric numerical model. *Bound-Layer Meteor*, 142: 149–175
- Welty C. 2009. The urban water budget. In: Baker L A, ed. *The Water Environment of Cities*. New York: Springer. 17–28
- Willmott C J. 1982. Some comments on the evaluation of model performance. *Bull Amer Meteorol Soc*, 63: 1309–1313